

ISSN 0869-592X

Том 32, Номер 2

Март - Апрель 2024



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 2, 2024

- Источники тонкой алюмосиликокластики для отложений венда и раннего кембрия запада Восточно-Европейской платформы: некоторые литогеохимические ограничения
А. В. Маслов, В. Н. Подковыров, О. В. Граунов 3
- Микрофауна, палиноморфы и биостратиграфия зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса (средняя юра) бассейна реки Кубань, Северный Кавказ
В. В. Митта, Л. А. Глинских, Ю. Н. Савельева, О. В. Шурекова 26
- Опорный разрез кампанского яруса Юго-Западного Крыма: проблемы подъярусного расчленения и глобальной корреляции
Е. Ю. Барабошкин, А. Ю. Гужиков, Г. Н. Александрова, В. В. Акинин, И. П. Рябов, М. А. Устинова, Н. А. Ртищев, В. С. Вишневская 48
- Обоснование возраста песков со средне- и позднечетвертичными комплексами териофауны в низовьях реки Обь близ поселка Хашгорт (север Западной Сибири)
И. Д. Зольников, А. В. Бородин, Е. А. Филатов, С. Е. Коркин, Е. А. Маркова, Л. Э. Ялковская, А. Т. Галимов, П. С. Левицкая 104
- Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры севера Якутии как ключ к интерпретации результатов палеоэкологических исследований
Д. А. Лопатина, О. Г. Занина 123
-
-

CONTENTS

Vol. 32. No. 2, 2024

- Sources of Fine-Grained Aluminosiliciclastics for the Vendian and Early Cambrian Deposits of the Western Part of the East European Platform: Some Lithogeochemical Constraints
A. V. Maslov, V. N. Podkovyrov, and O. V. Graunov 3
- Microfauna, Palynomorphs, and Biostratigraphy of the Upper Bajocian *Strenoceras niortense* Zone (Middle Jurassic) of the Kuban River Basin, Northern Caucasus
V. V. Mitta, L. A. Glinskikh, Yu. N. Savelieva, and O. V. Shurekova 26
- Reference Section of the Campanian Stage of the Southwestern Crimea: Problems of Substage Subdivision and Global Correlation
E. Yu. Baraboshkin, A. Yu. Guzhikov, G. N. Aleksandrova, V. V. Akinin, I. P. Ryabov, M. A. Ustinova, N. A. Rtischev, and V. S. Vishnevskaya 48
- Justification of the Age of Sands with Middle and Late Quaternary Theriofaunal Complexes in the Lower Ob' River Near the Village Khashgort (North Western Siberia)
I. D. Zolnikov, A. V. Borodin, E. A. Filatov, S. E. Korkin, E. A. Markova, L. E. Yalkovskaya, A. T. Galimov, and P. S. Levitskaya 104
- Subfossil Spore-Pollen Spectra of Northern Yakutia as a Key to the Interpretation of Paleoeological Studies
D. A. Lopatina and O. G. Zanina 123
-
-

УДК 551

ИСТОЧНИКИ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ ДЛЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И РАННЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: НЕКОТОРЫЕ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ¹

© 2024 г. А. В. Маслов^{1, *}, В. Н. Подковыров^{2, **}, **О. В. Граунов**²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

*e-mail: amas2004@mail.ru

**e-mail: vpodk@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2023 г.

После доработки 01.05.2023 г.

Принята к публикации 07.06.2023 г.

Проанализированы литогеохимические особенности (содержание и распределение основных породообразующих оксидов, а также ряда редких и рассеянных элементов) глинистых пород волынского, редкинского, котлинского и нижекембрийского стратиграфических уровней запада Восточно-Европейской платформы (Беларусь и Волянь, восток Балтийской моноклинали, Московская синеклиза). С использованием разнообразных литогеохимических подходов и методов, данных об U–Pb изотопном возрасте популяций обломочного циркона, присутствующих в ассоциирующих с аргиллитами песчаниках, и с учетом геохимических особенностей предполагаемых пород-источников тонкой алюмосиликокластики — магматических ассоциаций разного состава и возраста Сарматии и Фенноскандии — высказаны соображения о возможном вкладе последних в формирование глинистых пород венда и раннего кембрия.

Ключевые слова: запад Восточно-Европейской платформы, реконструкция состава пород-источников тонкой алюмосиликокластики, переходные отложения от докембрия к кембрию

DOI: 10.31857/S0869592X24020015, EDN: DELCFH

ВВЕДЕНИЕ

Отложения венда и нижнего кембрия на западе Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в том числе в пределах Республики Беларусь и Воляни, где известны их наиболее полные в стратиграфическом отношении осадочные последовательности, привлекали повышенное внимание специалистов в области осадочной геологии по меньшей мере дважды. Первый пик работ подобного плана пришелся на 1970–1980-е гг. (Стратиграфия..., 1979; Палеогеография..., 1980; Rozanov, Łydka, 1987) и был во многом связан с совместными польско-советскими исследованиями стратиграфии и палеонтологии верхнедокембрийских и кембрийских отложений. Участники работ “не ставили перед собой задачу всестороннего литологического изучения” (Палеогеография..., 1980, с. 3) отложений, хотя во второй части указанной монографии

рассмотрены вещественный состав нижних свит венда Подольского выступа Украинского щита, литологическая характеристика венда и нижнего кембрия Юго-Восточной Польши, Балтийской синеклизы, петрографические и минералого-геохимические особенности пограничных отложений докембрия и кембрия Юго-Восточной Польши, а также распределение в породах венда и кембрия глинистых минералов и их роль в палеогеографических построениях. Главным итогом этих работ явилась серия палеогеографических схем и карт раннего и позднего венда и раннего кембрия.

Второй пик исследований совпал со вторым десятилетием XXI в. Эти работы, в которых приняли также участие специалисты Республики Беларусь и России, проводились и продолжаются в рамках крупного проекта Польской академии наук “Расшифровка эдиакарской обстановки по неизменным терригенным осадочным породам Восточно-Европейского кратона”. Они привели к появлению целой серии интересных публикаций (Shumlyansky et al., 2016; Goryl et al., 2018;

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24020067 для авторизованных пользователей.

Liivamägi et al., 2018, 2021; Paszkowski et al., 2019, 2021; Środoń et al., 2019, 2022, 2023; Wojanowski et al., 2020, 2021; Poprawa et al., 2020; Голубкова и др., 2021, 2022; Derkowski et al., 2021; Jewuła et al., 2022 и др.). В указанных работах проанализированы факторы, контролировавшие формирование минерального и химического состава эдиакарских и кембрийских аргиллитов запада ВЕП. Исследованы широко распространенные здесь педогенные сидериты. Высказана гипотеза о существовании на рассматриваемой территории в эдиакарии обширных неморских обстановок осадконакопления. Показано, что диагенетические процессы в терригенных толщах могли контролироваться миграцией горячих К-содержащих флюидов. Установлено присутствие в отложениях биомаркеров исключительной сохранности. Обоснован вывод о том, что развитые на базальтах Волыни палеопочвы содержат запись процессов выветривания, в минимальной степени измененную диагенетическими трансформациями. Получена важная для реконструкции истории формирования осадочных последовательностей информация об U–Pb и Hf-изотопной систематике обломочного циркона. Датированы основные события в истории становления Волынского вулканического комплекса/крупной магматической провинции на западной периферии ВЕП. Обоснован высокий биостратиграфический потенциал органостенных микрофоссилий, присутствующих в отложениях верхнего венда.

В одной из последних публикаций этой серии приведена характеристика фациального, минерального и химического состава глинистых пород эдиакария и раннего кембрия западных регионов ВЕП (Западная Беларусь и Волынь, Восточная Беларусь, окрестности г. Санкт-Петербурга и Северная Эстония, Юго-Восточная Польша, Подолия и др.) (Jewuła et al., 2022). Показано, что обстановки осадконакопления этого времени варьировали на указанной территории от субаэральных до мелководных. На севере и юге ее реконструированы две крупные эстуарные системы, открывавшиеся на восток и юг. Сформированные под их влиянием осадочные последовательности представлены петрогенными отложениями первого седиментационного цикла; источниками кластики для них выступали палеопочвы и коры выветривания на эффузивах и пирокластических породах Волыско-Брестской крупной магматической провинции (КМП) и кристаллических породах Фенноскандии, а также, возможно, Сарматии. Латеритовый, каолинит-гематитовый тип выветривания предполагает, по представлениям авторов работы (Jewuła et al., 2022), жаркий и влажный климат и окислительные обстановки на суше, хотя в ряде случаев не исключены также дизиокисные условия. Указанная работа сопровождается обширным дополнительным материалом (<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2022.106850>), среди которого имеется

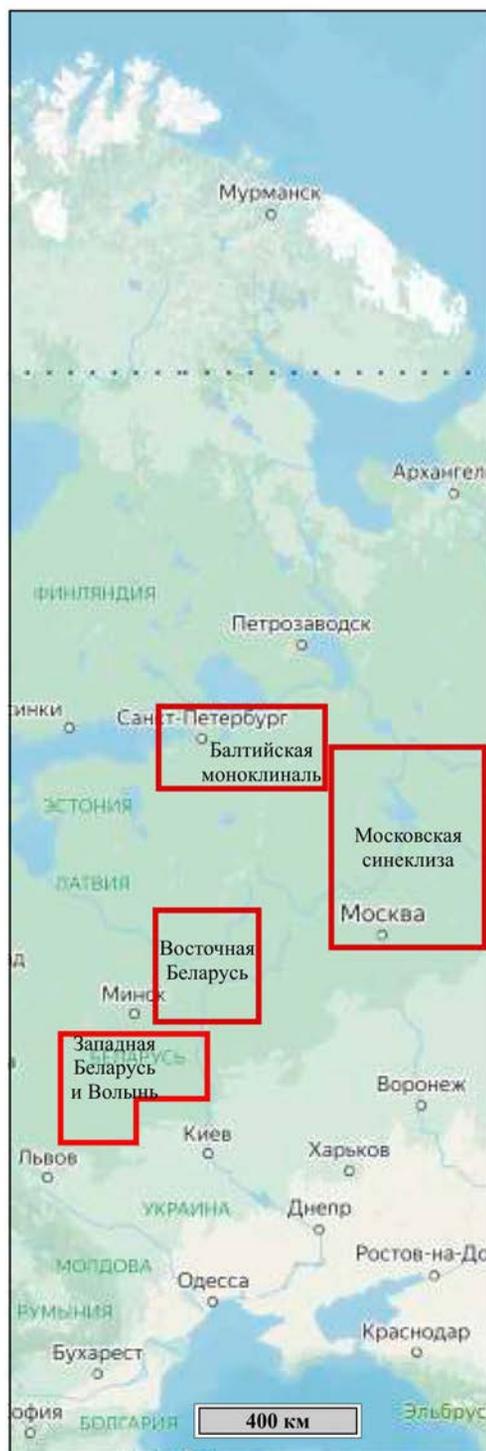


Рис. 1. Схема расположения рассматриваемых в статье регионов. Географическая основа заимствована с сайта <https://yandex.ru/maps/?ll=166.992700%2C21.912809&z=2>

база данных о валовом химическом составе (основные пороодообразующие оксиды, редкие и рассеянные элементы) тонкозернистых обломочных пород (mudstone) для разных стратиграфических

интервалов — доволынского, волынського, редкинського, котлинського и раннекембрийського — большинства регионов развития отложений венда и нижнего кембрия запада ВЕП.

Эти материалы использованы нами в настоящем сообщении для реконструкции по литогеохимическим данным состава источников сноса, поставивших тонкую алюмосиликокластику в области седиментации, существовавшие на территории Республики Беларусь и Волини (последняя является стратотипической местностью воынской серии; Палеогеография..., 1980), и особенностей их эволюции. Для сравнения привлечены также аналитические данные авторов настоящей работы, послужившие основой для публикаций, посвященных расшифровке закономерностей накопления отложений венда и раннего кембрия востока Балтийской моноклинали и Московской синеклизы (Подковыров и др., 2017, 2022; Маслов и др., 2019; Маслов, Подковыров, 2021, 2023) (рис. 1). Все перечисленные аналитические материалы представлены в ДМ² табл. 1.

Особый интерес для данной работы представляет существование в областях размыва на протяжении венда и раннего кембрия контрастных по химическому составу источников тонкой алюмосиликокластики: гранитов рапакиви и ассоциируемых с ними пород (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, Салминский, Рижский и другие плутоны), траппов Воыньско-Брестской КМП и гранитоидов, известных в свекофеннидах, Транскандинавском поясе изверженных пород и Данополонском орогене. Наиболее ярко влияние перечисленных питающих провинций, как нам представляется, должно было сказаться именно на венд-кембрийских осадочных последовательностях Беларуси и Волини. В Московском бассейне, расположенном несколько дальше от большинства из названных источников, формирование осадочных толщ должно было идти в условиях заметного усреднения кластики. Однако так это или нет, мы увидим далее.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ИСТОЧНИКИ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ ДЛЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

В начале венда на юго-западе ВЕП, по-видимому, на финальной стадии распада Родины сформировалась Воыньско-Брестская КМП (Махнач, Веретенников, 2001; Носова и др., 2008; Kuzmenkova et al., 2011; Poprawa et al., 2020). К ней с северо-востока примыкал Кобринско-Могилевский палеопрогиб, унаследовавший положение рифейского Воыно-Оршанского авлакогена

²ДМ — дополнительные материалы.

и существенно расширившийся к северо-западу. В нем формировались вулканогенно-осадочные толщи воынской серии. В позднем венде и раннем кембрии накопление терригенных отложений валдайской и балтийской серий на территории современной Беларуси происходило в обширном Кобринско-Полоцком прогибе (Геология..., 2001; Kuzmenkova et al., 2018; Paszkowski et al., 2019; Голубкова и др., 2021 и др.).

Основные черты литостратиграфии венда и нижнего кембрия

В публикации (Jewuła et al., 2022) приведены аналитические данные только для глинистых пород воынской серии, поэтому традиционно относимая в Беларуси к нижнему венду вильчанская серия (Геология..., 2001 и др.), сложенная тиллитами, песчаниками, глинисто-алевритовыми породами и глинами, нами не рассматривается. Отложения воыньского этапа на территории **Волини и Беларуси** (горбашевская, ратайчитская, лиозненская, гирская, клецкая, видиборская и другие свиты) (рис. 2) представлены в основании крупно- и разнозернистыми аркозовыми песчаниками и гравелитами, конгломератами и глинистыми алевролитами (Геология..., 2001; Свешников и др., 2010; Paszkowski et al., 2019). Присутствующая в матриксе конгломератов горбашевской свиты главная популяция обломочного циркона имеет возраст 1422 ± 19 млн лет (Shumlyanskyu et al., 2015). Выше залегают вулканические туфы основного, смешанного и кислого состава, туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты, базальты, андезиты, андезидациты, дациты, трахидациты, песчаники, алевролиты и глины, а в ряде разрезов — несортированные песчано-глинистые породы с древесно-гравийным материалом и древесно-щебенчатые брекчии. Эти образования отвечают Воыньской/Воыньско-Брестской КМП (Kuzmenkova et al., 2011; Shumlyanskyu et al., 2016; Paszkowski et al., 2019). Вверх по разрезу вулканогенные образования сменяются глинами и глинистыми алевролитами с прослоями и линзами песчаников, в том числе крупно- и разнозернистых и мелкогравийных; в них присутствует переотложенный вулканогенный материал, и в некоторых районах встречаются также туфоалевролиты и туфопесчаники (Геология..., 2001). Завершают воыньский этап вулканомиктовые глинистые алевролиты с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Популяции обломочного циркона из пород ратайчитской свиты характеризуются выраженным пиком на кривой относительной вероятности с возрастом ~1.50 млрд лет и двумя меньшими пиками 1.80 и ~0.59 млрд лет или доминированием кристаллов с возрастом ~0.58 млрд лет и меньшими пиками 1.80 и 1.50 млрд лет. В туффитах, аркозовых вакках и аркозах лиозненской/гирской свиты преобладает обломочный циркон с возрастом ~1.50 млрд лет,

Уровень/этап		Республика Беларусь и Волынь	Балтийская моноклираль	Московская синеклиза
Ранний кембрий		Рытская, рудаминская, страдечская и лонтоваская свиты	Воронковская, ломоносовская и сиверская свиты	Некрасовская, лежская и галичская свиты
Верхний венд	Котлинский	Котлинская свита	Василеостровская свита	Любимская и решминская свиты
	Редкинский	Низовская, селявская и черницкая свиты	Старорусская свита	Гаврилов-ямская, непейцинская и макарьевская свиты
Нижний венд	Волынский	Горбашевская, ратайчитская, гирская, лиозненская, клецкая, видиборская и др. свиты		

Рис. 2. Основные литостратиграфические подразделения волынского, редкинского, котлинского и нижнекембрийского уровней рассматриваемых в настоящей работе регионов. Серый фон — отсутствие отложений.

подчиненную роль играют кристаллы с возрастaми 1.80 и 0.57–0.55 млрд лет (Paszkowski et al., 2019).

Отложения редкинского этапа (низовская, селявская и черницкая свиты) — это аркозовые и полевошпатово-кварцевые крупно- и грубозернистые, иногда с гравием, песчаники, алевролиты и алевритово-глинистые породы/глинистые алевролиты, аргиллиты, аргиллитоподобные глины и глины; иногда встречаются измененные пепловые туфы (Махнач, Веретенников, 2001; Махнач и др., 2005). В породах низовской свиты доминирует обломочный циркон с возрастaми 1.64 и 1.58 млрд лет. Есть также единичные кристаллы с возрастaми 2.84, 2.32, 1.91 и 1.83 млрд лет (Paszkowski et al., 2019). Обломочный циркон в породах селявской свиты имеет в основном возраст 1.84 млрд лет; подчиненную роль играют кристаллы с возрастaми 1.59 и 1.47 млрд лет. Циркон в породах черницкой свиты имеет возраст преимущественно 1.50 и ~1.84 млрд лет. Присутствие кластеров с возрастaми 1.47 и 1.59 млрд лет сближает рассматриваемую популяцию с той, что характерна для селявской свиты. Есть здесь и цирконы с возрастaми 2.18 и 2.32–2.05 млрд лет (Paszkowski et al., 2019).

Отложения котлинского этапа (котлинская свита) включают грубозернистые, местами гравелистые, кварц-полевошпатовые песчаники с линзами и прослоями аргиллитоподобных глин и гравелитов, пачки переслаивания алевритистых глин, алевролитов и разно-, тонко- и мелкозернистых аркозовых песчаников. В породах котлинской свиты доминирует обломочный циркон с возрастaми 1.54–1.50 млрд лет, есть также небольшие кластеры с возрастaми 1.62 и 1.84–1.80 млрд лет. Единичные кристаллы имеют возраст между 2.75 и 1.96 млрд лет и ~3.28 млрд лет (Paszkowski et al., 2019).

К раннекембрийскому этапу на территории Республики Беларусь принадлежат полевошпатово-кварцевые песчаники с глауконитом, алевролиты и глины, сменяющиеся глинами с прослоями кварцевых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников с глауконитом и иногда гравелитов, принадлежащие ровенскому (рытская и рудаминская свиты) и лонтоваскому (страдечская и лонтоваская свиты) горизонтам (Геология..., 2001). В нижнекембрийских песчаниках доминирует обломочный циркон с возрастaми 1.49 млрд лет, хотя в ряде случаев ситуация может быть иной (Paszkowski et al., 2019).

На востоке **Балтийской моноклинали** отложения волынского уровня отсутствуют. К редкинскому уровню принадлежит старорусская свита, представленная песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, а также песчанистыми аргиллитами с глинистыми пудинговыми песчаниками или без них. Котлинский уровень объединяет внизу алевроаргиллиты и полевошпатово-кварцевые и кварцевые песчаники, а сверху — ламинаритовые, часто с сидеритом, глины с редкими прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников василеостровской свиты (Государственная..., 2012; Подковыров и др., 2017). Залегающая выше воронковская свита, представленная иллит-каолинитовыми глинами с линзами кварцевых песчаников, принадлежит ровенскому горизонту венда. Однако в Беларуси ровенский горизонт рассматривается как нижнекембрийское подразделение (Стратиграфические..., 2010). В таком варианте, принимаемом и нами, нижнекембрийские отложения на востоке Балтийской моноклинали объединяют полевошпатово-кварцевые песчаники, аргиллиты, песчанистые алевролиты, глины с лепидокрокитом, каолинитизированные и лимонитизированные кварцевые

песчаники, пачки переслаивающихся кварцевых песчаников, алевролитов и глин, а в верхней части толщу глин с прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов (воронковская, ломоносовская и сиверская свиты).

Песчаники редкинского горизонта востока Балтийской моноклинали содержат обломочный циркон, формирующий на кривой относительной вероятности возрастов пики 2069, 1998, 1924, 1896, 1796 и 1576 млн лет. Обломочный циркон из пород котлинского горизонта демонстрирует пики возрастов 1880, 1830, 1650, 1600 млн лет (Ивлева и др., 2016; Ershova et al., 2019). Все они сопоставимы с возрастными магматических пород южной части Балтийского щита (свекофенские интрузии, Салминский плутон гранитов рапакиви и др.). Предполагается, что источником кластики для отложений верхнего венда данного региона могли являться именно они (Ивлева и др., 2016, 2018; Подковыров и др., 2017). В то же время в песчаниках василеостровской свиты наблюдается большая доля циркона с позднемезопротерозойскими и раннепротерозойскими возрастными (Ивлева и др., 2018). Циркон примерно такого же возраста установлен в вендских и кембрийских породах Тимана. Это дает основание думать, что уже во время накопления василеостровской свиты в исследуемый регион начинал поступать обломочный материал с востока. В нижнекембрийских отложениях преобладают зерна циркона мезопротерозойского возраста, появляется значительное число кристаллов с неопротерозойским и раннекембрийским возрастом. По-видимому, в самом начале кембрия (лонтаваское и доминопольское время) при сохранении сноса с Балтийского щита заметную роль в качестве источника кластики начала играть и тиманская окраина Балтики (Ershova et al., 2019).

В **Московской синеклизе** волынские отложения отсутствуют. Редкинский уровень (гаврилов-ямская, непейцинская и макарьевская свиты) представлен аргиллитами с прослоями и пластами алевролитов и песчаников (Кузьменко и др., 1996; Государственная..., 2016). Котлинский уровень (любимская и решминская свиты) сложен песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, а также аргиллитами и аргиллитоподобными глинами. Отложения нижнего кембрия (в принятом нами варианте это некрасовская, лежская и галичская свиты) представлены песчаниками с глауконитом, пачками переслаивания алевролитов и аргиллитов, а также аргиллитоподобными глинами.

Обстановки накопления осадочных последовательностей

Накопление отложений венда и нижнего кембрия во всех рассматриваемых нами в данной работе регионах происходило в аллювиальных конусах

выноса, русловых и пойменных зонах, на приливо-отливных и болотно-лагунных равнинах, а также в прибрежно- и мелководно-морских обстановках (открытые части крупных заливов, верхний шельф и т.п.) (Подковыров и др., 2017; Jewuła et al., 2022; Маслов, Подковыров, 2023). Формирующиеся в перечисленных обстановках осадки в значительной мере наследуют распределение ряда слабостворимых в воде редких и рассеянных элементов (Th, La, Sc, Co, Cr, Ni, V и др.), существовавшее в породах источников сноса (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan et al., 1990, 1993; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов и др., 2018).

Возможные источники тонкой алюмосиликокластики

По приведенным в работе (Палеогеография..., 1980) данным, в редкинское время для рассматриваемой нами территории ВЕП снос кластики происходил с выступов Белорусско-Мазурского щита. Значительное количество грубообломочного материала в начале этого времени поступало из западных районов Подляско-Брестской впадины и Волыни, где интенсивно размывались волынские траппы. Дополнительными источниками сноса являлись локальные поднятия фундамента на территории современной Эстонии и сопредельных регионов. В начале котлинского этапа размыв затрагивал Балтийский щит и Белорусско-Мазурское поднятие, а также локальные поднятия на границе Эстонии и Латвии и на юго-востоке Литвы (Палеогеография..., 1980). Предполагалось также, что в лонтаваское время источники кластики существовали на территории современных Финляндии и Швеции. На юге поставщиком обломочного материала являлся Украинский щит.

Результаты определения U—Pb изотопных возрастов обломочного циркона в отложениях венда и нижнего кембрия, распространенных на территории Беларуси и Волыни, позволяют считать, что источниками кластики для них выступали в разных соотношениях палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) комплексы пород Фенноскандии и Сарматии, изверженные породы Трансскандинавского пояса (ТИБ, 1.81–1.76 млрд лет), граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы (1.65–1.50 млрд лет), магматические образования Данополонского орогена (1.47–1.44 млрд лет) и траппы Волынско-Брестской КМП (Paszkowski et al., 2019). Временной интервал формирования последних — 620–550 млн лет (Paszkowski et al., 2019); по данным (Środóń et al., 2023), первая фаза магматизма (преимущественно излияния основных лав) в указанной провинции имела место 580–567 млн лет назад, вторая (извержения кислой пирокластики) завершилась около 545 млн лет назад.

Изотопный состав Lu и Hf обломочного циркона волынской и валдайской серий на территории Беларуси и Волыни позволяет, кроме того, предполагать, что источниками их выступали магматические породы с модельным возрастом 2.3–2.1 млрд лет. Такие образования широко распространены в пределах Сарматии. В то же время на приведенных в работе (Paszkowski et al., 2019, fig. 6) кривых относительной вероятности возрастов обломочного циркона отсутствуют пики возрастов, сопоставимые с возрастными кульминациями магматических и метаморфических событий на северной, северо-восточной и юго-западной периферии Сарматии (2.10–2.04 млрд лет; Савко и др., 2014, 2017, 2021). Источником циркона с неопротерозойскими возрастными пиками, характерными для популяций обломочного циркона, свидетельствуют, по мнению авторов указанной работы, о коротких расстояниях транспортировки их до областей накопления.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Общая характеристика глинистых пород венда и нижнего кембрия

Для волынской-нижнекембрийского интервала Западной Беларуси и Волыни, а также Восточной Беларуси в работе (Jewuła et al., 2022) приведено соответственно 102 и 103 анализа валового химического состава аргиллитов. При этом максимальное содержание SiO_2 для аргиллитов первого из названных регионов составляет 99.3 мас.%, для аргиллитов второго — 91.8 мас.%. Это предполагает,

что в составе выборок кроме собственно глинистых и алевритисто-глинистых пород присутствуют также алевриты и песчаники (рис. 3). Учитывая сказанное, в настоящей работе мы ограничились исследованием аргиллитов с содержанием $\text{SiO}_2 \leq 66$ мас.%. В результате анализируемая далее выборка аргиллитов Западной Беларуси и Волыни включает 96 образцов, а аргиллитов Восточной Беларуси — 93 образца (ДМ_табл. 2).

На основе данных о содержании ряда основных породообразующих оксидов в тонкозернистых обломочных породах венда и нижнего кембрия всех четырех регионов (Подковыров и др., 2017; Jewuła et al., 2022; Маслов, Подковыров, 2023 и др.) построена диаграмма $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ (диаграмма НКМ–ФМ; Юдович, Кетрис, 2000), позволяющая судить об их минеральном составе. Точки состава глинистых пород волынской серии Западной Беларуси и Волыни расположены на ней в основном в полях II (преимущественно смектитовые глины с примесью каолинита и иллита) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины). Точки таких же по гранулометрическому составу пород редकिनского этапа присутствуют в полях II, III (преимущественно хлоритовые глины с примесью Fe-иллита), IV (хлорит-иллитовые глины), V и VI (иллитовые глины со значительной примесью дисперсных полевых шпатов). Котлинские аргиллиты локализованы преимущественно в поле II и области перекрытия его с полем I (преимущественно каолинитовые глины). Наконец, фигуративные точки аргиллитов нижнего кембрия сосредоточены в основном в поле V (рис. 4а). Точки состава глинистых пород волынского этапа Восточной Беларуси расположены на

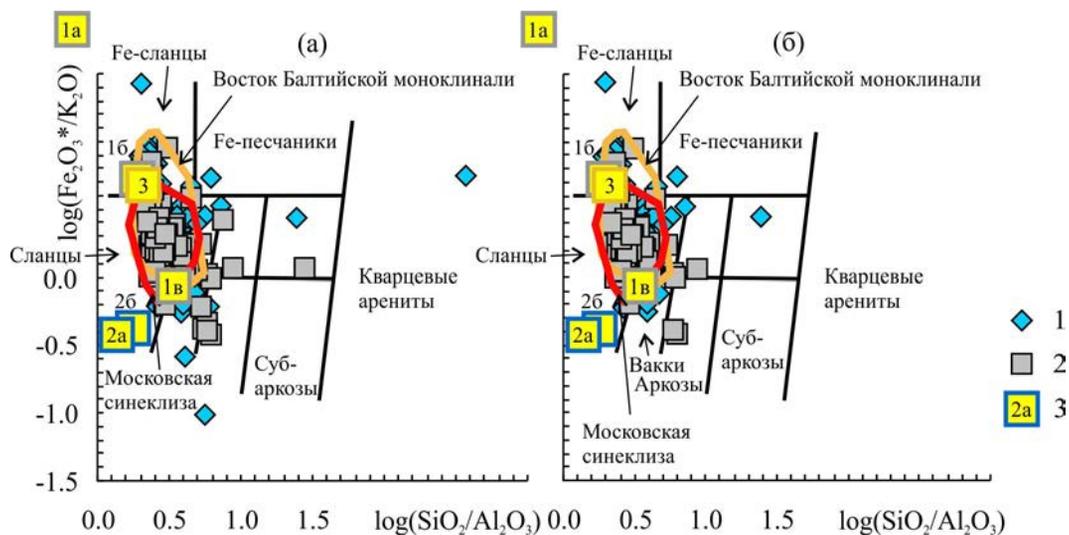


Рис. 3. Положение фигуративных точек состава всех аргиллитов из работы (Jewuła et al., 2022) на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ (а) и аргиллитов той же выборки с содержанием $\text{SiO}_2 < 66$ мас.%. (б). 1 — Западная Беларусь и Волынь; 2 — Восточная Беларусь; 3 — референтные точки различных типов глин (Логвиненко, 1967): 1а — глина каолинитовая; 1б — глина каолинитовая (первичный каолин); 1в — глина каолинитовая (вторичный каолин); 2а, 2б — глина иллитовая; 3 — глина смектитовая.

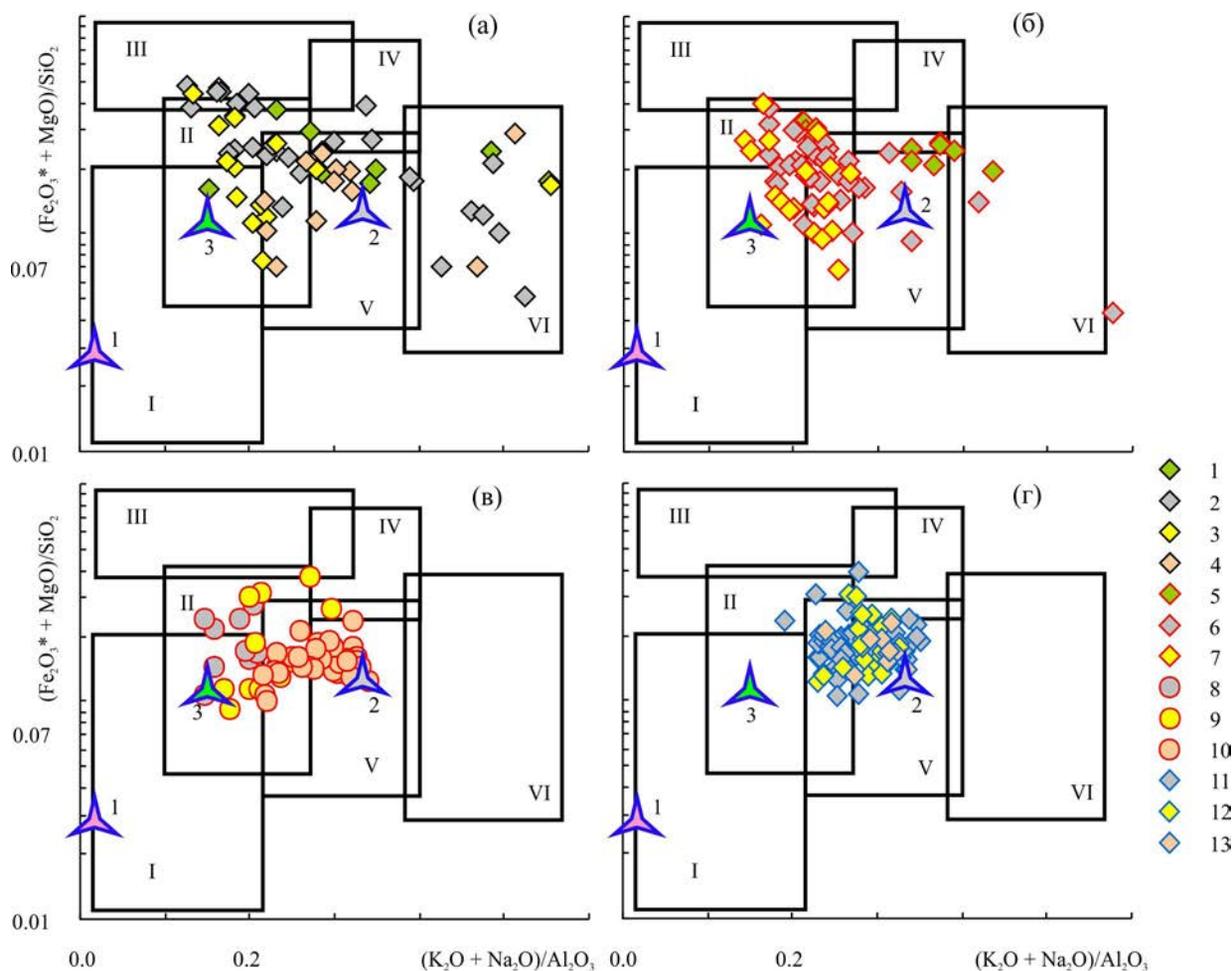


Рис. 4. Положение фигуративных точек аргиллитов волынского (1, 5), редкинського (2, 6, 8, 11), котлинського (3, 7, 9, 12) и нижнекембрийского (4, 10, 13) стратиграфических уровней/этапов Западной Беларуси и Волыни (а), Восточной Беларуси (б), востока Балтийской моноклинали (в) и Московской синеклизы (г) на диаграмме $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Звездочки — референтные составы глинистых минералов (Фролов, 1993): 1 — каолинит, 2 — иллит, 3 — смектит. Поля состава глинистых пород: I — преимущественно каолинитовые, II — преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита, III — преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита, IV — хлорит-иллитовые, V — хлорит-смектит-иллитовые, VI — иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

указанной диаграмме в области перекрытия полей IV и V, а точки верхневендских аргиллитов сконцентрированы в поле II и области перекрытия его с полем V (рис. 4б). Примерно такое же положение характерно и для фигуративных точек глинистых пород верхнего венда и нижнего кембрия востока Балтийской моноклинали (рис. 4в). Точки состава аргиллитов Московской синеклизы сосредоточены в основном в поле V и области его перекрытия с полем II (рис. 4г).

Сравнение с PAAS

Ярко выраженная особенность состава аргиллитов Западной Беларуси и Волыни — содержание Fe_2O_3^* (суммарное железо в виде Fe_2O_3) > 13 мас.% в более чем 30% образцов, принадлежащих

преимущественно к редкинскому уровню, а также к волынской серии. Для глинистых пород волынского и редкинського уровней соответственно Восточной Беларуси и Западной Беларуси и Волыни характерно также более высокое, чем в среднем постархейском австралийском глинистом сланце (PAAS; Taylor, McLennan, 1985), содержание TiO_2 . Аргиллитам большинства литостратиграфических подразделений свойственно заметно пониженное относительно PAAS содержание CaO и Na_2O . Исключением являются аргиллиты волынского уровня Беларуси и Волыни, а также редкинские и котлинские аргиллиты Московской синеклизы, обладающие сопоставимым с PAAS содержанием Na_2O . Глинистые породы волынского-редкинського интервала Беларуси и Волыни имеют варьирующее

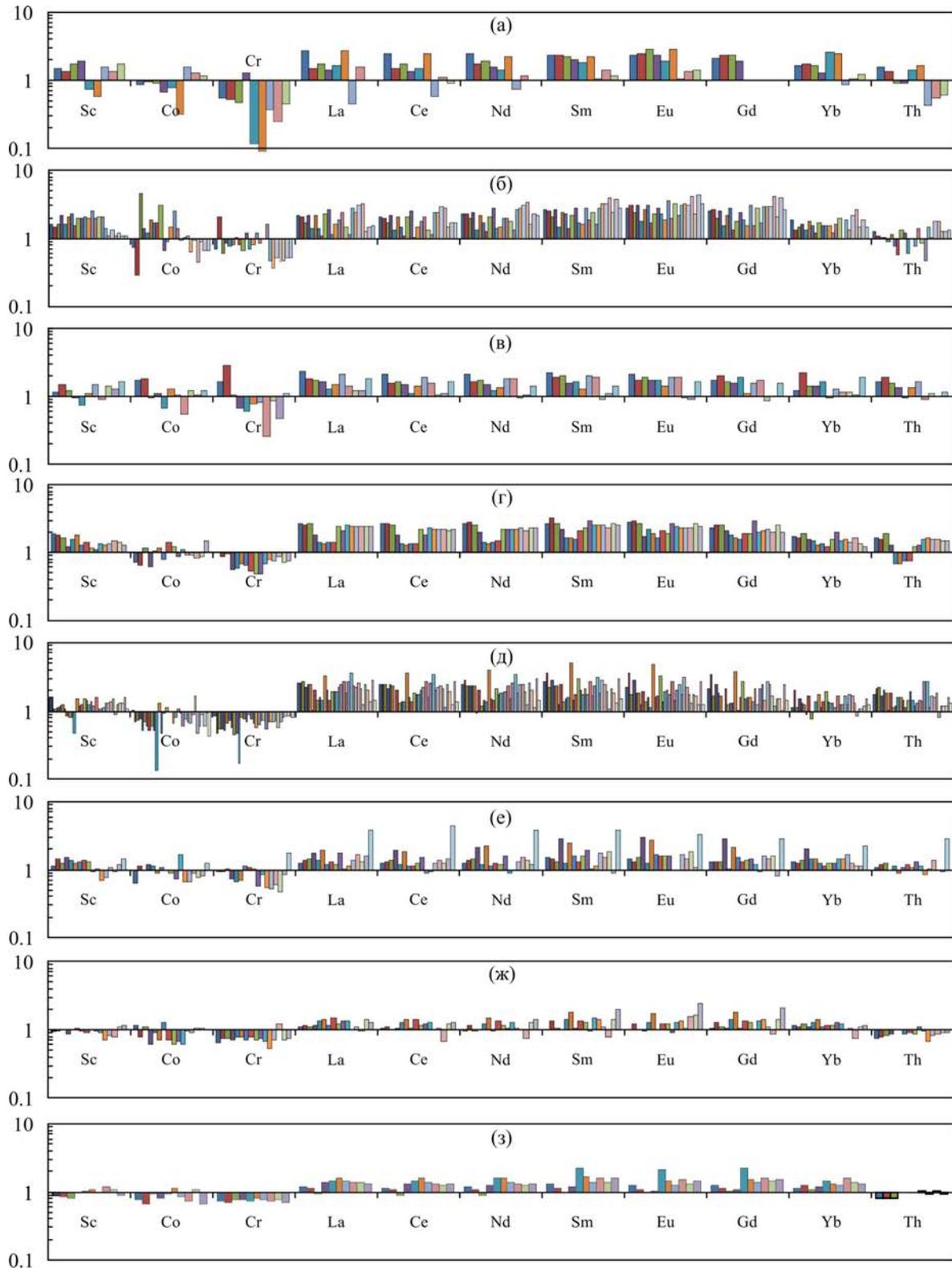


Рис. 5. Нормированное по PAAS содержание ряда редких и рассеянных элементов в аргиллитах венда и нижнего кембрия рассматриваемых в данной работе регионов. а — волынский стратиграфический уровень Западной Беларуси и Волыни; б — редкинский уровень того же региона; в — котлинский уровень того же региона; г — волынский уровень Восточной Беларуси; д — редкинский уровень Восточной Беларуси; е — котлинский уровень того же региона; ж — редкинский уровень Московской синеклизы; з — котлинский уровень Московской синеклизы.

относительно PAAS содержание P_2O_5 ; для аргиллитов других уровней оно меньше, чем в PAAS.

Сопоставление с PAAS концентраций только тех редких и рассеянных элементов, которые использованы при построении различных диаграмм, показало следующее. Среднее содержание Sc в глинистых породах венда и нижнего кембрия всех четырех рассматриваемых регионов варьирует от 0.94 ± 0.12 PAAS (редкинский уровень, Московская синеклиза) до 1.69 ± 0.43 PAAS (тот же уровень, Западная Беларусь и Волынь). Среднее содержание Со минимально в аргиллитах редкинского уровня Восточной Беларуси (0.76 ± 0.29 PAAS), а максимально в глинистых породах этого же этапа Западной Беларуси и Волыни (1.33 ± 0.95 PAAS). Минимальное значение $Cr_{\text{среднее}}$ составляет 0.45 ± 0.35 PAAS и свойственно глинистым породам волынского уровня Западной Беларуси и Волыни, тогда как максимальная его величина (1.02 ± 0.72 PAAS) характерна для аргиллитов котлинского уровня названного региона. Средние концентрации La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd и Yb заметно выше, чем в PAAS, в глинистых породах редкинского уровня Западной Беларуси и Волыни, а также волынского и редкинского уровней Восточной Беларуси. В верхневендских аргиллитах Московской синеклизы они, напротив, немногим выше, чем в PAAS (рис. 5).

Прототипы возможных источников тонкой алюмосиликокластики

С учетом всего сказанного выше мы использовали в качестве возможных прототипов/примеров источников обломочного материала для отложенных венда и нижнего кембрия Беларуси и Волыни, а также востока Балтийской моноклинали и Московской синеклизы ряд магматических комплексов и ассоциаций, для которых в литературе приведены сведения о возрасте и валовом химическом составе (здесь они не повторяются) пород. Это не означает, что именно названные далее комплексы и ассоциации выступали источниками кластики для рассматриваемых нами осадочных последовательностей; они только позволяют определиться с теми или иными их литогеохимическими ограничениями.

Палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) комплексы пород Фенноскандии представлены в нашем банке аналитических данных образованиями вулканических центров Ориярви и Энклинге Юго-Западной Финляндии (породы от габбро до гранитов и вулканические породы с возрастом 1.90–1.88 млрд лет; Kara et al., 2018), продуктами адакитового и ТТГ-подобного магматизма (граниты, диориты, гранодиориты, тоналиты, чарнокиты и трондьемиты) там же (Väisänen et al., 2012) и ортопородами свекокарелид Пояса Сава Западного Приладожья (Котова, Подковыров, 2014). К ним принадлежат также гранитоиды интрузии Бакэби

и риолиты Юго-Восточной Швеции (Mansfeld, 1996). На восточном (в современных координатах) фланге Сарматии 2.20–2.14 млрд лет назад сформировалась островодужная система, а позднее возник Волго-Донской ороген (Щипанский и др., 2007; Терентьев и др., 2014; Savko et al., 2018). Распад его (~2.06 млрд лет) привел к внедрению гранитоидов S-, A- и I-типов, диоритов, габброидов, перидотитов, сиенитов, карбонатитов и бимодальных вулканитов (Савко и др., 2019). Однако обломочный циркон с такими возрастными в породах венда и нижнего кембрия Беларуси, Волыни и востока Балтийской моноклинали практически отсутствует, что указывает, по всей видимости, на невовлеченность перечисленных источников в размыв. Можно предположить, что источником циркона с возрастными ~2.0 млрд лет был Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс Украинского щита, представлявший ~1.98–2.0 млрд лет назад активную континентальную окраину (Шумлянский, 2014). Сложен он метадиабазами, долеритами и трахидолеритами, габбро-долеритами и габбро, диоритами, гранитами, лейкогранитами и аляскитами, сиенитами, дацитами, трахи- и риодацитами, риолитами (Аксаментова, 1997). Примерно в это же время на востоке Восточно-Воронежской провинции формировались гранитоиды Романовского и Ворошиловского массивов (Савко и др., 2011).

Трансскандинавский пояс изверженных пород (ТІВ), окаймляющий Свекофеннский домен с юго-запада, сформирован в результате орогенеза, временные рамки которого понимаются разными исследователями несколько по-разному — от 1.85–1.81 до 1.76–1.67 млрд лет. Для получения обобщенной геохимической характеристики слагающих его образований мы используем аналитические данные для кислых магматических пород с возрастом ~1.80–1.79 млрд лет, вскрывающихся в тектоническом окне Ромбак в центральной части Норвегии (Korneliusen, Sawyer, 1989). В скандинавских каледонидах к этому поясу относятся кварцевые монзониты комплекса покровов Сталон и кварцевые монцодиориты и монзониты комплекса покровов Аммарнас (Grimmer et al., 2016). На юго-востоке Швеции к ТІВ принадлежат гранитоиды и сиениты комплекса Вестервик; формирование их происходило 1.87–1.84 и 1.81–1.77 млрд лет назад (Nolte et al., 2011). Имеющие островодужную природу габбро, габбро-нориты, лейкогаббро и кварцевые диориты с возрастом 1.87–1.78 млрд лет в центральной части Швеции также рассматриваются как составная часть ТІВ (Rutanen, Andersson, 2009). Это же можно сказать о гранитоидах южной части о-ва Готланд с возрастом 1845 ± 4 млн лет, кварцевых монзонитах (1799 ± 4 млн лет) района Бода Хамн, северный Эланд, таких же породах района Валснес, центральный Эланд (1788 ± 5 млн лет), а также гранидиоритах, вскрытых скважинами у побережья

Латвии и Литвы. Последние сопоставляются с ортогнейсами провинции Блекинге на юге Швеции, а также с ортогнейсами Северной Польши (Salin et al., 2019). Еще один пример магматических образований ГПВ — пост- и анорогенные гранитоиды комплекса Дала и ассоциирующие с ними кислые вулканы центральной Швеции (1.79, 1.70–1.68 млрд лет; Ahl et al., 1999).

В качестве примеров гранитов рапакиви, выступавших источниками обломочного циркона с возрастными от 1.65 до 1.50 млрд лет, мы рассматриваем Рижский батолит и ряд небольших его штоков на территории Эстонии и Латвии (Kirs et al., 2004), а также Выборгский и Салминский батолиты (анортозиты, габбро-нориты, монцитоны, кварцевые сиениты, биотитовые и Li-F граниты и др.) (Ларин, 2011). По данным (Коньшев и др., 2020; Konyshev, 2023), последний включает: 1) биотит-амфиболовые и фаялитсодержащие граниты и кварцевые сиениты; 2) биотитовые граниты; 3) топазсодержащие граниты. Еще один возможный источник кластики — анортозиты Северной Польши (массивы Сувалки и Сейны, принадлежащие восточной части Мазурского анортозит-мангерит-чарнокит-гранитного (АМСГ) комплекса, сложного рапакививидными гранитоидами и ассоциирующими с ними породами (Wisniewska et al., 2002)).

Возможно, источниками кластики являлись и граниты рапакиви Сарматии, такие как Корсунь-Новомиргородский и Коростеньский комплексы/массивы, краткая характеристика химического состава которых приведена в (Гранитоиды..., 1993). Первый включает монцитоны, кварцевые монцитоны и сиениты, граниты рапакиви, а также аплитовидные граниты. Второй представлен кварцевыми монцитонами и сиенитами, монцитонами, гранитами рапакиви и рапакививидными гранитами, гранит-порфирами и аплит-пегматоидными гранитами. Формирование основного объема гранитов рапакиви происходило 1770–1765 млн лет назад (Amelin et al., 1994; Ларин, 2011).

Примерами магматических образований Данонолонского орогена в нашей работе являются гранитоиды и ортогнейсы (~1.45 млрд лет) о-ва Борнхольм (Johansson et al., 2016). В Литве к названному орогену относятся плутоны АМСГ-ассоциации — кварцевые монцодиориты Рукай, монцитоны и граниты Гелува (Skridlaite et al., 2007). К нему же принадлежат граниты, вскрытые скв. G 14-1 в Балтийском море северо-восточнее о-ва Рюген (Obst et al., 2004), и интрузия Стенсхувуд Южной Швеции, сложенная кварцевыми монцитонами, тоналитами, монцогранитами и аплитами с возрастом 1458 ± 6 млн лет (Šešarys et al., 2002).

Наконец, Волыньско-Брестская КМП включает как основные, так и кислые магматические

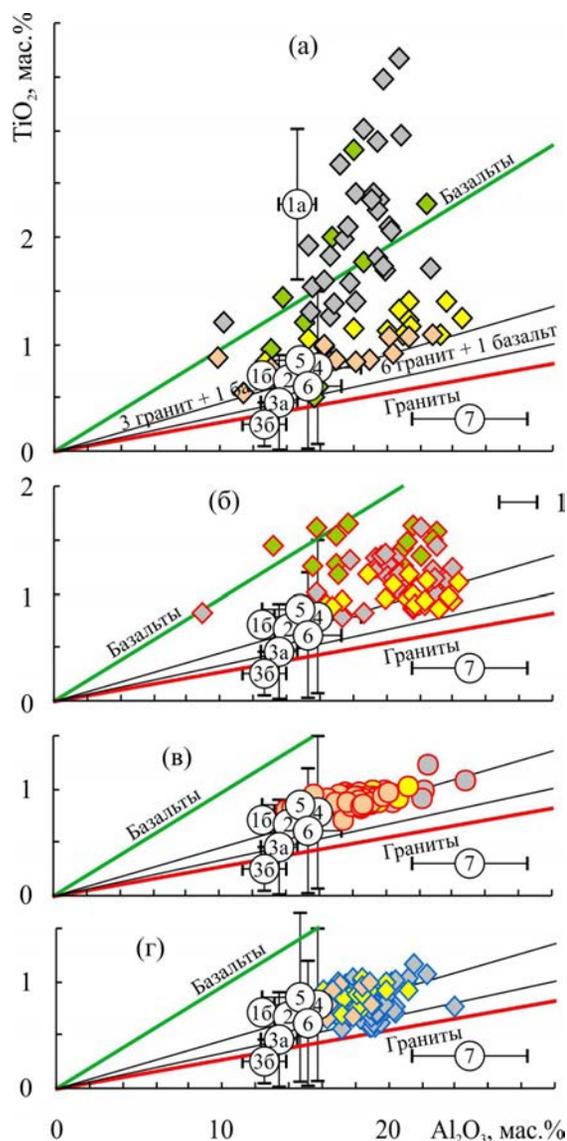


Рис. 6. Положение фигуративных точек аргиллитов волынского, редкинского, котлинского и нижнекембрийского уровней/этапов Западной Беларуси и Волыни (а), Восточной Беларуси (б), востока Балтийской моноклинали (в) и Московской синеклизы (г) на диаграмме Al_2O_3 – TiO_2 .

Цифры в кружках — средние точки состава прототипов источников тонкой алюмосиликокластики: 1а — основные породы Волыньско-Брестской КМП, 1б — кислые породы той же КМП, 2 — Данонолонский ороген, 3а — граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы Украинского щита, 3б — то же северо-запада России и Прибалтики, 4 — Транскандинавский пояс изверженных пород, 5 — комплексы пород Сарматии с возрастом 2.0–1.8 млрд лет, 6 — свекофениты Скандинавии, 7 — анортозиты Польши. 1 — стандартное отклонение ($\pm 1\sigma$). Остальные условные обозначения см. рис. 4.

породы (Кузьменкова и др., 2010; Kuzmenkova et al., 2011; Шумлянский и др., 2011). Основные породы

представлены субщелочными и толеитовыми базальтами, долеритами и габбро-долеритами. К кислым породам принадлежат андезидациты, дациты, риодациты и трахириодациты. Сведения о валовом химическом составе их представительных образцов заимствованы нами из работы (Носова и др., 2008).

(аргиллиты волынского и редкинско уровня), а фигуративные точки аргиллитов котлинского уровня и нижнего венда, обладая заметно более низким содержанием TiO_2 , сосредоточены у линии “3 гранит + 1 базальт” (рис. 6а), и их состав в определенной степени похож на состав кислых пород Волынского-Брестской КМП, гранитов рапакиви разного возраста, изверженных пород Данополонского орогена, а также магматических ассоциаций с возрастными 2.0–1.8 млрд лет Сарматии и Свекофеннид.

ОБСУЖДЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Положения точек состава аргиллитов на дискриминантных диаграммах

На диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ (McLennan et al., 1979) распределение точек состава глинистых пород венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни характеризуется хорошо выраженным тяготением к линии “базальт” и средней точке основных пород Волынского-Брестской КМП

Это дает основание считать, что влияние продуктов размыва основных пород Волынского-Брестской КМП на формирование осадочных последовательностей рассматриваемого региона уже не сказывалось, начиная с котлинского времени. В то же время в тонкозернистых обломочных породах волынского и редкинско уровня здесь достаточно мало продуктов размыва магматических пород

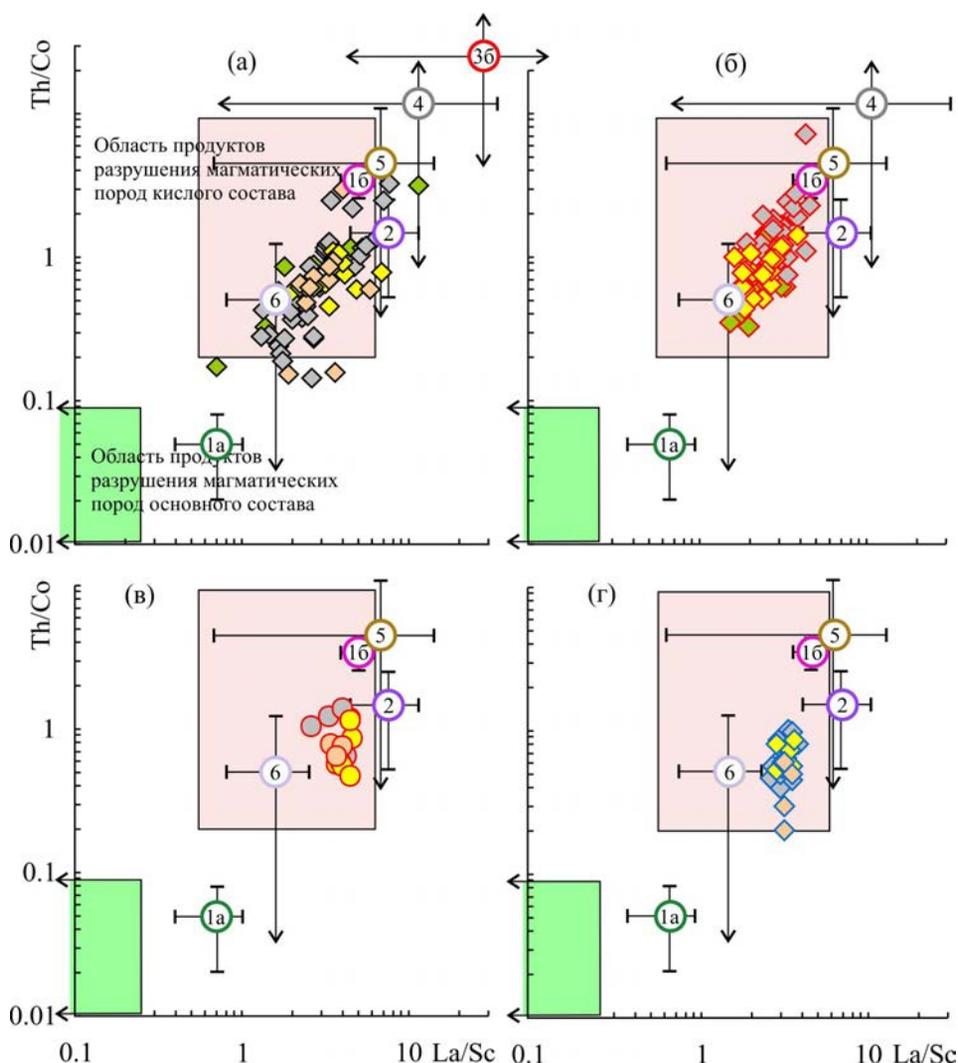


Рис. 7. Положение фигуративных точек аргиллитов волынского, редкинско, котлинско и нижнекембриско уровня/этапов Западной Беларуси и Волыни (а), Восточной Беларуси (б), востока Балтийско моноклинали (в) и Московско синеклизы (г) на диаграмме La/Sc–Th/Co. Условные обозначения см. рис. 4 и 6.

кислого состава. Распределение фигуративных точек аргиллитов этого же стратиграфического интервала Восточной Беларуси немного иное. К линии “базальт” на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$ тяготеет, как и можно было ожидать, значительная часть точек состава глинистых пород волынского этапа (рис. 6б). Точки же и редкинских, и котлинских, и нижнекембрийских аргиллитов в основном расположены вблизи линии “3 гранит + 1 базальт”. Таким образом, в указанном регионе влияние продуктов размыва основных пород на состав тонкозернистых обломочных образований существенно не сказывается уже и на редкинском уровне. Редкинско-нижнекембрийские глинистые породы и на востоке Балтийской моноклинали, и в Московской синеклизе сосредоточены на рассматриваемой диаграмме вдоль этой же линии, а в ряде случаев (это особенно характерно для Московской синеклизы) можно предполагать, что в их составе доля продуктов размыва кислых магматических пород является преобладающей (рис. 6в, 6г). Еще один вывод из рассмотрения диаграммы $Al_2O_3-TiO_2$ — материал размыва анортозитов существенной роли в составе исследуемых глинистых пород, по всей видимости, не играет.

Положение фигуративных точек глинистых пород венда и нижнего кембрия всех четырех регионов на диаграмме $La/Sc-Th/Co$ (Cullers, 2002) в достаточной мере сходно с таковым на диаграмме $Al_2O_3-TiO_2$. Львиная доля точек состава аргиллитов сосредоточена в области продуктов разрушения магматических пород кислого состава (рис. 7). Присутствие некоторой доли продуктов размыва пород основного состава можно предполагать только для глинистых пород волынского и редкинско-нижнекембрийского уровней Западной Беларуси и Волыни. Состав глинистых пород других уровней и регионов по соотношению La/Sc и Th/Co похож на состав кислых магматических образований Волынского-Брестской КМП, Данополюнского и Свекофеннского орогенов. Более компактное расположение точек аргиллитов Балтийской моноклинали и Московской синеклизы, возможно, связано с гомогенизацией тонкой алюмосиликокластики на путях переноса.

Распределение точек состава глинистых пород венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни на графике $Cr/Th-Th/Sc$ (Condie, Wronkiewicz, 1990; Bracciali et al., 2007) показывает существенные вариации соотношения продуктов размыва основных и кислых магматических пород в аргиллитах волынского и редкинско-нижнекембрийского уровней (рис. 8а). Интересно, что вклад основной алюмосиликокластики выше для глинистых пород редкинско-нижнекембрийского уровня (до 35–40%), тогда как в аргиллитах волынской серии такого материала в целом несколько меньше. Состав глинистых пород котлинского этапа и нижнего кембрия более однороден; доля продуктов размыва магматических пород основного состава составляет в них ~10–30%.

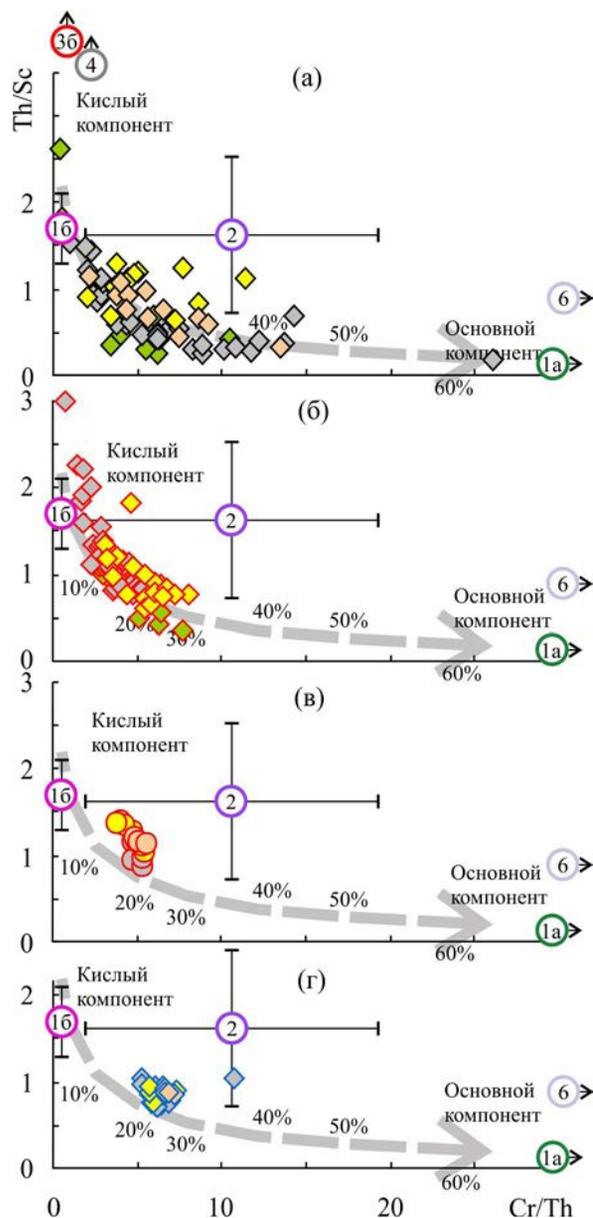


Рис. 8. Положение точек состава аргиллитов волынского, редкинско-нижнекембрийского, котлинского и нижнекембрийского уровней/этапов Западной Беларуси и Волыни (а), Восточной Беларуси (б), востока Балтийской моноклинали (в) и Московской синеклизы (г) на диаграмме $Cr/Th-Th/Sc$. Условные обозначения см. рис. 4 и 6.

Определенные источники тонкой алюмосиликокластики для рассматриваемых нами осадочных последовательностей с помощью данной диаграммы, по-видимому, не могут быть реконструированы, за исключением кислых магматических пород Волынского-Брестской КМП и Данополюнского орогена. Глинистые породы волынского этапа Восточной Беларуси содержат от 20 до 30% продуктов размыва магматических пород основного состава (рис. 8б), а аргиллиты верхнего венда — от менее

10 до ~20–25%. Примерно столько же тонкой основной алюмосиликокластики присутствует в глинистых породах верхнего венда и нижнего кембрия востока Балтийской моноклинали и Московской синеклизы (рис. 8в, 8г).

РЗЭ систематика прототипов источников алюмосиликокластики и аргиллитов

Описанные выше прототипы пород-источников тонкой алюмосиликокластики, слагающей осадочные последовательности венда и нижнего кембрия Беларуси и Волыни, восточной части Балтийской моноклинали и Московской синеклизы, для которых в нашем банке данных имеются сведения о содержании редкоземельных элементов (РЗЭ), обладают следующими средними характеристиками нормированных на хондрит (Taylor, McLennan, 1985) спектров распределения РЗЭ.

Палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) комплексы пород Фенноскандии ($n = 96$; n здесь и далее — количество образцов в той или иной выборке) имеют относительно слабо выраженную отрицательную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 0.88 \pm 0.43$). Максимальное значение Eu/Eu^* для индивидуального образца достигает 3.51, минимальное равно 0.17. Величина $(Gd/Yb)_{N_{среднее}}$ составляет 2.0 ± 1.3 ; при этом 48% входящих в наш банк данных образцов характеризуется

значениями данного параметра ≤ 2.0 . Для остальных это отношение варьирует между 2.0 и 6.4. Средняя величина $(La/Yb)_N$ составляет 11.5, но для индивидуальных образцов названный параметр варьирует от 1.0 до ~93 (!!)

(рис. 9а). Таким образом, предполагая в соответствии с представлениями (Taylor, McLennan, 1985; McLennan, 1989; Rollinson, 1994; Cullers, 1995 и др.), что распределение РЗЭ без серьезных изменений наследуется от пород-источников кластики тонкозернистыми осадками областей седиментации, РЗЭ систематика аргиллитов венда и нижнего кембрия всех четырех рассматриваемых нами регионов полностью определяется только этим источником, что, однако, не согласуется с возрастными обломочного циркона в песчаниках.

Представленные в нашем банке данных магматические породы Сарматии ($n = 27$) обладают средним значением $(La/Yb)_N = 14.5 \pm 7.3$ и отрицательной Eu-аномалией (0.70 ± 0.33), сопоставимой с таковой для ПААС (0.65). Разброс значений Eu/Eu^* в индивидуальных образцах отвечает интервалу 0.21–1.16. Средняя величина $(Gd/Yb)_N$ равна 2.3 ± 0.7 ; при этом в 56% образцов наблюдается деплетирование тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ (значения $(Gd/Yb)_N$ варьируют от 2.1 до 4.3).

Изверженные породы Трансскандинавского пояса ($n = 80$) имеют среднее значение $(La/Yb)_N 9.2 \pm 4.9$

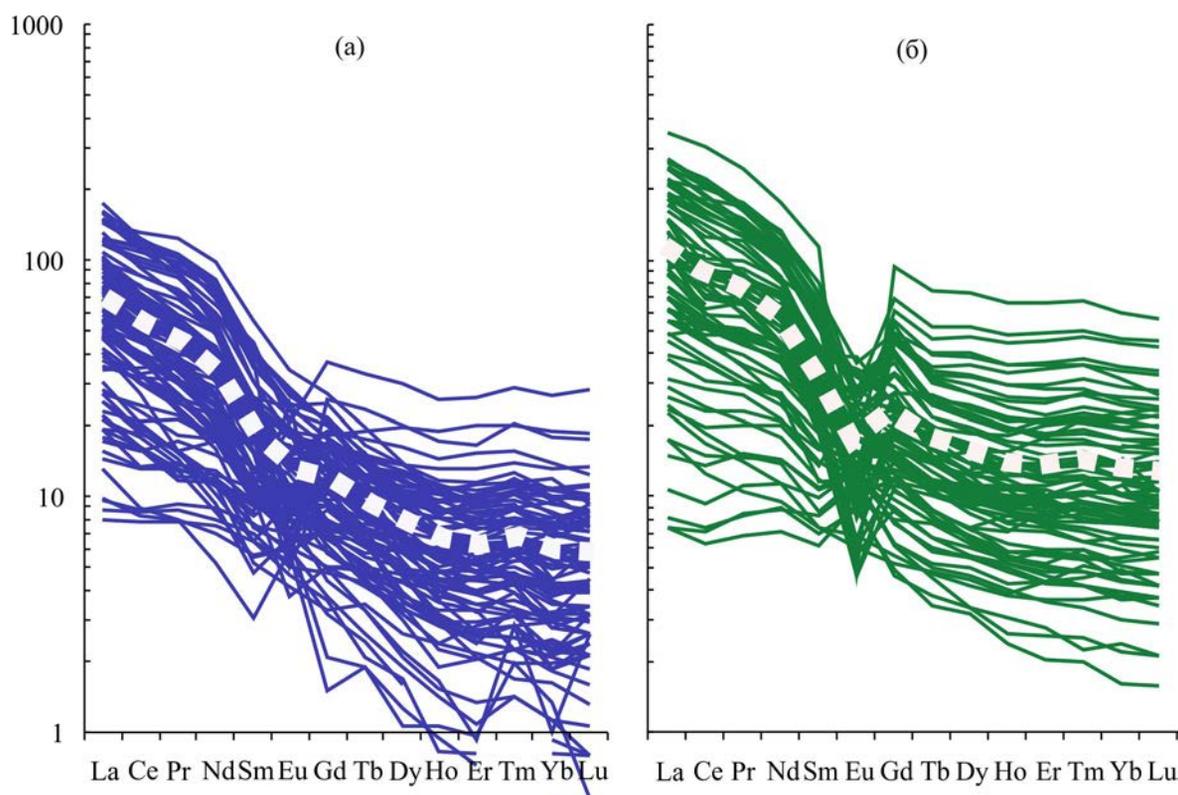


Рис. 9. Нормированные по хондриту спектры распределения лантаноидов в породах Свекофеннского орогена (а) и Трансскандинавского пояса изверженных пород (б). Штрих-пунктир — средние для рассматриваемых объектов спектры РЗЭ.

(минимум 2.5, максимум 32.0) (рис. 9б). Параметр $(Gd/Yb)_{N, \text{среднее}}$ составляет 1.9 ± 0.5 (минимум 0.8, максимум 3.1; деплетирование ТРЗЭ наблюдается примерно в 38% индивидуальных образцов). Среднее значение Eu/Eu^* относительно невелико (0.81 ± 0.40 , минимум 0.05, максимум 2.09).

Граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы, являвшиеся, как предполагают авторы работы (Jewiła et al., 2022), источниками обломочного циркона с возрастными от 1.65 до 1.50 млрд лет, характеризуются средней величиной параметра $(La/Yb)_N$ 9.5 ± 6.7 , тогда как минимальное и максимальное значения его составляют 0.9 и 28.7 соответственно. Среднее значение $(Gd/Yb)_N$ равно 1.6 ± 0.7 , а максимальное достигает 2.8. Рассматриваемая нами выборка ($n = 29$) обладает выраженной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 0.43 \pm 0.39, 0.07-1.52$).

Гранитоиды Корсунь-Новомиргородского и Коростеньского массивов ($n = 21$) характеризуются средней величиной $(La/Yb)_N = 8.3$.

Анортозитам Польши ($n = 9$) свойственна высокая средняя величина $(La/Yb)_N$ (27.9 ± 20.6), положительная Eu-аномалия (3.80 ± 2.41) и выраженное деплетирование ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_{N, \text{среднее}} = 2.9 \pm 1.6$, максимум 5.9). Значения Eu/Eu^* для них варьируют от 1.74 до 8.93. Очевидно, что вклад алюмосиликокластиков с указанными РЗЭ характеристиками в формирование глинистых пород венда и нижнего кембрия рассматриваемых нами регионов был минимальным, если такой материал вообще достигал областей осадконакопления.

Магматические образования Данополюнского орогена ($n = 81$) обладают относительно невысоким средним значением $(La/Yb)_N = 8.2 \pm 2.7$ (минимум 2.0, максимум 20.2). Деплетирование ТРЗЭ для них не характерно ($0.6 < (Gd/Yb)_N < 1.8$). Средняя величина отрицательной Eu-аномалии составляет 0.58 ± 0.13 .

Для основных пород Волынского-Брестской КМП ($n = 21$) параметр $(La/Yb)_{N, \text{среднее}}$ равен 5.4 ± 1.5 (минимум 3.2, максимум 8.4). Значения $(Gd/Yb)_N$ варьируют от 1.5 до 2.9 (деплетирование ТРЗЭ характерно для 29% индивидуальных образцов). Eu-аномалия отсутствует ($Eu/Eu^*_{\text{среднее}} = 0.96 \pm 0.12$, максимум 1.26). Кислые породы провинции ($n = 5$) характеризуются средним значением $(La/Yb)_N = 8.0 \pm 0.6$. Деплетирование ТРЗЭ им не свойственно, а величина $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ составляет 0.59 ± 0.02 . Нормированные на хондрит средние спектры распределения РЗЭ для предполагаемых источников тонкой алюмосиликокластиков показаны на рис. 10а, 10б.

Среднее содержание РЗЭ в глинистых породах волынского, редкинського, котлинського и нижнекембрийського рівней Західної Білорусії та Волині становить відповідно 289.2 ± 111.6 , 349.7 ± 97.5 , 278.3 ± 68.8 і 252.0 ± 58.0 мкг/г. Це значно вище, ніж середнє вміщення

лантаніоїдів в РААС (184.7 мкг/г). Для аргілітів волинської серії ($n = 9$) параметр $(La/Yb)_{N, \text{среднее}}$ дорівнює 9.4 ± 3.5 , а максимальне його значення становить 15.6. Це передбачає відсутність в складі глинистих порід суттєвої частки продуктів розмива основних магматических образований, хоча двома з дев'яти образців свої величезні значення даного параметра 4.9 і 5.8. Величина $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ дорівнює 0.75 ± 0.06 . Деплетирование ТРЗЭ не наблюдается. Аргиллиты редкинського рівня ($n = 28$) характеризуються сопоставимими с волинскими аргиллитами средними величинами $(La/Yb)_N = 10.7 \pm 2.5$ и $Eu/Eu^* = 0.75 \pm 0.06$. Ни в одном образце исследованной нами выборки величина $(La/Yb)_N$ не опускается ниже 6.0; по-видимому, доля продуктов размыва магматических пород основного состава в редкинских аргиллитах относительно невелика. Для 7 образцов аргиллитов параметр $(Gd/Yb)_N$ составляет более 2.0, что указывает на деплетирование ТРЗЭ. Для глинистых пород котлинського рівня ($n = 12$) розброс значень $(La/Yb)_N$ в індивідуальних зразках становить 7.1–18.1 (середнє 11.9 ± 3.6). Середня величина отрицательной Eu-аномалии составляет 0.68 ± 0.06 (минимум 0.78, максимум 0.56). Деплетирование ТРЗЭ в аргиллитах этого уровня разреза отсутствует. Глинистые породы нижнего кембрия Западной Беларуси и Волини ($n = 13$) имеют среднюю величину $(La/Yb)_N = 9.9 \pm 2.9$ (разброс значений 6.4–16.4), что, так же как и для рассмотренных выше уровней, предполагает преобладание на палеоводосборах кислых магматических пород. Для 5 из 13 образцов характерно деплетирование ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_{N, \text{среднее}} = 1.9 \pm 0.8$). Вариации Eu/Eu^* в индивидуальных образцах отвечают интервалу 0.58–0.79 (среднее 0.67 ± 0.06) (рис. 10в).

Глинистые породы венда и нижнего кембрия Восточной Беларуси также характеризуются весьма высоким суммарным содержанием РЗЭ. Так, для аргиллитов волинської серії середня сума РЗЭ дорівнює 378.9 ± 77.2 мкг/г. Аргиллиты редкинського рівня характеризуються значенням $\Sigma РЗЭ_{\text{среднее}} = 382.6 \pm 118.0$ мкг/г, а котлинського — 280.6 ± 118.6 мкг/г. Середнє значення $(La/Yb)_N$ для глинистих порід волинської серії ($n = 17$) становить тут 13.1 ± 2.9 (мінімум 8.5, максимум 18.3). Це передбачає, що джерелами тонкої алюмосиликокластиков для них виступали переважно породи кислої складу. Значення $(Gd/Yb)_N$ в індивідуальних зразках волинських тонкозернистих обломочних порід змінюються від 1.5 до 2.5; деплетирование ТРЗЭ характерно примерно для 40% из них. Параметр $Eu/Eu^*_{\text{среднее}}$ дорівнює 0.67 ± 0.07 . Аргиллиты редкинського рівня Восточной Беларуси ($n = 36$) обладают более высоким значением $(La/Yb)_N$, чем глинистые породы волинського рівня (14.9 ± 3.7). Величина $(Gd/Yb)_N$ в індивідуальних зразках варіює від 1.1 до 2.9 (середнє 1.9 ± 0.4). Середнє

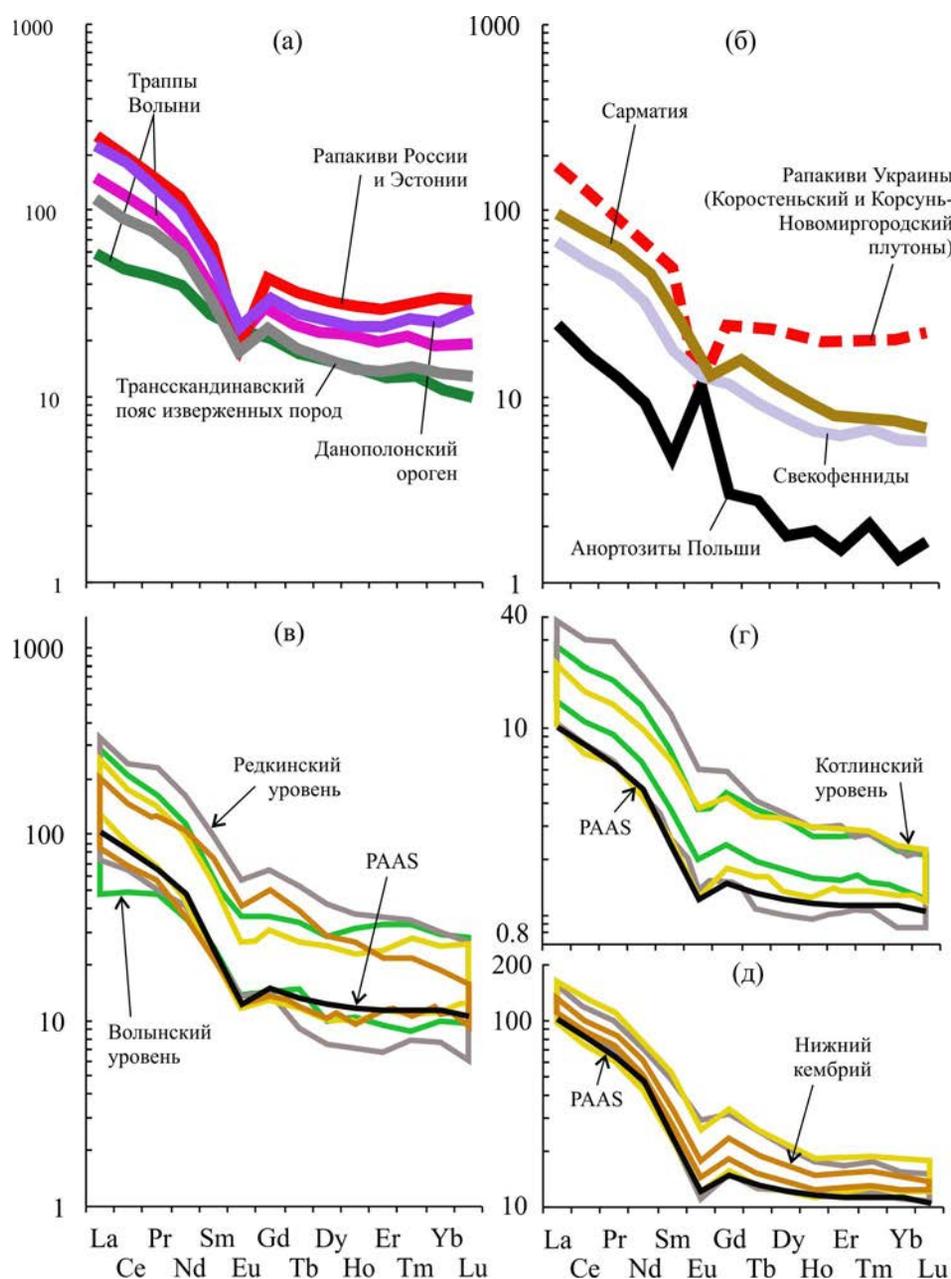


Рис. 10. Средние спектры нормированных к хондриту лантаноидов в прототипах источников тонкой алюмосиликокластики (а, б) для глинистых пород венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни (в), Восточной Беларуси (г) и Московской синеклизы (д).

значение Eu-аномалии практически сопоставимо с ее значением в PAAS. Глинистые породы котлинского уровня ($n = 14$) по сравнению с подстилающими образованиями характеризуются заметным снижением средней величины $(La/Yb)_N$ (9.7 ± 1.9), что, возможно, связано с появлением в областях питания, во время накопления исходных для них осадков, магматических пород основного состава. Деплетирование ТРЗЭ в аргиллитах отсутствует, а значение Eu/Eu^* в индивидуальных

образцах варьирует от 0.58 до 0.80 (среднее 0.69 ± 0.06) (рис. 10г).

Для глинистых пород венда и нижнего кембрия востока Балтийской моноклинали в нашем распоряжении имеются только данные о содержании La, Ce и Yb. Расчет по ним величин $(La/Yb)_N$ в индивидуальных образцах ($n = 42$) и средних для редкинско-котлинского и нижнекембрийского уровней показывает, что тонкозернистые обломочные породы нижнего кембрия характеризуются заметно

более низким средним значением этого параметра (4.7 ± 2.4), чем аргиллиты верхнего венда (соответственно 9.0 ± 1.1 и 8.4 ± 1.5). Если эти аналитические данные корректны, то в начале кембрия в восточную часть Балтийской синеклизы поступало, по-видимому, существенное количество продуктов размыва магматических пород основного состава. Однако данные по другим элементам не согласуются с этим предположением.

Глинистые породы венда и нижнего кембрия Московской синеклизы обладают $\Sigma P3\Theta$ среднее от 215.7 ± 32.4 (редкинский уровень) до 239.5 ± 36.2 мкг/г (котлинский уровень). Средние значения $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$ и Eu/Eu^* в аргиллитах редкинского ($n = 15$), котлинского ($n = 10$) и нижнекембрийского ($n = 4$) уровней сопоставимы (9.8 ± 0.9 , 9.3 ± 1.1 и 9.2 ± 0.6 ; 1.5 ± 0.4 , 1.5 ± 0.3 и 1.5 ± 0.1 ; 0.63 ± 0.05 , 0.61 ± 0.01 и 0.62 ± 0.01 соответственно). Для PAAS эти параметры составляют соответственно 9.2, 1.3 и 0.65 (рис. 10д). Достаточно небольшие средние значения $(La/Yb)_N$ на всем протяжении времени формирования осадочных последовательностей верхнего венда–нижнего кембрия рассматриваемого региона предполагают вовлечение в размыв существенно бóльшей доли магматических пород основного состава, чем это характерно, например, для редкинского уровня Восточной Беларуси. В то же время минимальные величины $(La/Yb)_N$ в Московской синеклизе ни в одном индивидуальном образце не опускаются ниже 7.7, что указывает, на наш взгляд, на отсутствие доминирования основных магматических пород на палеоводосборах.

С использованием данных о содержании P3Э в ортопородах — предполагаемых источниках тонкой алюмосиликокластики (соответствующих данных для метаморфических пород-источников в нашем распоряжении, к сожалению, нет), нами на основе процедуры линейного программирования, позволяющей рассчитать вклад тех или иных источников в состав глинистых пород (Граунов и др., 2023), проведена их верификация. Для анализа использованы средние содержания P3Э в гранитах рапакиви Выборгского и Салминского плутонов, а также Свеконорвежского пояса, монцонитах, сиенитах и гранитах Трансскандинавского пояса и гранитоидах Сарматии. Расчеты показали, что наилучшее соответствие данных в системе “источник–осадок” наблюдается для аргиллитов Западной Беларуси и Вольни, сложенных материалом, накапливавшимся в наибольшей близости к источникам и минимально затронутым процессами смешения и рециклирования.

Вклад в формирование аргиллитов вольнского и редкинского уровней Западной Беларуси и Вольни гранитов рапакиви Салминского и Выборгского плутонов на основе проведенных расчетов можно оценить соответственно в 12–30 и 6–18%. Вклад

гранитоидов и монцонитов Трансскандинавского пояса составлял 6–75 и 4–70% соответственно. Вклад гранитоидов Сарматии и Свеконорвежского орогена в вольнских аргиллитах Западной Беларуси и Вольни не установлен. Аргиллиты редкинско уровня сложены, вероятно, тонкой алюмосиликокластикой — продуктами разрушения как гранитов рапакиви типа Салминского и Выборгского плутонов (5–80%), так и монцонитов Трансскандинавского пояса (5–83%). В ряде случаев они могут быть представлены также тонкой алюмосиликокластикой с P3Э характеристиками, сопоставимыми с систематикой лантаноидов в гранитоидах Сарматии (0–64%) и Свеконорвежского пояса (0–60%). Аргиллиты котлинского уровня и нижнего кембрия Западной Беларуси и Вольни демонстрируют в части случаев несоответствие результатов вычислений необходимым критериям модели. Там же, где такое соответствие есть, можно видеть сдвиг состава источников кластики в сторону гранитов рапакиви Салминского плутона (4–50%) и гранитов Сарматии (37–50%).

Для большинства аргиллитов вольнского уровня Восточной Беларуси источниками кластики по результатам расчетов могли являться граниты рапакиви (Выборгский, 18–65%, или Салминский, 19–41%, плутоны) и/или граниты Трансскандинавского пояса. В ряде образцов предполагается участие продуктов размыва гранитоидов Сарматии (29–70%) или Свеконорвежского орогена (14–65%). Редкинские аргиллиты также в существенной мере сложены тонкой алюмосиликокластикой — продуктами разрушения гранитов рапакиви типа Салминского и Выборгского плутонов. Для менее трети из них основными источниками материала могли являться свеконорвежские гранитоиды (27–90%). В аргиллитах котлинского уровня практически нет материала размыва гранитоидов Сарматии; преобладает тонкая алюмосиликокластика, образованная при эрозии салминских гранитов рапакиви и гранитоидов Трансскандинавского пояса. Для ряда образцов основным источником могли быть свеконорвежские А-граниты (76–79%).

Девять из 16 образцов редкинских аргиллитов Московской синеклизы не соответствуют по сумме критериев требованиям используемой нами модели. Для остальных расчеты показывают присутствие среди источников алюмосиликокластики гранитов (5–68%) и сиенитов (14–48%) Трансскандинавского пояса, а также гранитов рапакиви и топазовых лейкогранитов салминского типа. Четыре образца могут содержать материал свеконорвежских гранитоидов (10–30%). Более половины котлинских аргиллитов также не соответствует модели, остальные сложены материалом размыва сиенитов Трансскандинавского пояса (12–50%), салминских гранитов рапакиви и топазовых гранитов (соответственно 11–25 и 10–27%). Для некоторых из них

можно предполагать участие продуктов размыва свекофенских А-гранитов и гранитоидов Сарматии (1–26%).

Сопоставляя результаты, полученные при использовании разных подходов, мы видим некоторые тенденции изменения соотношений как основных пороодообразующих оксидов, так индикаторных отношений редких и рассеянных элементов и спектров распределения нормированного к хондриту содержания РЗЭ в глинистых породах венда и нижнего кембрия от Западной Беларуси и Волыни к Московской синеклизе. Как и широко используемые в последние годы данные о U–Pb изотопном возрасте обломочного циркона, они допускают разные интерпретации, но, тем не менее, позволяют наметить некоторые ограничения, которые могут быть полезны при создании тех или иных палеогеографических моделей.

Так, соотношение в волынских аргиллитах Al_2O_3 и TiO_2 указывает на существенную роль в их составе (как в Волыни, так и в Западной и Восточной Беларуси) продуктов размыва магматических пород основного состава, вероятно принадлежавших Волыньско-Брестской КМП. Присутствие в песчаниках данного уровня значительной доли зерен обломочного циркона с возрастом 0.59–0.55 млрд лет (Paszkowski et al., 2019) подтверждает этот вывод. Вместе с тем песчаники волынского уровня содержат и циркон с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 1.8 и 1.5 млрд лет. Источниками их могли являться породы Свекофенского орогена или Трансскандинавского пояса, а также граниты рапакиви северо-запада России и Прибалтики, в том числе Мазурский АМСГ-комплекс.

Аргиллиты редкинского уровня в Западной Беларуси и Волыни также содержат, по всей видимости, значительную долю продуктов разрушения пород основного состава. Однако в Восточной Беларуси и на востоке Балтийской моноклинали состав их определяется уже как результат размыва кислых и основных магматических пород в соотношении 3 : 1, а в Московской синеклизе доля кислых источников тонкой алюмосиликокластики, по всей видимости, еще выше. На сокращение вклада продуктов размыва основных магматических пород на этом уровне указывает и заметное уменьшение в обломочных породах содержания Са-плагиоклазов, пироксена, а также триоктаэдрических глинистых минералов и цеолитов (Paszkowski et al., 2019). Песчаники редкинского уровня в Западной Беларуси и Волыни содержат обломочный циркон с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов 1.91–1.83, 1.7–1.47 млрд лет (Paszkowski et al., 2019). Источниками такого циркона могли выступать и породы Свекофенского орогена, и Трансскандинавский пояс изверженных пород, и граниты рапакиви (Салминский,

Рижский массивы и др.), и Данополюнский ороген. На востоке Балтийской моноклинали источниками кластики для редкинских аргиллитов являлись, по всей видимости, архейские гранитоидные купола Балтийского щита, породы Свекофенского орогена и Трансскандинавского пояса, граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы (Ивлева и др., 2016, 2018; Ershova et al., 2019).

В котлинское время доля основных источников сноса начинает снижаться и в Западной Беларуси и Волыни. Источниками кислой алюмосиликокластики для обломочных пород этого уровня, с учетом приведенных в публикации (Paszkowski et al., 2019) данных, могли являться Свекофенский ороген, Трансскандинавский пояс, а также граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы (Рижский, Салминский батолиты и др.). На восток Балтийской моноклинали обломочный материал поступал примерно из этих же источников. Предполагается также, что к концу котлинского времени в область осадконакопления начинала поступать кластика и из Тимано-Печорского региона (Ивлева и др., 2016; Ershova et al., 2019), хотя с таким выводом согласны далеко не все (Francovschi et al., 2023).

В раннем кембрии, исходя из соотношения Al_2O_3 и TiO_2 в глинистых породах всех четырех регионов, вклад продуктов размыва основных магматических пород в их состав был минимальным. При этом источниками кислой алюмосиликокластики, если исходить только из литохимических характеристик, могли являться как породы Сарматии и Фенноскандии с возрастом 2.0–1.8 млрд лет, так и Трансскандинавский пояс изверженных пород, граниты рапакиви и ассоциирующие с ними породы разного возраста, гранитоиды Данополюнского орогена и кислые породы Волыньско-Брестской КМП. Однако столь широкий перечень источников кластики резко сужается, если учесть доминирование в песчаниках данного уровня обломочного циркона с возрастом ~1.49 млрд лет (Paszkowski et al., 2019). Циркон с таким возрастом мог попадать в осадки при размыве пород АМСГ-ассоциаций (?) и гранитоидов Данополюнского орогена.

Соотношение La, Sc, Th и Co в глинистых породах венда–раннего кембрия не столь контрастно. На диаграмме La/Sc–Th/Co подавляющее большинство фигуративных точек аргиллитов сосредоточено в области составов, образованных за счет размыва магматических пород кислого состава. Наиболее близки к аргиллитам по распределению указанных редких и рассеянных элементов породы Данополюнского орогена, а также палеопротерозойские (2.0–1.8 млрд лет) образования Сарматии и Фенноскандии. Могли участвовать в формировании аргиллитов и продукты размыва других метаморфических и магматических

пород фундамента ВЕП, но данные по распределению в них РЗЭ отсутствуют.

Характерное для глинистых пород венда—раннего кембрия всех рассматриваемых регионов соотношение Sr, Sc и Th показывает, что доля продуктов размыва магматических пород основного состава в аргиллитах волынского уровня Беларуси и Волыни составляет порядка 30–35%. В редкинских аргиллитах она максимальна в Западной Беларуси и Волыни (до 40–45%), снижаясь до 20–25% в Московской синеклизе. Котлинские аргиллиты в Западной Беларуси и Волыни содержат около 30–35% продуктов размыва основных магматических пород, а на востоке Балтийской моноклинали и в Московской синеклизе доля такой тонкой алюмосиликокластики несколько ниже (~20 и 20–25%). Несколько выше вклад основной алюмосиликокластики в состав нижнекембрийских аргиллитов также в Западной Беларуси и Волыни (до 40–45%), тогда как в глинистых породах востока Балтийской моноклинали и Московской синеклизы он остается примерно таким же, как и в позднем венде (20–25%).

Исходя из средних параметров спектров распределения нормированных на хондрит РЗЭ в аргиллитах Западной Беларуси и Волыни, Восточной Беларуси и Московской синеклизы, можно сделать вывод, что наибольший вклад продуктов размыва кислых магматических пород имел место при формировании осадочных последовательностей волынского и редкинских этапов Восточной Беларуси, для которых средние значения $(La/Yb)_N$ составляют соответственно 13.1 ± 2.9 и 14.9 ± 3.7 , а параметры $(Gd/Yb)_N$ равны 1.9 ± 0.3 и 1.9 ± 0.4 . Это позволяет думать, что источниками тонкой алюмосиликокластики для них являлись породы Сарматии и Фенноскандии, характеризующиеся высокими средними величинами $(La/Yb)_N$ (14.5 ± 7.3 и 17.8 ± 16.8 соответственно) и выраженным деплетированием ТРЗЭ ($(Gd/Yb)_N = 2.3 \pm 0.7$ и 2.5 ± 1.3 соответственно). Тонкозернистые обломочные породы венда и нижнего кембрия Западной Беларуси и Волыни, котлинского региона Восточной Беларуси и редкинско-нижнекембрийского интервала Московской синеклизы обладают средними величинами $(La/Yb)_N$ от 9.2 ± 0.6 до 11.9 ± 3.6 при отсутствии в большинстве случаев деплетирования ТРЗЭ. Это предполагает, что их формирование происходило либо при смешении кислой и основной алюмосиликокластики при преобладании первой, либо то, что источником основной массы кластики для них выступал Транскандинавский пояс, усредненная (без учета объемных соотношений разных типов пород) РЗЭ систематика пород которого описывается, по имеющейся в нашем банке данных информации, следующими параметрами: $(La/Yb)_N = 9.2 \pm 4.9$, $(Gd/Yb)_N = 1.9 \pm 0.5$ и $Eu/Eu^* = 0.81 \pm 0.40$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все сказанное выше ведет к довольно парадоксальному, но хорошо известному и ранее выводу: чем большим числом критериев мы оперируем, тем менее определенными становятся получаемые выводы. Так, если исследовать осадочные последовательности, не имеющие независимых указаний на природу и положение источников слагающего их обломочного материала, то с помощью литогеохимических подходов и методов можно более или менее определенно судить о том, какими породами (кислыми или основными) были сложены палеоводосборы. Добавление к этой информации сведений о возрастах популяций обломочного циркона, как это хорошо видно на примере рассматриваемых нами в настоящей работе толщ, существенно усложняет ситуацию, так как на тот или иной период времени источников циркона может быть несколько (например, гранитоиды Сарматии и Фенноскандии) и т.п. Разграничить такие источники на основе только литогеохимической информации или только данных о возрасте обломочного циркона очень сложно или практически невозможно. Это же можно сказать и о результатах, получаемых при расчетах вклада различных источников обломочного материала на основе процедуры линейного программирования. Тем не менее по всем обозначенным направлениям необходимо двигаться вперед, так как получаемые в итоге палеогеографические модели все больше похожи на те, что создаются на основе комплексного многоаспектного подхода для более молодых эпох, и это главный результат.

Благодарности. Авторы искренне признательны за помощь в подборе литературы К.А. Савко, А.В. Колесникову и Å. Johansson. Существенная техническая помощь была оказана авторам О.Ю. Мельничуком. Советы и замечания рецензентов А.А. Сорокина и А.Б. Котова во многом способствовали улучшению стиля представления материалов и выводов работы.

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема FMMG-2023–0004, анализ фактического и литературного материала, сравнение с авторскими данными по Московской синеклизе и Балтийской моноклинали) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003, идея, подбор и анализ фактического материала, сопоставление с результатами других исследователей).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аксаментова Н.А. Формации и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса // *Литасфера*. 1997. № 7. С. 59–72.

- Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Кушим Е.А., Лапцевич А.Г., Манкевич С.С., Плоткина Ю.В. Распространение микрофоссилий в отложениях венда Оршанской впадины Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 24–38.
- Голубкова Е.Ю., Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Кушим Е.А., Воскобойникова Т.В., Силиванов М.О. Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 3–20.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 — Псков, (N-35), О-36 — Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль). Объяснительная записка. СПб.: МПР РФ, ФГУП “ВСЕГЕИ”, 2016. 356 с.
- Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник. Отв. ред. Щербак Н.П. Киев: Наукова думка, 1993. 230 с.
- Граунов О.В., Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сквитина Т.М., Адамская Е.В., Горовой В.А. Идентификация источников терригенных осадочных пород на основе геохимических данных с использованием модели линейного программирования // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 230–236.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Анфинсон О., Худoley А.К., Федоров П.В., Маслов А.В., Здобин Д.Ю. Результаты U–Pb (LA ICP MS)-датирования обломочных цирконов из верхневендско-нижнекембрийских отложений востока Балтийской моноклизы // Докл. АН. 2016. Т. 468. № 4. С. 441–446.
- Ивлева А.С., Подковыров В.Н., Ершова В.Б., Хубанов В.Б., Худoley А.К., Сычев С.Н., Вдовина Н.И., Маслов А.В. U–Pb LA-ICP-MS-возраст обломочных цирконов из отложений нижнего рифея и верхнего венда Лужско-Ладожской моноклинали // Докл. АН. 2018. Т. 480. № 4. С. 439–443.
- Интерпретация геохимических данных. Отв. ред. Скляр Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Коньшев А.А., Чевычелов В.Ю., Шаповалов Ю.Б. Два типа высокодифференцированных топазосодержащих гранитов Салминского батолита, Южная Карелия // Геохимия. 2020. Т. 65. № 1. С. 14–30.
- Котова Л.Н., Подковыров В.Н. Раннепротерозойские ортопороды в свекокарелидах пояса Саво, Западное Приладожье: геохимические возможности // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 3–21.
- Кузьменко Ю.Т., Бурзин М.Б., Аксенов Е.М. Верхневендский осадочный бассейн Русской платформы: стратиграфия, история развития и районирование // Палеогеография венда–раннего палеозоя (ПВРП-96). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 83–85.
- Кузьменкова О.Ф., Носова А.А., Шумлянский Л.В. Сравнение неопротерозойской Волынского-Брестской магматической провинции с крупными провинциями континентальных платобазальтов мира, природа низко- и высокотитанистого базитового магматизма // Литасфера. 2010. Т. 33. № 2. С. 3–16.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М.: Высшая школа, 1967. 416 с.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда северной и восточной частей Восточно-Европейской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 2021. № 1. С. 3–27.
- Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. Поздневендский котлинский кризис на Восточно-Европейской платформе: литогеохимические индикаторы среды осадконакопления // Литология и полезн. ископаемые. 2019. № 1. С. 2–30.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. Геохимия глинистых пород верхнего венда–нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы (некоторые традиционные и современные подходы) // Литология и полезн. ископаемые. 2023. № 4. С. 365–386.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В. Венд Беларуси — один из приоритетных стратотипов вендской системы Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 2. С. 123–126.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Литасфера. 2005. № 1 (22). С. 36–43.
- Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волынского-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 115–147.
- Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1980. 118 с.

- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Ершова В.Б. Литостратиграфия и геохимия отложений верхнего венда—нижнего кембрия северо-востока Балтийской моноклинали // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–23.
- Подковыров В.Н., Маслов А.В., Котова Л.Н. Литохимия глинистых пород верхнего венда—нижнего кембрия центральной части Московской синеклизы: общие особенности формирования // Геохимия. 2022. Т. 67. № 1. С. 19–36.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Ларионова Ю.О., Хиллер В.В., Вотяков С.Л., Скрябин В.Ю., Козлова Е.Н. Гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива. Геохимия, Th—U—Pb возраст и петрогенезис // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2011. № 2. С. 98–115.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С., Козлова Е.Н. Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2014. № 2. С. 56–78.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Червяковская М.В., Базиков Н.С. Эпизоды роста континентальной коры в раннем докембрии Сарматии // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 270–273.
- Савко К.А., Кориш Е.Х., Базиков Н.С., Цыбуляев С.В., Червяковский В.С., Холина Н.В., Хуссейн И. Палеопротерозойские гранодиориты I-типа Луневского массива в Курском блоке Сарматии: U—Pb возраст, изотопная систематика и источники расплавов // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2021. № 4. С. 4–23.
- Свешников К.И., Деревская Е.И., Приходько В.Л., Косовский Я.А. Петрохимическая структура толщи ранневендских базальтоидов юго-запада Восточно-Европейской платформы // Вестник РУДН. Сер. Инженерные исследования. 2010. № 1. С. 77–84.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1979. 236 с.
- Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.
- Фролов В.Т. Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.
- Шумлянский Л.В. Геохимия пород Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса Украинского щита // Геохимия. 2014. № 11. С. 972–985.
- Шумлянский Л.В., Кузьменкова О.Ф., Цымбал С.Н., Мельничук В.Г., Тараско И.В. Геохимия и изотопный состав Sr и Nd в интрузивных телах высокотитанистых долеритов Волыни // Мінералогічний журнал. 2011. Т. 33. № 2 (168). С. 72–82.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Ahl M., Sundblad K., Schöberg H. Geology, geochemistry, age and geotectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden // Precambrian Res. 1999. V. 95. P. 147–166.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Verchogliad V.M., Skobelev V.M. Geochronological constraints on the emplacement history of the anorthosite—rapakivi granite suite: U—Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 411–419.
- Bojanowski M.J., Goryl M., Kremer B., Marciniak-Maliszewska B., Marynowski L., Środoń J. Pedogenic siderites fossilizing Ediacaran soil microorganisms on the Baltica paleocontinent // Geology. 2020. V. 48. P. 62–66.
- Bojanowski M.J., Marciniak-Maliszewska B., Środoń J., Liivamägi S. Extensive non-marine depositional setting evidenced by carbonate minerals in the Ediacaran clastic series of the western East European Craton // Precambrian Res. 2021. V. 365. 106379
- Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Eds. Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.
- Čečarys A., Bogdanova S., Janson C., Bibikova E., Kornfält K.-A. The Stenshuvud and Tågghusa granitoids: new representatives of Mesoproterozoic magmatism in southern Sweden // GFF. 2002. V. 124. № 3. P. 149–162.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.A. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Cullers R.L. The control on the major- and trace-element evolution of shales, siltstones and sandstones of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1995. V. 123. P. 107–131.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies

- of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // *Chem. Geol.* 2002. V. 191. P. 305–327.
- Derkowski A., Środoń J., Goryl M., Marynowski L., Szczerba M., Mazur S.* Long-distance fluid migration defines the diagenetic history of unique Ediacaran sediments in the East European Craton // *Basin Res.* 2021. V. 33. P. 570–593.
- Ershova V.B., Ivleva A.S., Podkovyrov V.N., Khudoley A.K., Fedorov P.V., Stockli D., Anfandon O., Maslov A.V., Khubanov V.* Detrital zircon record of the Mesoproterozoic to Lower Cambrian sequences of NW Russia: implications for the paleogeography of the Baltic interior // *GFF.* 2019. V. 141. № 3. P. 279–288.
- Francovschi I., Shumlyansky L., Soesoo A., Tarasko I., Melnychuk V., Hoffmann A., Kovalick A., Love G., Bekker A.* U–Pb geochronology of detrital zircon from the Ediacaran and Cambrian sedimentary successions of NE Estonia and Volyn region of Ukraine: implications for the provenance and comparison with other areas within Baltica // *Precambrian Res.* 2023. V. 392. 107087.
- Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments.* Ed. Lentz D.R. Geol. Ass. Canada. 2003. Geotext 4. 184 p.
- Goryl M., Marynowski L., Brocks J.J., Bobrovskiy I., Derkowski A.* Exceptional preservation of hopanoid and steroid biomarkers in Ediacaran sedimentary rocks of the East European Craton // *Precambrian Res.* 2018. V. 316. P. 38–47.
- Grimmer J.C., Hellström F.A., Greiling R.O.* Traces of the Transscandinavian Igneous Belt in the central Scandinavian Caledonides: U–Pb zircon dating and geochemistry of crystalline basement rocks in the Middle Allochthon // *GFF.* 2016. V. 138. P. 320–335.
- Jewuła K., Środoń J., Kędzior A., Paszkowski M., Liivamägi S., Goryl M.* Sedimentary, climatic, and provenance controls of mineral and chemical composition of the Ediacaran and Cambrian mudstones from the East European Craton // *Precambrian Res.* 2022. V. 381. 106850.
- Johansson Å., Waight T., Andersen T., Simonsen S.L.* Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic A-type granitoids from the Danish island of Bornholm, southern Fennoscandia // *Lithos.* 2016. V. 244. P. 94–108.
- Kara J., Väisänen M., Johansson Å., Lahaye Y., O'Brien H., Eklund O.* 1.90–1.88 Ga arc magmatism of central Fennoscandia: geochemistry, U–Pb geochronology, Sm–Nd and Lu–Hf isotope systematics of plutonic-volcanic rocks from southern Finland // *Geologica Acta.* 2018. V. 16. P. 1–23.
- Kirs J., Haapala I., Rämö O.T.* Anorogenic magmatic rocks in the Estonian crystalline basement // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 2004. V. 53. P. 210–225.
- Konyshov A.* Natural experiment on the extraction and quenching of rapakivi-like magmas: traces of interaction with the mafic melts and their derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia) // *Minerals.* 2023. V. 13. 527. <https://doi.org/10.3390/min13040527>
- Korneliussen A., Sawyer E.W.* The geochemistry of Lower Proterozoic mafic to felsic igneous rocks, Rombak Window, North Norway // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 1989. V. 415. P. 7–21.
- Kuzmenkova O.F., Shumlyanskyi L.V., Nosova A.A., Voskoboynikova T.V., Grakovich I.Y.* Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine // *Літасфера.* 2011. Т. 35. № 2. С. 3–11.
- Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M.* Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orsha depression and Zhlobin saddle (Bykhov parametric borehole) // *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий.* Минск: Строймедиапроект, 2018. С. 101–104.
- Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Gerdes A., Stanek J.J., Williams L., Szczerba M.* Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: a unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint // *Precambrian Res.* 2018. V. 316. P. 66–82.
- Liivamägi S., Środoń J., Bojanowski M.J., Stanek J.J., Roberts N.M.W.* Precambrian paleosols on the Great Unconformity of the East European Craton: an 800 million year record of Baltica's climatic conditions // *Precambrian Res.* 2021. V. 363. 106327
- Mansfeld J.* Geological, geochemical and geochronological evidence for a new Palaeoproterozoic terrane in southeastern Sweden // *Precambrian Res.* 1996. V. 77. P. 91–103.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements.* Eds. Lipin B.R., McKay G.A. Rev. Mineral. Geochem. 1989. V. 21. № 1. P. 169–200.
- McLennan S.M., Fryer B.J., Young G.M.* The geochemistry of the carbonate-rich Espanola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements // *Can. J. Earth Sci.* 1979. V. 16. P. 230–239.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B.* Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1990. V. 54. P. 2015–2050.
- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // *Processes controlling the composition of clastic sediments.* Eds. Johansson M.J., Basu A. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. № 284. P. 21–40.
- Nolte N., Kleinhanns I.C., Baero W., Hansen B.T.* Petrography and whole-rock geochemical characteristics of Västervik granitoids to syenitoids, southeast Sweden: constraints on petrogenesis and tectonic setting at the southern margin of the Svecofennian domain // *GFF.* 2011. V. 133. P. 173–194.
- Obst K., Hammer J., Katzung G., Korich D.* The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea: insights from the G 14–1 off-shore borehole // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.).* 2004. V. 93. P. 1–12.

- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Shumlyansky L., Środoń J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamägi S., Piszczowska A.* Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // *Precambrian Res.* 2019. V. 331. 105352.
- Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyansky L., Kędzior A., Liivamägi S.* Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine // *Precambrian Res.* 2021. V. 362. 106282.
- Poprawa P., Krzeminska E., Paczesna J., Armstrong R.* Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton — relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // *Precambrian Res.* 2020. V. 346. 105817.
- Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
- Rožanov A.Y., Łydka K.* (Eds.). Palaeogeography and Lithology of the Vendian and Cambrian of the Western East-European Platform. Warsaw: Wydawnictwa Geologiczne, 1987. 114 p.
- Rutanen H., Andersson U.B.* Mafic plutonic rocks in a continental-arc setting: geochemistry of 1.87–1.78 Ga rocks from south-central Sweden and models of their palaeotectonic setting // *Geol. J.* 2009. V. 44. P. 241–279.
- Salin E., Sundblad K., Woodard J., O'Brien H.* The extension of the Transscandinavian Igneous Belt into the Baltic Sea Region // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 287–308.
- Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B., Salnikova E.B., Korish E.H., Larionov A.N., Anisimova I.V., Bazikov N.S.* The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precambrian Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.
- Shumlyansky L., Hawkesworth C., Dhuime B., Billström K., Claesson S., Storey C.* ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages and Hf isotope composition of zircons from sedimentary rocks of the Ukrainian shield: crustal growth of the south-western part of East European craton from Archaean to Neoproterozoic // *Precambrian Res.* 2015. V. 260. P. 39–54.
- Shumlyansky L.V., Nosova A., Billström K., Soderlund U., Andreasson P.G., Kuzmenkova O.* The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // *GFF.* 2016. V. 138. P. 17–30.
- Skridlaitė G., Whitehouse M., Rimsa A.* Evidence for a pulse of 1.45 Ga anorthosite–mangerite–charnockite–granite (AMCG) plutonism in Lithuania: implications for the Mesoproterozoic evolution of the East European Craton // *Terra Nova.* 2007. V. 19. P. 294–301.
- Środoń J., Kuzmenkova O.F., Stanek J.J., Petit S., Beaufort D., Albert Gilg H., Liivamägi S., Goryl M., Marynowski L., Szczerba M.* Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton // *Precambrian Res.* 2019. V. 325. P. 217–235.
- Środoń J., Gerdes A., Kramers J., Bojanowski M.* Age constraints of the Sturtian glaciation on western Baltica based on U–Pb and Ar–Ar dating of the Lapichi Svita // *Precambrian Res.* 2022. V. 371. 106595.
- Środoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I.L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S.* Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U–Pb dating // *Precambrian Res.* 2023. V. 386. 106962.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
- Väisänen M., Johansson Å., Andersson U.B., Eklund O., Hölttä P.* Palaeoproterozoic adakite- and TTG-like magmatism in the Svecofennian orogen, SW Finland // *Geologica Acta.* 2012. V. 10. P. 351–371.
- Wiszniewska J., Claesson S., Stein H., Vander Auwera J., Duchesne J.-C.* The north-eastern Polish anorthosite massifs: petrological, geochemical and isotopic evidence for a crustal derivation // *Terra Nova.* 2002. V. 14. P. 451–460.

Рецензенты

А. Б. Котов, А. А. Сорокин

Sources of Fine-Grained Aluminosiliciclastics for the Vendian and Early Cambrian Deposits of the Western Part of the East European Platform: Some Lithogeochemical Constraints

A. V. Maslov^{a, #}, V. N. Podkovyrov^{b, ##}, and **O. V. Graunov**^b

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

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

[#]*e-mail: amas2004@mail.ru*

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

The article analyzes the lithogeochemical features (content and distribution of the main rock-forming oxides, as well as a number of the trace elements) of clay rocks of the Volyn, Redkino, Kotlin and Lower Cambrian stratigraphic levels of the west part of the East European Platform (Belarus and Volyn, east part of the Baltic monocline, Moscow syncline). Usage (1) various lithogeochemical approaches and methods; (2) data on the U–Pb isotopic age of detrital zircon populations present in mudstone-associated sandstones; (3) the geochemical features of the supposed source rocks of fine-grained aluminosiliciclastics (magmatic associations of different composition and age in Sarmatia and Fennoscandia) made it possible to express considerations about their possible contribution to the formation of the Vendian and the Early Cambrian clay rocks.

Keywords: western part of the East European Platform, reconstruction of the composition of source rocks of fine-grained aluminosiliciclastics, transitional deposits from Precambrian to Cambrian

УДК 551.762.22:564.53:563.12:565.33:561.252(470.631)

МИКРОФАУНА, ПАЛИНОМОРФЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ЗОНЫ STRENO CERAS NIORTENSE ВЕРХНЕГО БАЙОСА (СРЕДНЯЯ ЮРА) БАССЕЙНА РЕКИ КУБАНЬ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

© 2024 г. В. В. Митта^{1, 5, *}, Л. А. Глинских², Ю. Н. Савельева³, О. В. Шурекова⁴

¹Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, Москва, Россия

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

³Апрелевское отделение Всероссийского нефтяного геологического института, Апрелевка, Московская обл., Россия

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁵Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

*e-mail: mitta@paleo.ru

Поступила в редакцию 20.04.2023 г.

После доработки 10.06.2023 г.

Принята к публикации 19.07.2023 г.

Приведены результаты изучения микрофоссилий зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса Карачаево-Черкесии. Зона представлена преимущественно глинами темно-серыми, алевропесчаными, с рассеянными в толще конкрециями, нередко образующими прослой, и относится к низам верхней подсвиты джангурской свиты. Установлены систематический состав и распределение в разрезе фораминифер, остракод, цист динофлагеллат и миоспор. Уточнен объем биостратиграфических подразделений по фораминиферам, остракодам и диноцистам; проведена их корреляция со шкалой по аммонитам. По бентосным фораминиферам это слою с *Ophthalmidium saucasicum*, сопоставляемые со всей зоной *Niortense* и большей частью зоны *Garantiana*. Установленные по планктонным фораминиферам слои с *Globuligerina dagestanica* соответствуют всему изученному интервалу от зоны *Niortense* до низов нижнего бата включительно. В средней и верхней частях зоны *Niortense* верхнего байоса (подзоны *Rostovtsevi* и *Vaculatum*) впервые выделены слои с остракодами *Palaeocytheridea (Malzevia) subtilis*. Слои с диноцистами *Carpathodinium predae*, *Rhynchodiniopsis? regalis*, *Meiourogonyaulax valensii* понимаются в объеме зон *Niortense*, *Garantiana* и низов зоны *Parkinsoni* включительно. Приведены изображения характерных таксонов микрофауны и диноцист.

Ключевые слова: верхний байос, биостратиграфия, аммониты, фораминиферы, остракоды, диноцисты, споры, пыльца, Северный Кавказ

DOI: 10.31857/S0869592X24020023, EDN: DEICNE

ВВЕДЕНИЕ

Работа является продолжением комплексного изучения ассоциаций аммонитов, микрофауны и палиноморф джангурской свиты (байос–нижний бат; Безносков, 1967) Северного Кавказа и сопоставления выделенных по этим группам ископаемых биостратонов с хроностратиграфической шкалой. Предыдущими исследованиями (Глинских, Митта, 2015; Митта и др., 2017, 2018, 2021; Савельева, 2017, 2018) были охвачены интервал от зоны *Garantiana garantiana* по низы терминальной зоны байоса *Parkinsonia parkinsoni* стандартной западноевропейской шкалы и слои с *Oraniceras scythicum*, соответствующие нижней части зоны *Zigzagiceras zigzag* нижнего бата стандарта. В настоящей работе приводятся результаты изучения нижней зоны верхнего байоса — *Strenoceras niortense*.

Аммониты этой зоны бассейна р. Кубань были опубликованы впервые А.Я. Затворническим (1914); он же определил их принадлежность к зоне *Subfurcatum* (устаревшее название зоны *Niortense*). В последующем в регионе выделялась зона *Leptosphinctes*, понимавшаяся в объеме зоны *Subfurcatum* и низов зоны *Garantiana garantiana* стандартной западноевропейской шкалы (Безносков и др., 1973). К.О. Ростовцев (1992) указал на возможность подразделения зоны *Niortense* на две подзоны — *Leptosphinctes asinus* и *Garantiana baculata*. Н.В. Безносков (Безносков, Митта, 1993, 1998) обозначил два ориктокомплекса, соответствующие двум неназванным подзонам зоны *Niortense*. Ориктокомплекс, характерный для верхов кумухской свиты–низов цудахарской свиты Дагестана, был сопоставлен им со стандартными подзонами *Banksii* и *Polygyralis*; другой, характеризующий низы

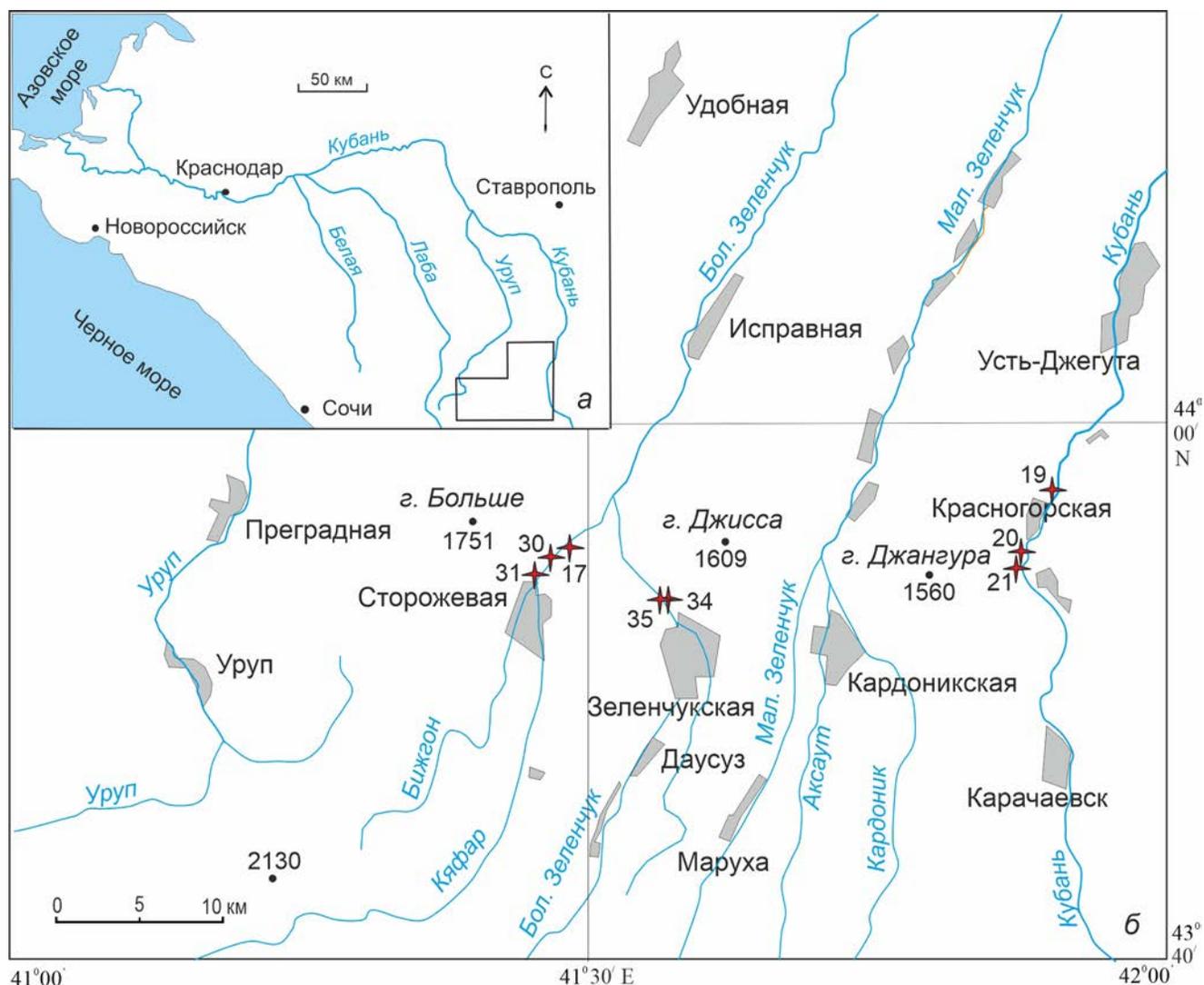


Рис. 1. Схема расположения обнажений зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса бассейна р. Кубань: общая (а) и детальная (б).

верхней джангурской свиты бассейна Кубани, — с подзоной *Vasculata*.

Этот краткий исторический обзор показывает, что расчленение зоны *Niortense* Северного Кавказа на более дробные биостратиграфические подразделения, предложенное предшествующими исследователями, было весьма условным. Лишь недавно по новым сборам опубликованы данные об аммонитах и расчленении зоны *Niortense* в бассейне Кубани (Митта, 2020, 2021б; Mitta, 2021). Обоснование биостратиграфических подразделений этого интервала по аммонитам, в свою очередь, предоставляет возможность уточнения комплексов микрофауны и палиноморф и границ стратонов, выделяемых по этим группам фоссилий.

Работа выполнена на основе изучения коллекций, собранных в естественных обнажениях в междуречье

Кубань—Уруп в Зеленчукском и Усть-Джегутинском районах Карачаево-Черкесской Республики (рис. 1). Образцы на микрофаунистический и палинологический анализ были отобраны в течение 2014—2021 гг. В.В. Митта, частью совместно с Л.А. Глинских. Геологические разрезы и аммониты изучались В.В. Митта, фораминиферы — Л.А. Глинских, остракоды — Ю.Н. Савельевой, палиноморфы — О.В. Шурековой. Коллекции хранятся в следующих организациях: фораминиферы (№ СК-23) — в Лаборатории микропалеонтологии ИНГГ СО РАН; остракоды (№ Кз-О-19) — в палеонтологических коллекциях Федерального фонда ядерного материала ФГБУ ВНИГНИ “Апрелевское отделение ВНИГНИ”, палинологические препараты — в отделе стратиграфии и палеонтологии ВСЕГЕИ (№ NC-Vj-23). Фотографии фораминифер выполнены при помощи

сканирующего микроскопа Carl Zeiss EVO 10, фотографии остракод — на электронном сканирующем микроскопе Tescan Vega3, фотографии микрофитопланктона — с использованием камеры Tourcam UCMOSO 5100KPA и микроскопа ЛОМО “Микмед-6” в проходящем свете.

нередко образующими прослои. Эти породы довольно неравномерно охарактеризованы ископаемыми, и только регулярный мониторинг обнажений позволил собрать коллекции аммонитов, достаточные для детального биостратиграфического расчленения зоны.

РАЗРЕЗЫ И ИХ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО АММОНИТАМ

Зона Niortense представлена в обсуждаемом районе преимущественно глинами алевропесчаными, с линзами и конкрециями алевролита,

Обнажения р. Кяфар (левый приток р. Бол. Зеленчук) вскрывают наиболее полный разрез зоны Niortense, хотя в некоторых интервалах аммониты не найдены или они не были доступны для изучения из-за особенностей местности. На левобережье р. Кяфар изучены обнажения ниже устья ее левого притока, р. Бижгон (местонахождения 31, 31а,

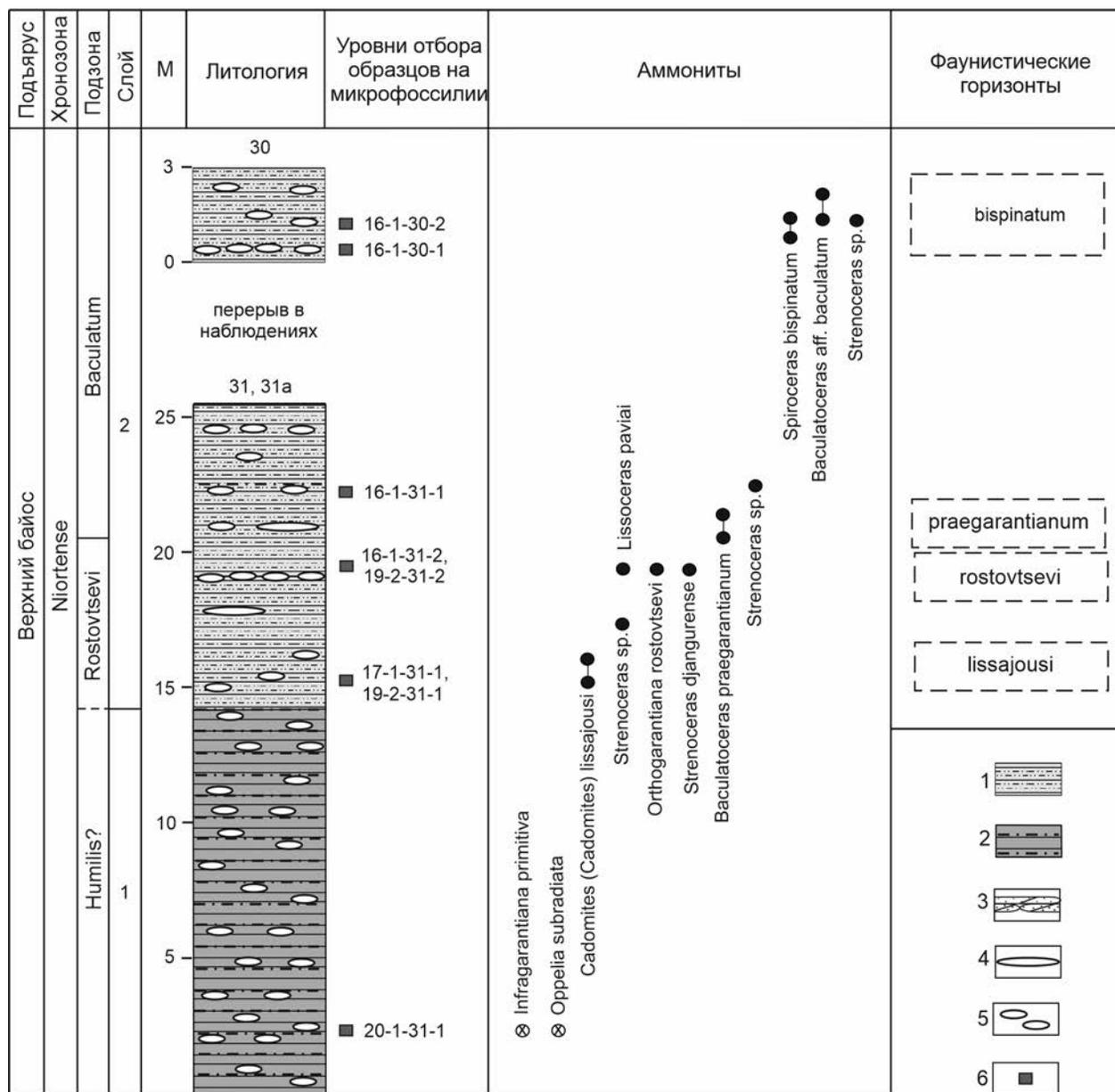


Рис. 2. Разрезы зоны Strenoceras niortense на левобережье р. Кяфар (местонахождения 30, 31, 31а). 1 — глины алевропесчаные, 2 — глины аргиллитоподобные, 3 — песчаники разнозернистые, 4 — линзы, 5 — конкреции, 6 — уровни отбора образцов на микрофауну и палиноморфы.

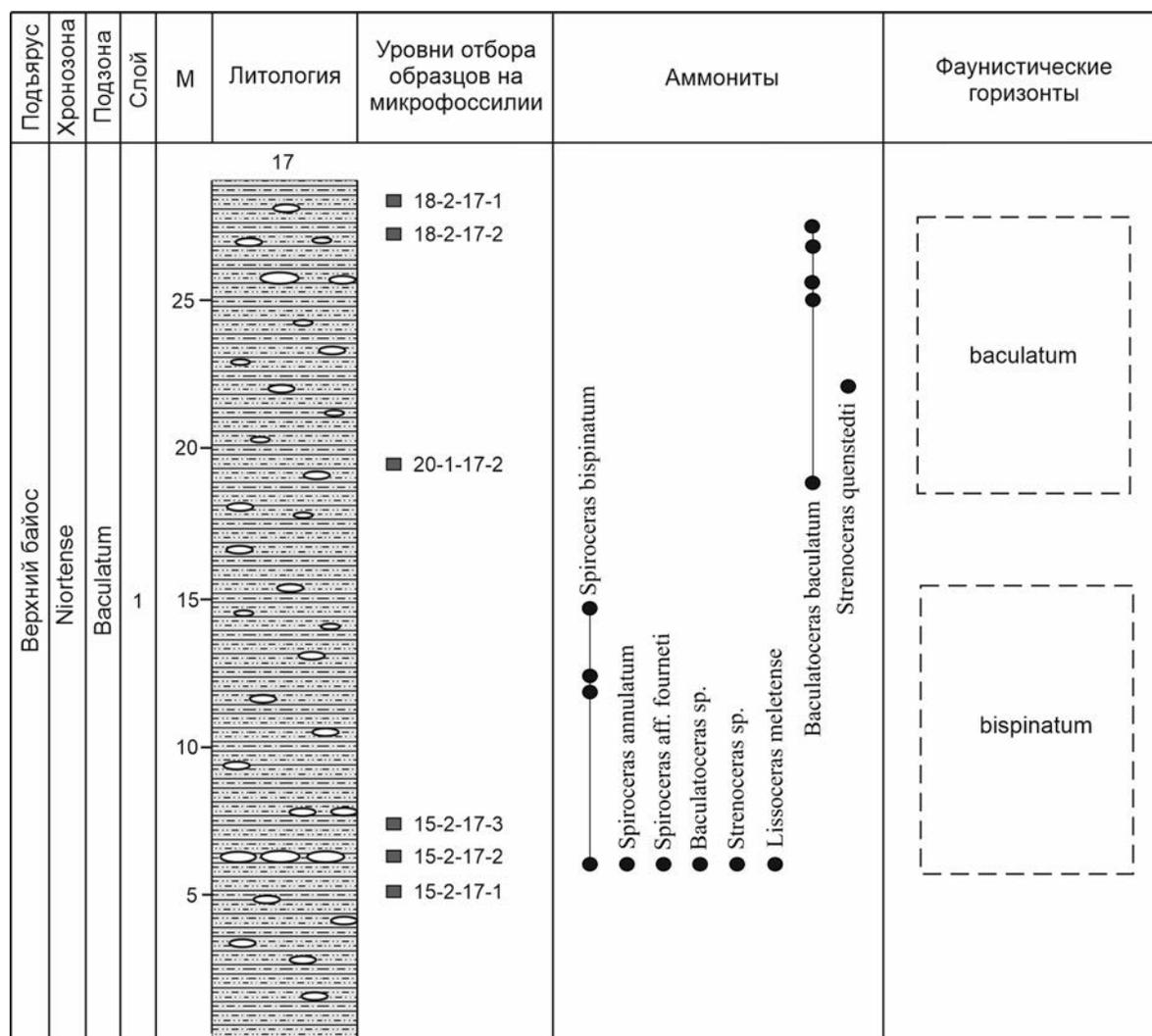


Рис. 3. Разрез зоны *Strenoceras niortense* на правом берегу р. Кяфар (местонахождение 17). Условные обозначения см. рис. 2.

30). Здесь установлена следующая последовательность фаунистических горизонтов по аммонитам (снизу вверх): *Cadomites lissajousi* → *Orthogarantiana rostovtsevi* → *Baculatoceras praegarantianum* → *Spiroceras bispinatum* (рис. 2).

Охарактеризованный аммонитами разрез зоны *Niortense* надстраивается на правом берегу р. Кяфар (местонахождение 17); здесь установлены фаунистические горизонты *Spiroceras bispinatum* → *Baculatoceras baculatum* (рис. 3).

Восточнее, на правом берегу р. Бол. Зеленчук близ станицы Зеленчукская (местонахождения 34, 35), изучена средняя часть зоны *Niortense*. Здесь установлена следующая последовательность фаунистических горизонтов: *Cadomites lissajousi* → *Orthogarantiana graebensteini* → *Orthogarantiana rostovtsevi* (рис. 4).

Еще далее к востоку (все изученные обнажения расположены на одной субширотной линии) находится наиболее известный разрез зоны *Niortense* Северного Кавказа. Это обнажение на левом берегу р. Кубань выше станицы Красногорская (местонахождения 20, 21), впервые описанное А.Я. Затворницким (1914). В низах этого мощного, но в настоящее время сильно задернованного разреза установлен фаунистический горизонт *Orthogarantiana humilis*, выше — фаунистический горизонт *Orthogarantiana rostovtsevi* (рис. 5).

Ниже станицы по реке в местонахождении 19 установлен контакт песчаников разномзернистых зоны *Niortense* (с *Baculatoceras cf. baculatum* (Quenstedt)) с глинами аргиллитоподобными зоны *Garantiana* (с *Djanaliparkinsonia alanica* Mittermeier) (рис. 5).

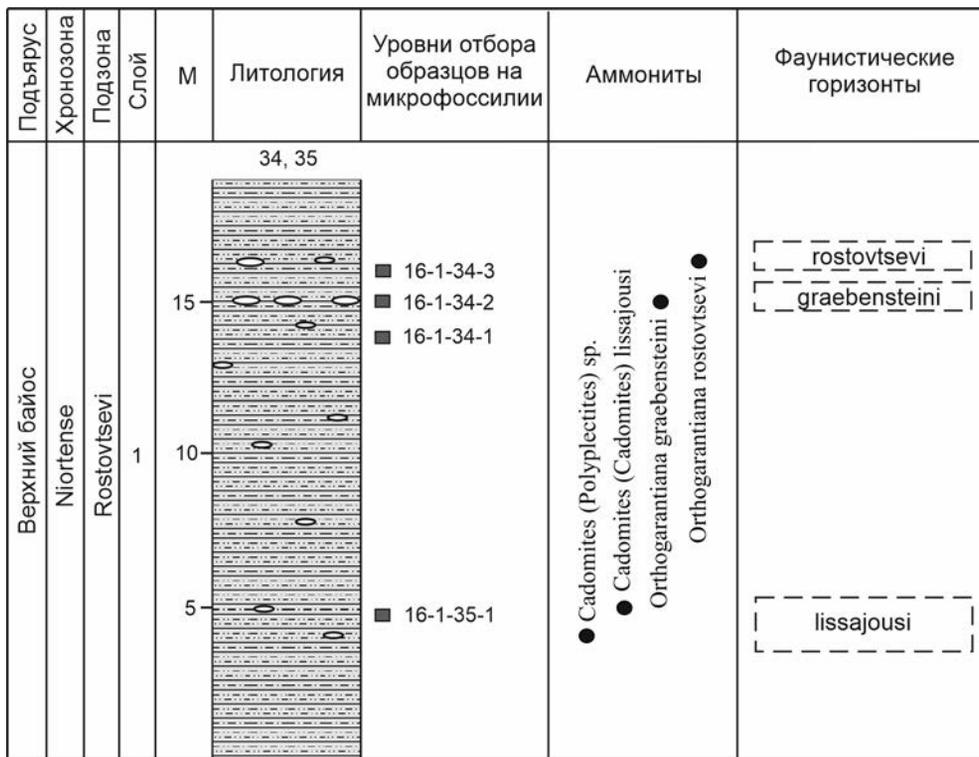


Рис. 4. Разрезы зоны *Strenoceras niortense* на правом берегу р. Большой Зеленчук (местонахождения 34 и 35). Условные обозначения см. рис. 2.

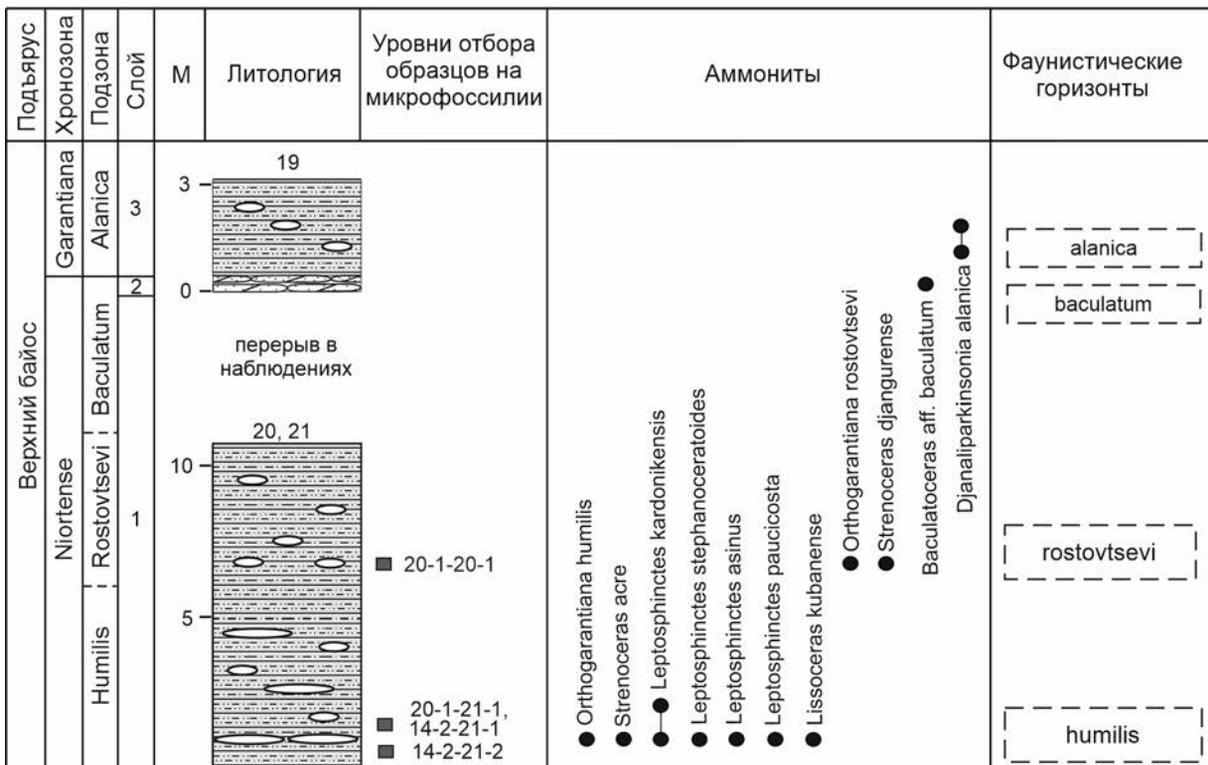


Рис. 5. Разрезы зоны *Strenoceras niortense* на левом берегу р. Кубань у станции Красногорская (местонахождения 19, 20, 21). Условные обозначения см. рис. 2.

Таким образом, в бассейне р. Кубань зона Niortense подразделяется на три подзоны и семь фаунистических горизонтов.

Нижняя подзона Humilis, в объеме единственного фаунистического горизонта humilis, установлена на левом берегу р. Кубань выше станицы Красногорская (стратотипические местонахождения 20, 21). Аммониты: Orthogartiana humilis (Zatwornitzky) [M], Strenoceras acre (Zatwornitzky) [m], Leptosphinctes (Leptosphinctes) kardonikensis (Kakhadze et Zessashwili) [M], L. (L.) stephanoceratoides (Kakhadze et Zessashwili) [M], L. (Kubanoceras) asinus (Zatwornitzky) [m], L. (K.) paucicosta (Kakhadze et Zessashwili) [m], Lissoceras kubanense Mitta [M], и др. (Митта, 2020, 2021a, 2022a; Mitta, 2021).

Стратотипический разрез средней подзоны Rostovtsevi вскрывается в овраге по левому берегу р. Кыфар непосредственно ниже устья р. Бижгон (местонахождение 31). В нижнем фаунистическом горизонте (lissajousi) здесь найдены только раковины Cadomites (Cadomites) lissajousi Roché [M]; совместно с этим видом в низах разреза на р. Бол. Зеленчук ниже станицы Зеленчукская в местонахождении 35 найден *C. (Polyplectites) sp.* [m]. Фаунистический горизонт graebensteini, установленный на р. Бол. Зеленчук (местонахождение 34), охарактеризован видом-индексом Orthogartiana graebensteini (Mitta) [M]. Верхний фаунистический горизонт rostovtsevi установлен в стратотипе подзоны; он обнаружен также в местонахождении 34 на р. Бол. Зеленчук и в местонахождении 20 на р. Кубань. Для этого интервала характерны Orthogartiana rostovtsevi (Mitta) [M], Strenoceras djangurense Mitta [m], Lissoceras pavaii Mitta [M] (Митта, 2017б, 2022а, 2022б; Mitta, 2021).

Низы верхней подзоны Vaculatum вскрываются непосредственно выше в местонахождении 31 и охарактеризованы диморфной парой Vaculatoceras praegarantianum (Besnosov) [M]/Strenoceras serpens (Zatwornitzky) [m]; этот интервал обособлен как фаунистический горизонт praegarantianum. Следующий фаунистический горизонт, bispinatum, вскрывается по обоим берегам р. Кыфар ниже по реке (местонахождения 30 и 17); он охарактеризован Spiroceras bispinatum (Baugier et Sauzé) [M, m], S. annulatum (Deshayes) [M, m], S. aff. fourneti Roman et Pétouraud [M], Vaculatoceras ex gr. baculatum (Quenstedt) [M], Strenoceras sp., Lissoceras meletense (Parona) [M]. В верхнем фаунистическом горизонте зоны (baculatum) найдены Vaculatoceras baculatum (Quenstedt) [M], Strenoceras quenstedti Dietl [m] (Митта, 2017а, 2022а; Mitta, 2021).

Для всей зоны характерны находки перисфинктид (Leptosphinctes, Vermisphinctes) и сфероцератид (Sphaeroceras), но материала пока недостаточно для полноценного изучения. Кроме того, нередко находки представителей разных родов Phylloceratoidea и Lytoceratoidea — таксонов, чье

значение для детальной биостратиграфии, видимо, невелико. В отдельных интервалах найдены редкие опеллииды Orpelia [M, m] и паркинсониды Caumontisphinctes [M, m].

В нижней части разреза на левобережье р. Кыфар (местонахождения 31, 31а) была найдена конкреция с Infracarantiana primitiva (Wetzel) [M] и Orpelia subradiata (Sowerby) [M] (Митта, 2021в). Уровень находки был достаточно условно отнесен к низам зоны Niortense, поскольку голотип Infracarantiana primitiva указывался из нижней подзоны Banksii Германии (Wetzel, 1936). Последующие находки показали, что содержащие остатки раковин аммонитов сидеритовые конкреции неправильной формы из обнажения 31а вполне определенно переотложены.

За кровлю зоны Niortense, как указывалось выше, принят песчаник с Vaculatoceras cf. baculatum (Quenstedt) в местонахождении 19 (рис. 5) на р. Кубань ниже станицы Красногорская, перекрывающийся глинами зоны Garantiana garantiana (Митта, 2018; Mitta, 2019, 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Комплексы фораминифер

В изученном интервале джангурской свиты, отвечающем зоне Strenoceras niortense верхнего байоса, установлены разнообразные в таксономическом отношении комплексы фораминифер, содержащие как бентосные, так и (в верхах зоны) планктонные формы разной степени сохранности. Встречены представители более 50 видов, относящихся к 33 родам (рис. 6). По разрезу фораминиферы распределены неравномерно. В нижней части зоны (подзоны Humilis и Rostovtsevi) в комплексах встречаются представители 9–12 родов; в верхней части зоны (подзона Vaculatum, фаунистический горизонт praegarantianum) определен обедненный комплекс, насчитывающий десять экземпляров из пяти родов; выше по разрезу (подзона Vaculatum, фаунистические горизонты bispinatum, baculatum) выявлены наиболее многочисленные и разнообразные в таксономическом отношении комплексы, содержащие представителей более 20 родов бентосных фораминифер и одного рода планктонных фораминифер (рис. 6).

В нижней части зоны (подзона Humilis, фаунистический горизонт humilis), вскрытой на левом берегу р. Кубань (обр. 14-2-21-2, 14-2-21-1), установлен комплекс фораминифер, представленный следующими таксонами: Hyperamminoides schedokskensis Antonova, Hyperammina labaeensis Antonova, Jakulella conica (Makarjeva), Trochammina chodzica Antonova, Ophthalmidium caucasicum (Antonova), Garantella floscula Kaptarenko-Tshernousova, Lenticulina perlucida

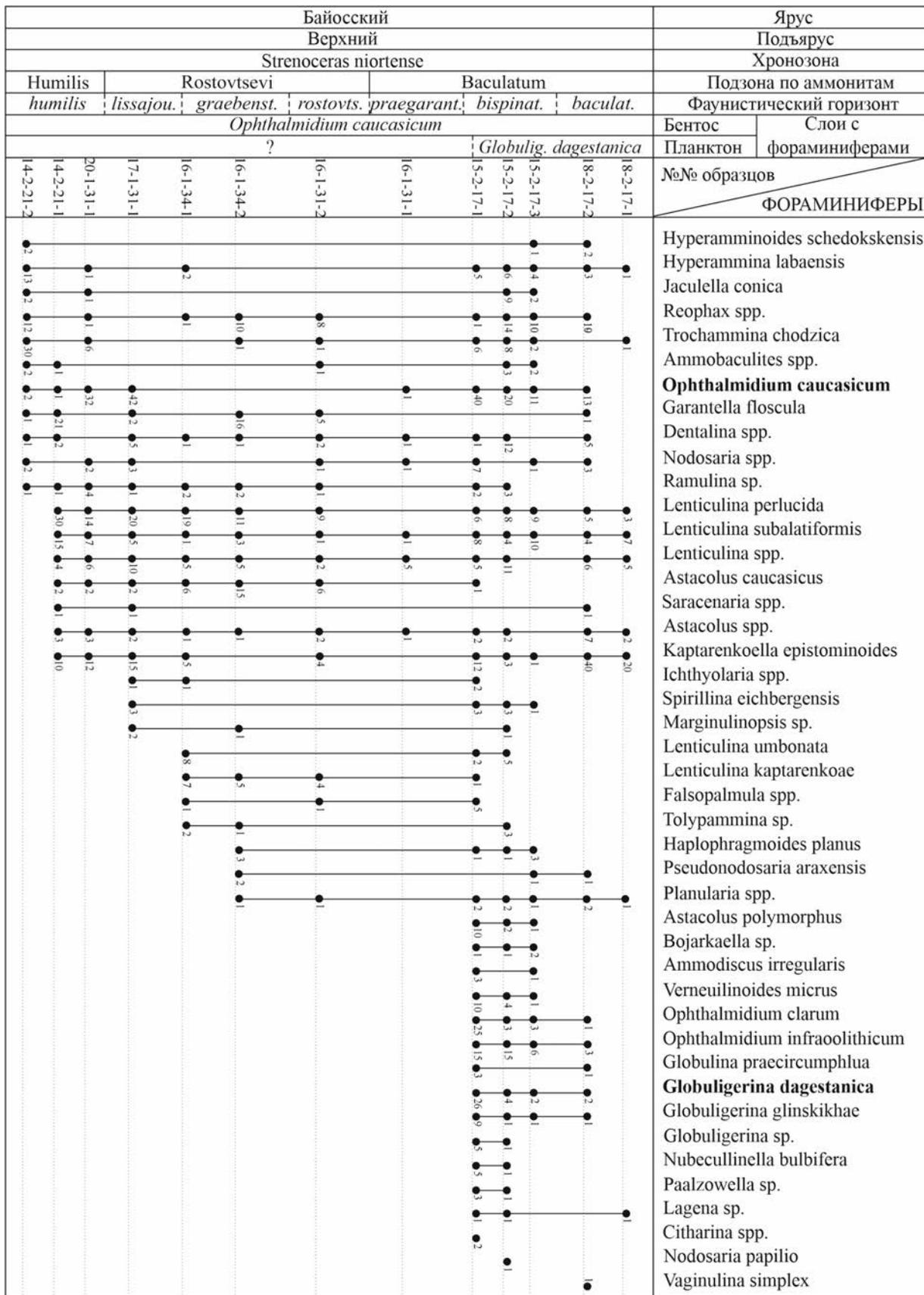


Рис. 6. Распространение фораминифер в зоне Strenoceras niortense верхнего байоса бассейна р. Кубань.

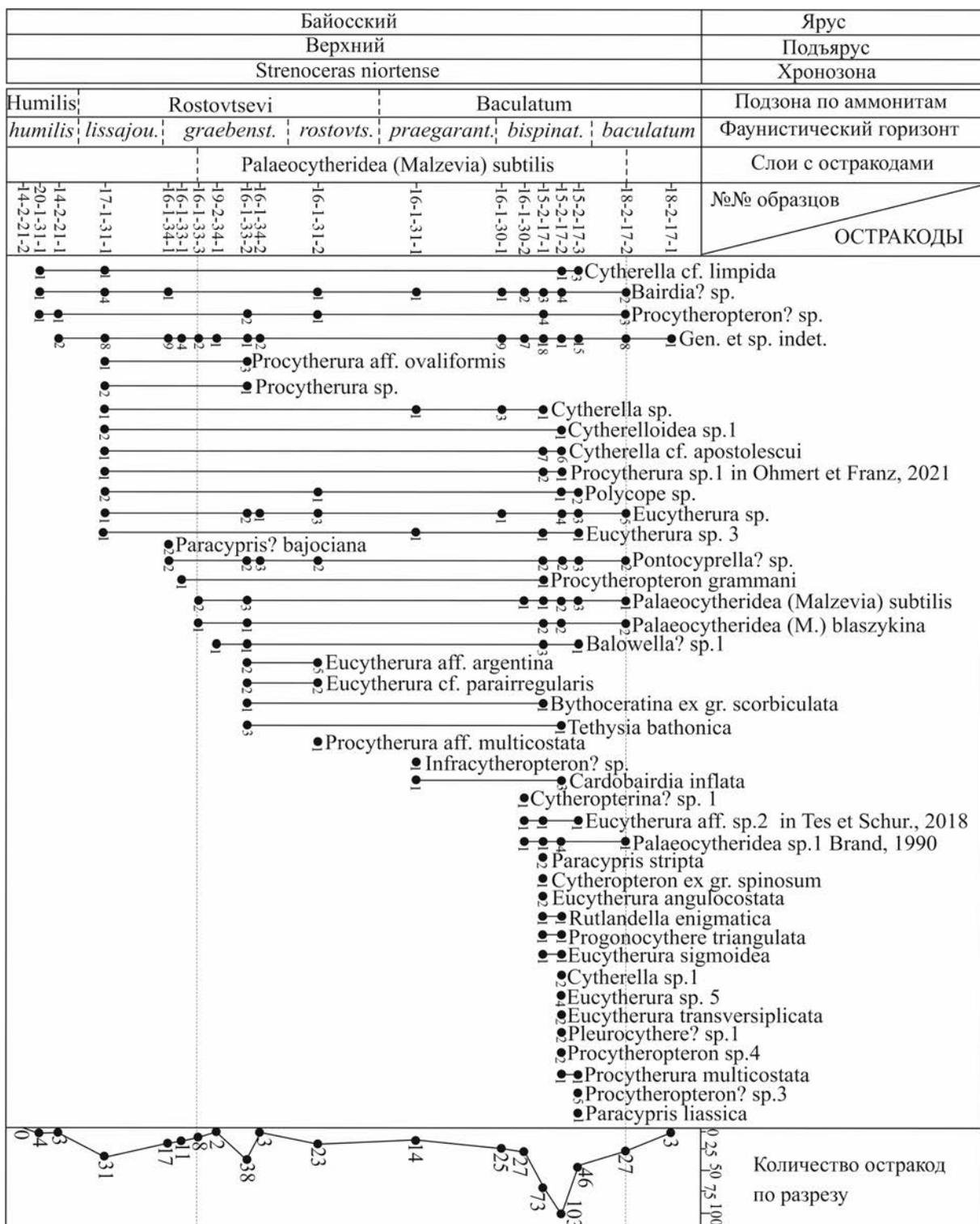


Рис. 7. Распространение основных видов остракод в зоне Strenoceras niortense верхнего байоса бассейна р. Кубань.

(Antonova), L. sublatiformis Dain, Astacolus caucasicus spp., Astacolus spp., Saracenaria spp. (рис. 6). В самом нижнем образце преобладают формы с агглютинированной раковиной, тогда как в верхнем — с секреторно-известковой раковиной.

В подзоне Rostovtsevi, в фаунистических горизонтах lissajousi правобережья р. Кяфар (обр. 17-1-31-1), graebensteini р. Большой Зеленчук (обр. 16-1-34-2, 16-1-34-2) и rostovtsevi левого берега р. Кяфар (обр. 16-1-31-2) наряду с вышеперечисленными видами встречаются: *Spirillina eichbergensis* (Kuebler et Zwingli), *Lenticulina umbonata* (Reuss), *L. kaptarenkoae* (Antonova), *Haplophragmoides planus* Antonova, *Pseudonodosaria araxensis* V. Vuks, *Ichthyolaria* spp., *Marginulinopsis* sp., *Falsopalmula* spp., *Tolyrammina* sp., *Planularia* spp. В нижней части подзоны Baculatum, в фаунистическом горизонте praegarantianum на левом берегу р. Кяфар (обр. 16-1-31-1), определен обедненный в таксономическом отношении и малочисленный комплекс фораминифер, содержащий единичные раковины *Ophthalmidium caucasicum* (Antonova), *L. subalatifformis* Dain, а также представителей родов *Dentalina*, *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Astacolus*. Выше по разрезу подзоны Baculatum, в фаунистических горизонтах bispinatum и baculatum правобережья р. Кяфар (обр. 15-2-17-1, 15-2-17-2, 15-2-17-3, 18-2-17-2, 18-2-17-1), установлен комплекс фораминифер, характеризующийся высоким таксономическим разнообразием и количественной представительностью. Совместно с видами, проходящими из нижележащих слоев, встречаются: *Astacolus polymorphus* (Terquem), *Ammodiscus irregularis* Antonova, *Verneuilinoides micrus* (Antonova), *Ophthalmidium infraoolithicum* (Terquem), *O. clarum* (Antonova), *Globulina praecircumphlua* Gerke, *Nubeculinella bulbifera* Paalzow, *Nodosaria papilio* Kuebler et Zwingli, *Vaginulina simplex* Terquem, *Bojarkaella* sp., *Paalzowella* sp., *Citharina* spp., *Lagena* sp. Также встречаются планктонные фораминиферы: *Globuligerina dagestanica* (Morozova), *G. glinskikhae* Gradstein et Waskowska, *G. sp.*

Таким образом, по результатам анализа таксономического состава комплексов бентосных фораминифер и их распределения по разрезу установлен биостратон в ранге слоев с *Ophthalmidium caucasicum* (Antonova, 1958a, 1958b; Практическое..., 1991), а именно прослежена нижняя часть данного биостратона, отвечающая зоне *Strepsoceras niortense*. Верхняя часть слоев с *Ophthalmidium caucasicum* бассейна р. Большой Зеленчук сопоставляется с низами зоны *Garantiana garantiana* и описана в предыдущей работе коллектива авторов (Митта и др., 2021).

Следует отметить, что слои с *Ophthalmidium caucasicum* (= слои со *Spiroptalmidium caucasicum*),

как и ряд других среднеюрских биостратонов, выделены З.А. Антоновой для северо-западной части Кавказа в разрезах скважин в районе междуречья Малая Лаба—Ходзь, где расчленение отложений по макрофауне затруднено из-за редкости находок аммонитов в керне (Антонова, 1958a, 1958b). В результате работ по комплексному изучению байосско-батских отложений, вскрытых в береговых обнажениях бассейна р. Большой Зеленчук, проводимых под руководством В.В. Митта с 2014 г., были прослежены фораминиферовые биостратоны, выделенные ранее З.А. Антоновой в скважинах, а также подтверждены и обоснованы данными по аммонитам их стратиграфические объемы (Митта и др., 2017, 2018, 2021). Необходимо отметить, что в ранних публикациях по данному региону изображения фораминифер приводятся в виде рисунков (Антонова, 1958b; Практическое..., 1991), поэтому представляется актуальным создание фототаблиц с изображениями фораминифер, полученными при помощи современного оборудования — сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) (табл. I).

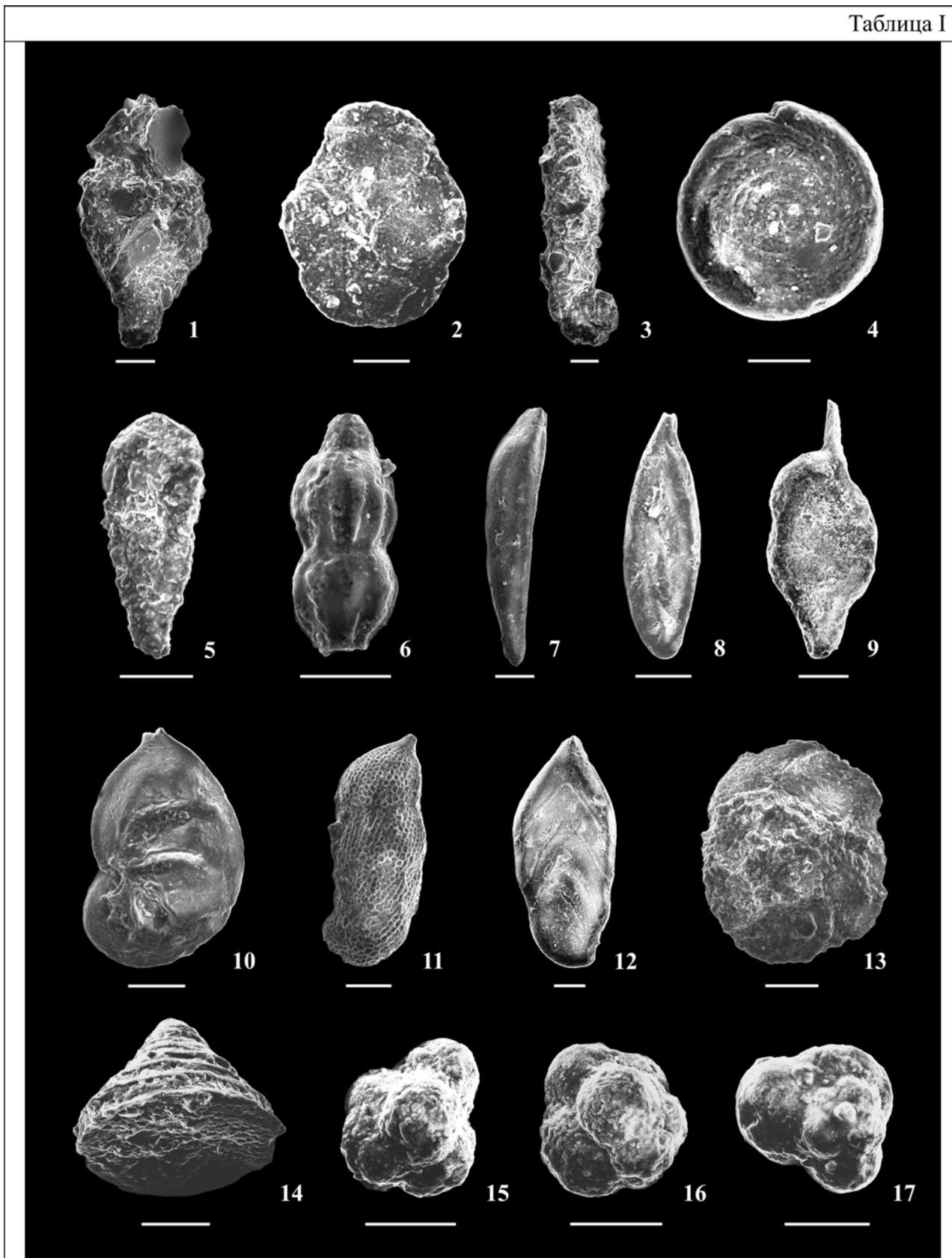
В верхах зоны *Strepsoceras niortense* (в верхней части подзоны Baculatum, в фаунистических горизонтах bispinatum, baculatum) по появлению планктонных фораминифер *Globuligerina dagestanica* (Morozova), *G. glinskikhae* Gradstein et Waskowska и *G. sp.* выделяются слои с *Globuligerina dagestanica* (= слои с *Conoglobuligerina dagestanica* и *C. avarica*), установленные впервые в Центральном Дагестане в “могохских слоях” цудахарской свиты — нерасчлененном интервале байос-батских отложений (Морозова, Москаленко, 1961). Согласно результатам предшествующих исследований, ранее планктонные фораминиферы в джангурской свите на этом стратиграфическом уровне (в зоне *Niortense*) не встречались (Антонова, 1958a, 1958b; Практическое..., 1991). Отмечается неоднозначность стратиграфического положения данного биостратона: одни исследователи относили его к нижнему бату (Морозова, Москаленко, 1961), другие — к верхнему байосу (Магомедов, Темирбекова, 1978), что обусловлено редкими находками аммонитов в монотонной толще аргиллитов. Однако в последние годы получен новый материал из Центрального Дагестана; по совместным находкам фораминифер и аммонитов в пограничном интервале байоса и бата вблизи с. Хурукра слои с *Globuligerina dagestanica* рассматриваются в объеме верхов

Таблица I. Фораминиферы зоны *Strepsoceras niortense* верхнего байоса бассейна р. Кубань. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 — *Reophax* sp.; 2 — *Haplophragmoides planus* Antonova; 3 — *Ammobaculites* sp.; 4 — *Spirillina eichbergensis* (Kuebler et Zwingli); 5 — *Verneuilinoides micrus* (Antonova); 6 — *Bojarkaella* sp.; 7 — *Dentalina* sp.; 8 — *Ophthalmidium clarum* (Antonova); 9 — *Ophthalmidium caucasicum* (Antonova); 10 — *Astacolus caucasicus* (Antonova); 11 — *Marginulinopsis* sp.; 12 — *Falsopalmula* sp.; 13 — *Garantella floscula* Kaptarenko-Tshernousova; 14 — *Paalzowella* sp.; 15, 16 — *Globuligerina dagestanica* (Morozova); 17 — *Globuligerina glinskikhae* Gradstein et Waskowska.

Фиг. 1, 4, 5, 6, 7, 14, 15 — обр. 15-2-17-2; фиг. 2 — обр. 15-2-17-3; фиг. 8, 12, 16, 17 — обр. 15-2-17-1; фиг. 9 — обр. 17-1-31-1; правобережье р. Кяфар; фиг. 3 — обр. 16-1-31-2, левобережье р. Кяфар; фиг. 10, 11, 13 — обр. 16-1-34-2, р. Большой Зеленчук.

Таблица I



верхнего байоса (верхи зоны Parkinsoni)—низов бата (низы зоны Zigzag) (Гуляев и др., 2015; Gradstein et al., 2017a). Наряду с этим, в результате комплексного изучения байос-батских отложений бассейна р. Большой Зеленчук (Карачаево-Черкесия), хорошо охарактеризованных аммонитами, получены новые данные по стратиграфическому объему и распространению слоев с планктонными фораминиферами на Северном Кавказе, которые дополняют и уточняют сведения по эволюции, стратиграфии и палеогеографии юрских планктонных фораминифер в целом (Gradstein et al., 2017a, 2017b, 2021). В изученном интервале верхнего байоса (зона Niortense) на р. Кяфар прослежена нижняя часть слоев с *Globuligerina dagestanica*, тогда как верхи данного биостратона установлены в выше лежащих горизонтах верхнего байоса—низах бата и описаны в предыдущих работах (Митта и др., 2017, 2018, 2021).

Комплексы остракод

В изученных образцах встречен таксономически разнообразный комплекс остракод, представленный 54 видами, относящимися к 21 роду, а также формами неопределенной родовой принадлежности (gen. et sp. indet.) (рис. 7; табл. II). Следует отметить, что на Северном Кавказе остракоды из данного стратиграфического интервала верхнего байоса (зона Niortense) ранее не изучались. В публикациях встречаются лишь скудные сведения о присутствии единичных раковин остракод в верхнем байосе, совместно с комплексом фораминифер (Касимова и др., 1956; Антонова, 1958б).

Сохранность раковин от хорошей до удовлетворительной, по разрезу остракоды распределены неравномерно. В нижней части зоны Niortense (подзона Humilis, фаунистический горизонт humilis) встречены представители четырех родов; выше по разрезу таксономическое разнообразие и численные характеристики увеличиваются до 21 рода (подзона Vaculatum, фаунистический горизонт bispinatum), а затем в верхах сокращаются до семи родов (подзона Vaculatum, фаунистический горизонт baculatum). Многочисленны и разнообразны раковины семейства Cytheruridae: *Procytherura*, *Wellandia*, *Eucytherura*, *Balowella?*, *Paranotacythere*, *Cytheropteron*, *Cytheropterina?*, *Eocytheropteron*, *Procytheropteron?*, *Infracytheropteron?*. Встречены следующие таксоны: *Palaeocytheridea* (*Malzevia*) *subtilis* Permjakova, *Cytherella* cf. *limpida* Blaszyk, *Cytherelloidea* sp. 1, *Eucytherura* sp. 5, *E. transversiplicata* (Bate et Coleman), *Procytherura* sp. 1, *P. multicostata* Ainsworth, *Balowella?* sp. 1, *Progonocythere triangulata* Braun in Ohmert. Наряду с перечисленными встречен ряд видов из изученных ранее вышележащих отложений: *Procytherura ovaliformis* Brand, *Cytherella* sp. 1 Savelieva in Mitta et al., 2021 (зона Garantiana); *Procytheropteron*

gramanni Brand, *Cardobairdia inflata* Szczechura et Blaszyk (зона Parkinsoni); *Palaeocytheridea* (*Malzevia*) *blaszykina* Franz et al., *Eucytherura* aff. *argentina* Ballent, *E. sigmoidea* Brand, *Tethysia bathonica* Sheppard (зоны Garantiana и Parkinsoni); *Rutlandella enigmatica* Sheppard (зоны Parkinsoni, Garantiana и Zigzag); *Cytherella* cf. *limpida* Blaszyk, *Bythocerotina* ex gr. *scorbiculata* (Triebel et Bartenstein), *Eucytherura angulocostata* Knitter, *Paracypris liassica* Bate et Coleman (зона Zigzag) (Митта и др., 2017, 2018, 2021).

Анализ таксономического состава для большей части разреза позволяет впервые выделить слои с остракодами *Palaeocytheridea* (*Malzevia*) *subtilis*, отвечающие верхней части подзоны Rostovtsevi (фаунистические горизонты graebensteini и rostovtsevi) и подзоне Vaculatum (фаунистические горизонты praegarantianum, bispinatum и baculatum).

Особенностью комплекса является совместное нахождение видов *P. (M.) blaszykina* и *P. (M.) subtilis*. Хотя представители палеоцитеридей широко известны в средней юре Западной Европы, Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), Центральной России, ранее эти таксоны в одной ассоциации не указывались: вид *P. (M.) blaszykina* распространен в Западной Европе от зоны Humphriesianum верхов нижнего байоса по зону Orbis верхнего бата включительно (Malz, 1962; Blaszyk, 1967; Dépêche, 1985; Franz et al., 2009; Beher et al., 2010; Dietze et al., 2017), а *P. (M.) subtilis* — в верхнем байосе ДДВ (зоны Niortense—Garantiana) (Пермякова, 1974; Пяткова, Пермякова, 1978) (рис. 7). Ранее Е. М. Тесакова (2014) на основе анализа стратиграфического распределения видов рода *Palaeocytheridea* предложила выделять ряд остракодовых зон для средней юры Западной и Восточной Европы, а также отдельно для ДДВ, но многие подразделения остались невалидными, в том числе и “зоны” *P. (M.) blaszykina* и *P. (M.) subtilis*, ввиду отсутствия указаний на конкретные разрезы.

Палинологический анализ

В результате палинологического изучения десяти образцов из зоны Niortense установлены обильные палиноспектры, содержащие как морские, так и наземные группы палиноморф удовлетворительной и хорошей сохранности (рис. 8, табл. III, IV). Соотношение этих групп не постоянно. Так, в нижней подзоне Humilis (обнажения 31 и 21) отмечается повышенное содержание акридарх (в среднем 13%), которое выше по разрезу резко снижается. В средней части подзоны Rostovtsevi (разрез 34) преобладают диноцисты (68%), количество которых в выше- и нижележащих отложениях снижается до 33–38%. Соответственно, наземные палиноморфы в средней части подзоны Rostovtsevi составляют около 30% и увеличиваются до 50–75% в подзонах Humilis и Vaculatum (рис. 8). Это скачкообразное изменение соотношения морских



Рис. 8. Распространение микрофитопланктона и соотношение основных групп палиноморф в зоне Strenoceras niortense верхнего байоса бассейна р. Кубань.

Таблица II. Остракоды зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса бассейна р. Кубань.

1 — *Cytherella* cf. *apostolescui* Ainsworth, 1986, раковина слева; 2 — *C.* cf. *limpida* Blaszyk, 1967, левая створка сбоку; 3 — *Cytherelloidea* sp. 1, раковина справа; 4 — *Bairdia* sp., правая створка сбоку; 5 — *Cardobairdia inflata* Szczechura et Blaszyk, 1968, раковина справа; 6 — *Paracypris?* *bajociana* Bate, 1963, раковина справа; 7 — *Pontocyprilla?* sp., раковина справа; 8 — *Eucytherura* cf. *parairregularis* (Brand, 1990), правая створка; 9 — *E.* aff. *grandipyga* (Tesakova, 2003), левая створка; 10 — *E.* aff. *argentina* Ballent, 1991, раковина справа; 11 — *E.* aff. sp. 2 Tesakova et Shurupova, 2018, левая створка сбоку; 12 — *E.* sp. 5 (sp. nov.), правая створка сбоку; 13 — *E. transversiplicata* (Bate et Coleman, 1975), левая створка сбоку; 14 — *E. angulocostata* Knitter, 1983, левая створка сбоку; 15 — *E. sigmoidea* (Brand, 1990), правая створка сбоку; 16 — *E.* sp. 3, правая створка сбоку; 17 — *Procytherura* sp. 1 in Ohmert et Franz, 2021, раковина справа; 18 — *P. multicostata* Ainsworth, 1986, правая створка сбоку; 19 — *P.* sp., раковина справа; 20 — *Balowella?* sp. 1, раковина слева; 21 — *Cytheroptera?* sp. 1, левая створка сбоку; 22 — *Cytheropteron* ex gr. *spinosum* Lyubimova, 1955, правая створка сбоку; 23 — *Procytheropteron gramanni* Brand, 1990, правая створка сбоку; 24 — *P.?* sp. 3, правая створка сбоку; 25 — *Infracytheropteron?* sp., левая створка сбоку; 26 — *Progonocythere triangulata* Braun in Ohmert, 2004, правая створка сбоку; 27 — *Pleurocythere?* sp. 1, правая створка сбоку; 28 — *Palaeocytheridea* (Malzevia) blaszykina Franz et al., 2009, левая створка сбоку; 29 — *P.* (M.) *subtilis* Permjakova, 1974; 29 — правая створка сбоку; 30 — правая створка сбоку; 31 — *P.* (Palaeocytheridea) sp., правая створка сбоку; 32 — *Tethysia bathonica* Sheppard in Brand, 1990, левая створка сбоку.

Фиг. 1, 17, 19 — обр. 17-1-31-1; фиг. 7 — обр. 15-2-17-3, правобережье р. Кяфар, подзона Rostovtsevi (фаунистический горизонт lissajousi); фиг. 2, 3, 12, 13, 15, 26, 27, 28, 31, 32 — обр. 15-2-17-2, правобережье р. Кяфар, подзона Vaculatum (фаунистический горизонт bispinatum); фиг. 4, 14, 20, 22, 23 — обр. 15-2-17-1, правобережье р. Кяфар, подзона Vaculatum (фаунистический горизонт bispinatum); фиг. 5, 25 — обр. 16-1-31-1, левобережье р. Кяфар, подзона Vaculatum (фаунистический горизонт praegarantianum); фиг. 6 — обр. 16-1-34-1, р. Большой Зеленчук, подзона Rostovtsevi (фаунистический горизонт graebensteini); фиг. 8, 10, 18 — обр. 16-1-31-2, левобережье р. Кяфар, подзона Rostovtsevi (фаунистический горизонт Rostovtsevi); фиг. 9, 21, 30 — обр. 16-1-30-2, левобережье р. Кяфар, подзона Vaculatum (фаунистический горизонт bispinatum); фиг. 11, 16, 24, 29 — обр. 15-2-17-3, правобережье р. Кяфар, подзона Vaculatum (фаунистический горизонт bispinatum).

и наземных палиноморф в нижней части верхнего байоса (зона Niortense) происходит на фоне постепенного увеличения количества морского микрофитопланктона в верхнем байосе и низах нижнего бата бассейна р. Большой Зеленчук от более древних отложений (зона Garantiana) к более молодым (зона Zigzag) (рис. 9).

Морской микрофитопланктон. На основании анализа распространения диноцист (рис. 8) установлен комплекс *Carpathodinium predae*, *Rhynchodiniopsis?* *regalis*, *Meiouruguayaulax valensii*. Количество практически всех таксонов диноцист в разрезе довольно интенсивно меняется. Поэтому, кроме усредненных показателей, мы приводим минимальные и максимальные значения.

В комплексе доминируют (28% (13–45%)) цисты рода *Nannoceratopsis* (*N. spiculata* Stover, 1966; *N. gracilis* Alberti, 1961; *N. senex* van Helden, 1977; *N. raunsgaardii* Poulsen, 1996) и цисты рода *Dissiliodinium* (*D. caddaense* (Filatoff, 1975) Stover et Helby, 1987) и другие (28% (15–61%)). Доминирование этих космополитных родов весьма характерно для нижней и средней юры надобласти Тетис.

Часто встречаются *Meiouruguayaulax* spp. (8% (3–34%)), в том числе *M. valensii* Sarjeant, 1966; *Valensiella ovulum* (Deflandre, 1947) Eisenack, 1963 (4% (0–14%)); *Pareodinia* spp. (3.3% (0–11%)), в том числе *P. ceratophora* Deflandre, 1947, *P. halosa* (Filatoff, 1975) Prauss, 1989; *Cribooperidinium crispum* (Wetzel, 1967) Fenton, 1981 (3% (0–17%)); *Carpathodinium predae* (Beju, 1971) Drugg, 1978 (3% (0–11%)).

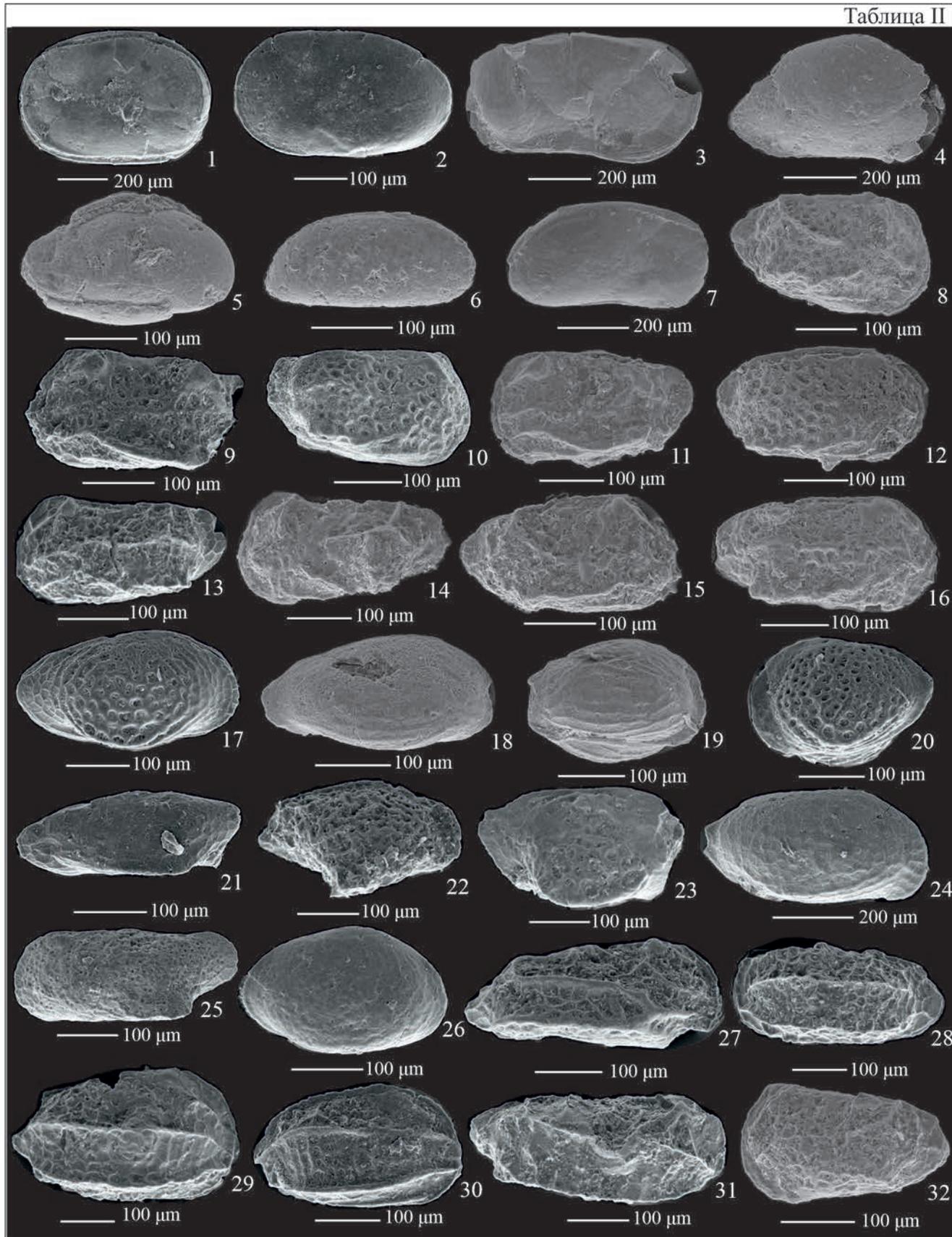
Постоянно присутствуют *Rhynchodiniopsis?* *regalis* (Gocht, 1970) Jan du Chêne et al., 1985 (2.6%); *Ctenidodinium* spp. (2% (0–7%)), в том числе *C. continuum* Gocht, 1970, *C. ornatum* (Eisenack, 1935) Deflandre, 1939; *Durotrigia* spp. (2% (0–5%)), в том числе *Durotrigia daveyi* Bailey, 1987. Единичны *Endoscrinium asymmetricum* Riding, 1987; *Paraevansia brachythelis* (Fensome, 1979) Below, 1990; *Korystocysta pachyderma* (Deflandre, 1939) Woollam, 1983; *Phallogocysta eumekes* Dörhöfer et Davies, 1980; *Batiacasphaera* sp.; *Evansia granulata* Pocock, 1972.

Кроме диноцист, во всех образцах постоянно встречаются акритархи рода *Micrhystridium* (доминируют в нижней части разреза) и реже празинофитовые водоросли родов *Tasmanites*, *Cumatiosphaera*, *Crassosphaera* и *Pterospermella*.

Комплекс изученных диноцист аналогичен комплексу слоев с *Meiouruguayaulax valensii* и *Rhynchodiniopsis?* *regalis*, установленному нами ранее в нижней и средней частях зоны Parkinsoni (Митта и др., 2017, 2018) и в зоне Garantiana (Митта и др., 2021) верхнего байоса бассейна р. Большой Зеленчук.

Первое появление *Meiouruguayaulax valensii* зафиксировано в терминальной части нижнего байоса (зона Humphriesianum) Юго-Западной Германии (Feist-Burkhardt, Wille, 1992; Feist-Burkhardt, Götz, 2016) и стратотипа байоса в Нормандии, Западная Франция (Feist-Burkhardt, Monteil, 1997). Также в зоне Humphriesianum Юго-Западной Германии появляется *Rhynchodiniopsis?* *regalis* (Feist-Burkhardt, Wille, 1992; Feist-Burkhardt, Götz, 2016). Первое появление *Carpathodinium predae*

Таблица II



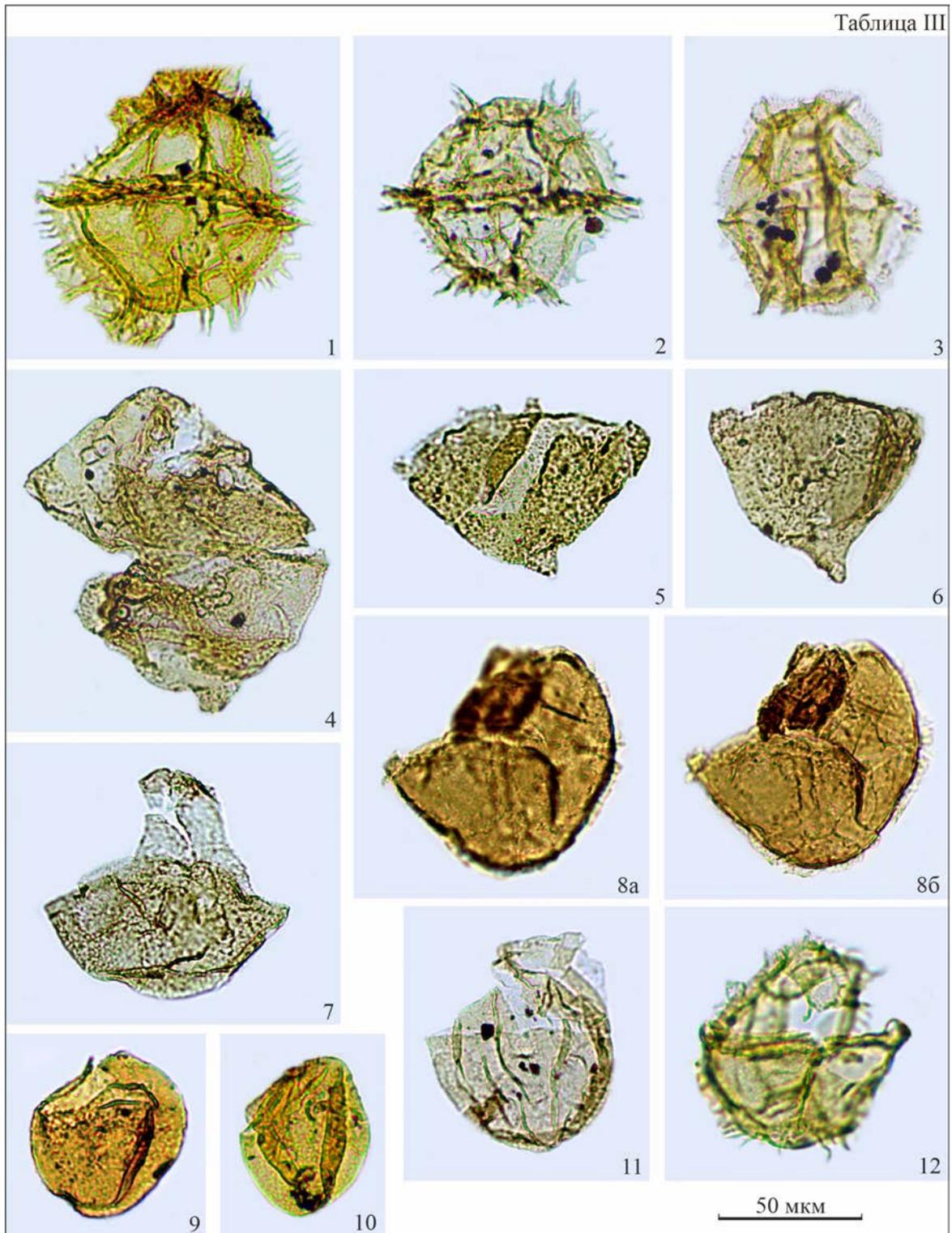


Таблица III. Диноцисты зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса бассейна р. Кубань.

1, 2 — *Stenidodinium ornatum* (Eisenack, 1935) Deflandre, 1939; 3 — *Stenidodinium continuum* Gocht, 1970; 4, 5, 6 — *Dissiliodinium caddaense* (Filatoff, 1975) Stover et Helby, 1987; 7, 11 — *Dissiliodinium* spp.; 8a, 8б — *Korystocysta pachyderma* (Deflandre, 1939) Woollam, 1983; 9, 10 — *Dissiliodinium* “granulatum”; 12 — *Durotrigia daveyi* Bailey, 1987. Фиг. 1, 4, 6, 10, 11 — обр. 16-1-34-1, р. Большой Зеленчук, подзона Rostovtsevi; фиг. 2, 12 — обр. 16-1-34-2, р. Большой Зеленчук, подзона Rostovtsevi; фиг. 3 — обр. 16-1-30-2, левобережье р. Кыфар, подзона Vasculatum; фиг. 5, 9 — обр. 20-1-20-1, левобережье р. Кубань, подзона Rostovtsevi; фиг. 7, 8 — обр. 20-1-21-1, левобережье р. Кубань, подзона Humilis.

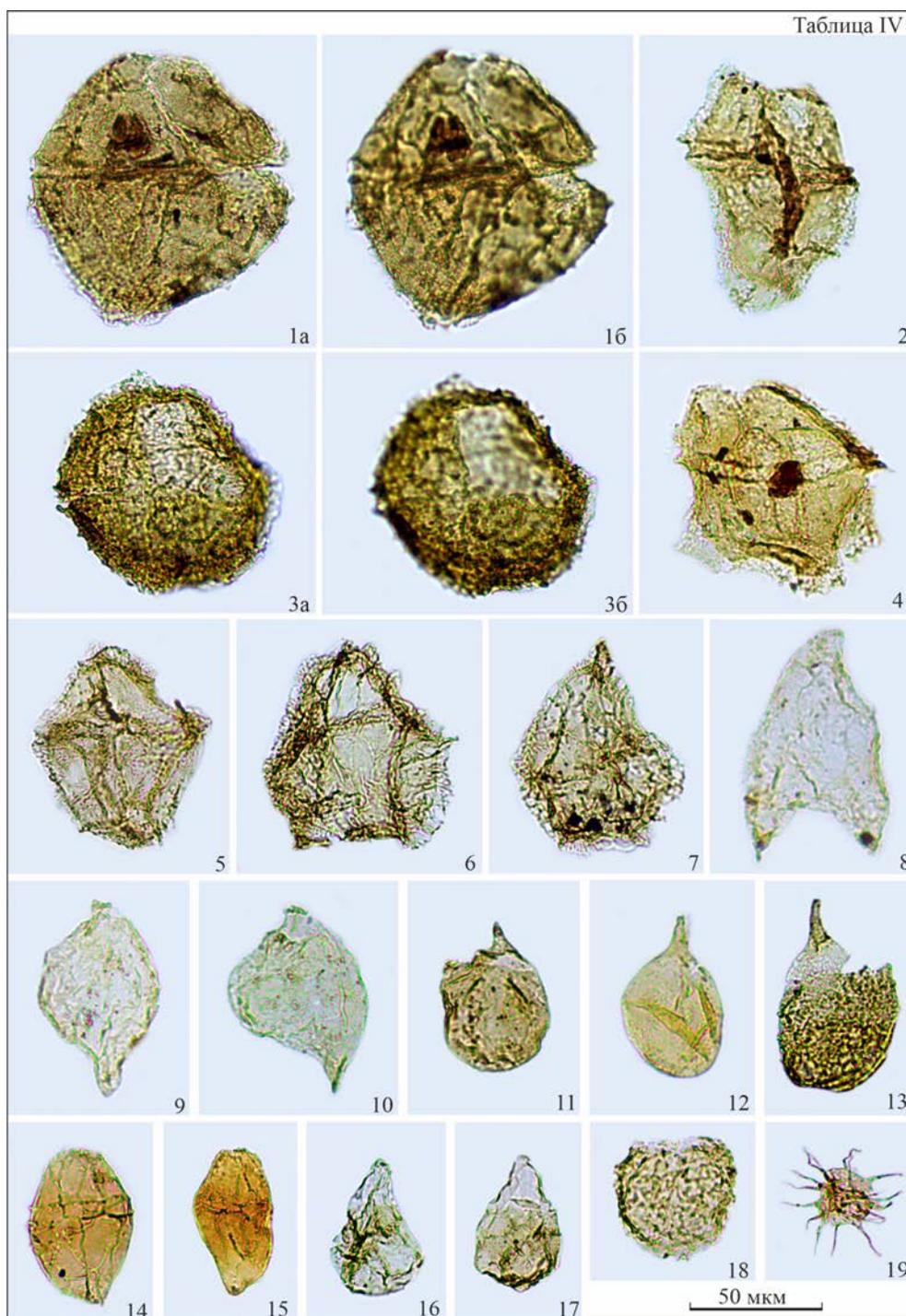


Таблица IV. Диноцисты (фиг. 1–18) и акритархи (фиг. 19) зоны *Strenoceras niortense* верхнего байоса бассейна р. Кубань.

1a, 16, 3a, 36 — *Cribroperidinium crispum* (Wetzel, 1967) Fenton, 1981; 2, 4 — *Meiourogoniaulax valensii* Sarjeant, 1966; 5, 6, 7 — *Rhynchodiniopsis? regalis* (Gocht, 1970) Jan du Chêne et al., 1985; 8 — *Nannoceratopsis spiculata* Stover, 1966; 9 — *Nannoceratopsis senex* van Helden, 1977; 10 — *Nannoceratopsis gracilis* Alberti, 1961; 11, 12 — *Evansia granulata* Pockock, 1972; 13 — *Paraevansia brachythelis* (Fensome, 1979) Below, 1990; 14, 15 — *Carpathodinium predae* (Beju, 1971) Drugg, 1978; 16, 17 — *Phallocysta eumekes* D'herfer et Davies, 1980; 18 — *Valensiella ovulum* (Deflandre, 1947) Eisenack, 1963; 19 — *Micrhystridium* sp.

Фиг. 1, 8, 9, 10 — обр. 16-1-30-1, левобережье р. Кыфар, подзона *Vasculatum*; фиг. 3, 12, 13 — обр. 16-1-31-1, левобережье р. Кыфар, подзона *Vasculatum*; фиг. 11 — обр. 15-2-17-1, правобережье р. Кыфар, подзона *Vasculatum*; фиг. 2, 4, 6, 7, 14, 18 — обр. 16-1-34-1, р. Большой Зеленчук, подзона *Rostovtsevi*; фиг. 5, 15 — обр. 20-1-20-1, левобережье р. Кубань, подзона *Rostovtsevi*; фиг. 16, 17, 19 — обр. 20-1-21-1, левобережье р. Кубань, подзона *Humilis*.

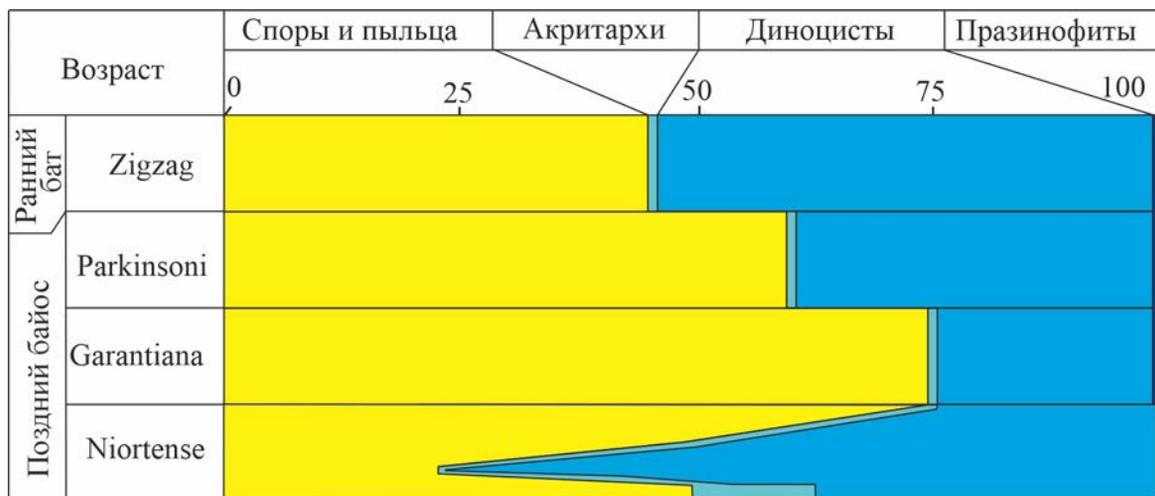


Рис. 9. Соотношение наземных (споры, пыльца) и морских (акритархи, диноцисты и прازیнофиты) групп палиноморф в позднем байосе—раннем бате бассейна р. Большой Зеленчук.

отмечается в основании зоны Niortense на границе нижнего и верхнего байоса Юго-Западной Германии (Feist-Burkhardt, Wille, 1992). В нашем материале вид *Carpathodinium predae* встречается постоянно и часто (в среднем 4%), в отличие от *Meiourugonyaulax valensii*, который в зоне Niortense редок, тогда как в остальных зонах верхнего байоса Северного Кавказа (зоны Garantiana и Parkinsoni) (Митта и др., 2017, 2018, 2021) встречается чаще. Постоянное частое присутствие вида *Carpathodinium predae* в зоне Niortense, а также сведения о его появлении в основании этой зоны в Юго-Восточной Германии послужили аргументом для использования его в качестве дополнительного вида-индекса комплекса диноцист, помимо видов-индексов *Meiourugonyaulax valensii* и *Rhynchodiniopsis? regalis*, выделенных для комплексов диноцист в зонах Garantiana и Parkinsoni.

Споры и пыльца. В спорово-пыльцевой части зоны Niortense преобладают споры — в среднем 56%, пыльца составляет 44%.

В составе спор доминируют гладкие споры родов *Leiotriletes* и *Syathidites*, составляющие около 32% от спорово-пыльцевой части. Постоянно встречаются *Lycosporidiumsporites* spp. (6%), *Osmundacidites* spp. (5%) и *Gleicheniidites* sp. (3%). Остальные споры единичны: *Camptotriletes* sp.; *Cingulatisporites* sp.; *Contignisporites* sp.; *Densoisporites crassus* Tralau, 1968; *D. scanicus* Tralau, 1968; *Dipteridaceae*; *Duplexisporites* spp.; *Eboracia torosa* (Sach. et Iljina, 1968) Timosh., 1977; *Hemitelia parva* (Doring, 1965) Timosch., 1980; *Klukisporites* sp.; *Matonisporites* sp.; *Neoraistrickia truncata* (Cookson, 1953) Potonie, 1956; *Obtusisporis junctus* (К.-М., 1954) Росоцк, 1970; *Polycingulatisporites* sp.; *Stereisporites* spp.; *Todisporites* sp.; *Tripartina variabilis* Mal., 1949.

В пыльцевой части наземных палиноморф доминирует двухмешковая пыльца голосеменных (28%). Постоянно встречаются *Perinopollenites elatoides* Couper, 1958 (5%); *Sciadopityspollenites macroverrucosus* (Thiergart, 1949) Iljina, 1985 (5%); *Classopollis* spp. (3%) и *Chasmatosporites* spp. (3%). Пыльца *Alisporites* spp.; *Callialasporites dampieri* (Balme, 1957) Sukh-Dev, 1961; *Cycadopites* spp.; *Quadraeculina limbata* Mal., 1949; *Sciadopityspollenites multiverrucosus* (Sach. et Iljina, 1968) Iljina, 1985 единична.

Спорово-пыльцевой комплекс идентичен комплексу, установленному нами ранее в нижней—средней частях зоны Parkinsoni и в базальной части зоны Zigzag (Митта и др., 2017, 2018) и в зоне Garantiana (Митта и др., 2021) верхнего байоса бассейна р. Большой Зеленчук. Состав миоспор данного комплекса характерен для переходного периода в юрской истории Европейской провинции Индо-Европейской палеофлористической области, куда входила территория Северного Кавказа. В байосе—келловее теплый и влажный климат сменился на засушливый аридный (Ярошенко, 1965). В изученном палинокомплексе количество теплолюбивых спор матониевых, диптеридиевых папоротников и пыльцы цикадовых незначительно. При этом существенное развитие получают споры циатейных, осмундовых и глейхениевых папоротников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа распределения комплексов фораминифер в хронозоне *Strenoceras niortense* бассейна р. Большой Зеленчук выявлены фораминиферовые биостратоны, установленные на Северном Кавказе ранее. По бентосным

МСШ		Северный Кавказ (бассейн р. Кубань)																				
Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	МП		Биостратиграфические подразделения по разным группам фоссилий																
				Свита	Подсвита	Зоны, подзоны, слои и фаун. г-ты по аммонитам	Слои / комплексы по фораминиферам	Зоны, слои по остракодам	Слои по диноцистам													
Байосский	Верхний	Garantiana garantiana	Dichotoma	Джангурская	Верхняя	Garantiana garantiana	Alanica	Djanaliparkinsonia alanica	Globuligerina dagestanica	Sublamarkella terquemi	?	Carpathodinium predae, Meiourogonyaulax valensii, Rhynchodiniopsis? regalis										
			Subgaranti					Subgaranti					Garantiana subgaranti									
		Tetragona	Subarietis					Subarietis					Rarecostites subarietis Rarecostites sherstyukovi									
		Parkinsonia parkinsoni	Parkinsonia parkinsoni					Parkinsonia parkinsoni					Parkinsonia djanelidzei									
		Densicosta	Densicosta					Densicosta					Densicosta									
		Vomfordi	Vomfordi					Vomfordi					Vomfordi									
	Нижний	Zigzagiceras zigzag	Convergens	Джангурская	Верхняя	Zigzagiceras zigzag	Convergens	Zigzagiceras zigzag	Convergens	Epistomina peregrina Kaptarenkoella minima, Trochammina squamatiformis	P. con-nexa	P. aequabilis, P. connexa	Ctenidodinium sellwoodii									
														Banksii	Banksii	Banksii						
		Polygiralis	Polygiralis											Polygiralis	Polygiralis							
		Baculatum	Baculatum											Baculatum	Baculatoceras baculatum Spiroceras bispinatum Baculatoceras praegarantianum							
		Strenoceras niortense	Strenoceras niortense											Strenoceras niortense	Rostovtsevi	Orthogarantiana rostovtsevi	Orthogarantiana graebensteini	Cadomites lissajousi	Orthogarantiana humilis	Ophthalmidium caucasicum	Palaeocytheridea subtilis	?
															Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis
Humilis	Humilis			Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis	Humilis											

Рис. 10. Биостратиграфические подразделения верхнего байоса–низов нижнего бата бассейна р. Кубань по разным группам фоссилий и их сопоставление с хроностратиграфической шкалой (по Митта и др., 2017, 2018, 2021; Mitta, 2019, 2021; Митта, 2023, с дополнениями для зоны Strenoceras niortense). Заливкой показаны изученные биостратиграфические интервалы. Сокращения: МСШ — Международная стратиграфическая шкала, МП — местные (литостратиграфические) подразделения.

фораминиферам это слои с *Ophthalmidium saucasicum* (нижняя часть), которые отвечают полному интервалу зоны Niortense с подзонами Humilis, Rostovtsevi и Vaculatum. Установленные по планктонным фораминиферам слои с *Globuligerina dagestanica* (низы) сопоставляются с верхней частью зоны Niortense (верхи подзоны Vaculatum). Стратиграфические объемы и границы биостратонов по фораминиферам уточнены и обоснованы путем сопоставления с данными по аммонитам (рис. 10).

Анализ таксономического разнообразия остракод позволяет выделить в средней части зоны Niortense биостратиграфическое подразделение в ранге слоев с фауной, с видом-индексом *Palaeocytheridea (Malzevia) subtilis*, отвечающее большей части подзоны Rostovtsevi (фаунистические горизонты graebensteini и rostovtsevi) и большей части подзоны Vaculatum (фаунистические горизонты praegarantianum, bispinatum и baculatum).

В результате палинологического анализа установлено, что комплекс диноцист зоны Niortense аналогичен выделенным ранее в верхнем байосе бассейна р. Большой Зеленчук комплексам слоев с диноцистами *Carpathodium predae*, *Rhynchodiniopsis? regalis*, *Meiourogonyaulax valensii*. Это позволяет соотнести данные слои с аммонитовыми зонами Niortense, Garantiana и нижней частью зоны Parkinsoni.

Изучение соотношения морских и наземных палиноморф в верхнем байосе (зоны Garantiana, Parkinsoni) и базальном бате (Митта и др., 2021) выявило постепенные изменения, свидетельствующие о трансгрессивном удалении береговой линии вверх по разрезу верхнего байоса и базального бата в пределах шельфа; в зоне Niortense это соотношение изменяется скачкообразно.

Благодарности. М.П. Шерстюков (Ставрополь), О. Нагель (O. Nagel, Radeberg, Germany), Ш. Гребенштайн (S. Gräbenstein, Bodelshausen, Germany) и В. Пиркль (V. Pirkl, Gerlingen, Germany) и многие другие друзья и коллеги оказали помощь при проведении полевых работ. М. Franz (Geological Survey, Freiburg im Breisgau) и Е.М. Тесакова (МГУ) консультировали при определении остракод; Р.А. Ракитов (ПИН РАН) оказал содействие при фотографировании остракод. Замечания рецензентов А.А. Горячевой (ИНГ СО РАН), М.А. Рогова (ГИН РАН) и пожелавшего остаться анонимным, несомненно, позволили улучшить первоначальный вариант рукописи. Авторы благодарны всем, кто способствовал подготовке и публикации этой работы.

Источники финансирования. Работа выполнена по проекту FWZZ-2022-0005 Минобрнауки России (государственное задание) (ЛГ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонова З.А. Расчленение разреза юрских отложений бассейна р. Лабы по фораминиферам // Труды ВНИГНИ. 1958а. Вып. 12. С. 213–234.
- Антонова З.А. Фораминиферы средней юры бассейна р. Лабы // Вопросы геологии бурения и эксплуатации скважин. Тр. Краснодарск. филиала ВНИИ. 1958б. Вып. XVII. С. 41–80.
- Безносков Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с. (Тр. ВНИИГаз. Вып. 28/36).
- Безносков Н.В., Митта В.В. Позднебайосские и батские аммонитиды Северного Кавказа и Средней Азии. М.: Недра, 1993. 347 с.
- Безносков Н.В., Митта В.В. Каталог аммонитид и ключевые разрезы верхнего байоса–нижнего бата Северного Кавказа // Бюлл. КФ ВНИГНИ. 1998. № 1. С. 1–70.
- Безносков Н.В., Казакова В.П., Ростовцев К.О. и др. Зональное расчленение юрских отложений Северного Кавказа по аммонитам // Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. С. 131–141.
- Глинских Л.А., Митта В.В. О комплексах фораминифер некоторых интервалов средней юры бассейна р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 60–63.
- Гуляев Д.Б., Ипполитов А.П., Глинских Л.А. Хурукра // Юрские отложения центральной части Горного Дагестана. Ред. Черкашин В.И. Путеводитель геологических экскурсий VI Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”, 15–20 сентября 2015 г. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 64–80.
- Затворницкий А.Я. Среднеюрские глины по р. Кубани // Изв. геол. ком. 1914. Т. 33. Вып. 250. С. 525–558.
- Касимова Г.К., Кузнецова З.В., Михеева З.Ф. Микрофауна юрских отложений разреза Уллучай (Центральный Дагестан) // Докл. АН АзССР. 1956. Т. XII. № 1. С. 9–13.
- Магомедов А.М., Темирбекова У.Т. Стратиграфия и микрофауна байосских и батских отложений Дагестана (милиолиды и биостратиграфия байосских и батских отложений Дагестана). Махачкала: Дагестанское книжн. изд-во, 1978. 137 с.
- Митта В.В. Род *Spiroceras* (Spiroceratidae, Ammonoidea) в верхнем байосе Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2017а. № 2. С. 26–34.
- Митта В.В. Род *Kepleritiana* gen. nov. (Stephanoceratidae, Ammonoidea) из верхнего байоса Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2017б. № 3. С. 26–35.
- Митта В.В. О первых находках *Djanaliparkinsonia* (Stephanoceratidae, Ammonoidea) в верхнем байосе Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2018. № 4. С. 29–37.

- Mumma V.V.* О диморфной паре *Strenoceras acre/Orthogarantiana humilis* (Ammonoidea: Stephanoceratidae) из верхнего байоса Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2020. № 4. С. 21–27.
- Mumma V.V.* О древнейших *Leptosphinctes* (Ammonoidea: Perisphinctidae) зоны Niortense верхнего байоса (средняя юра) Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2021а. № 1. С. 39–47.
- Mumma V.V.* Зона Niortense верхнего байоса Северного Кавказа: подзоны и фаунистические горизонты по аммонитам // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. Вып. 6. М.: ПИН РАН, 2021б. С. 32–34.
- Mumma V.V.* О первых находках *Infragarantiana* (Ammonoidea: Perisphinctidae) в зоне Niortense верхнего байоса (средняя юра) Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2021в. № 6. С. 33–39.
- Mumma V.V.* Род *Lissoceras* (Ammonoidea: Lissoceratidae) в верхнем байосе (средняя юра) Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2022а. № 5. С. 37–43.
- Mumma V.V.* Род *Sadomites* (Ammonoidea: Stephanoceratoidea) в верхнем байосе—нижнем бате (средняя юра) бассейна р. Кубань (Северный Кавказ) // Палеонтол. журн. 2022б. № 6. С. 33–41.
- Mumma V.V.* О *Garantianinae* (Ammonoidea: Stephanoceratidae) верхнего байоса бассейна Кубани (Северный Кавказ) // Палеонтол. журн. 2023. № 4. С. 37–45.
- Mumma V.V., Савельева Ю.Н., Фёдорова А.А., Шурекова О.В.* Биостратиграфия пограничных отложений байоса и бата бассейна р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 30–49.
- Mumma V.V., Савельева Ю.Н., Фёдорова А.А., Шурекова О.В.* Аммониты, микрофауна и палиноморфы нижней части зоны *Parkinsoni* верхнего байоса бассейна р. Большой Зеленчук, Северный Кавказ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 49–67.
- Mumma V.V., Глинских Л.А., Савельева Ю.Н., Шурекова О.В.* Микрофауна, палиноморфы и биостратиграфия зоны *Garantiana* верхнего байоса (средняя юра) бассейна р. Большой Зеленчук, Северный Кавказ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 1. С. 28–47.
- Морозова В.Г., Москаленко Т.А.* Планктонные фораминиферы пограничных отложений байосского и батского ярусов Центрального Дагестана (Северо-Восточный Кавказ) // Вопросы микропалеонтологии. 1961. Вып. 5. С. 3–30.
- Пермякова М.Н.* Остракоды рода *Palaeocytheridea* из среднеюрских отложений Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. сборник. 1974. Вып. 1. № 10. С. 73–78. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Ред. Азбель А.А., Григалис А.А. Л.: Недра, 1991. 375 с.
- Пяткова Д.М., Пермякова М.Н.* Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наукова думка, 1978. 288 с.
- Ростовцев К.О.* Ярусное и зональное расчленение по аммонитам // Юра Кавказа. СПб.: Наука, 1992. С. 126–140.
- Савельева Ю.Н.* Остракоды пограничных отложений байоса—бата бассейна реки Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Материалы Седьмого Всероссийского совещания “Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии”, Москва, 18–22 сентября 2017 г. Ред. Захаров В.А., Рогов М.А., Щепетова Е.В. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 195–198.
- Савельева Ю.Н.* Остракоды байос-батских отложений Северного Кавказа (бассейн реки Большой Зеленчук), значение для палеогеографических построений // Материалы LXIV сессии Палеонтологического общества при РАН “Фундаментальная и прикладная палеонтология”, Санкт-Петербург, 2–6 апреля 2018. Ред. Богданова Т.Н. и др. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2018. С. 107–109.
- Тесакова Е.М.* Остракоды рода *Palaeocytheridea* Mandelstam в средней и верхней юре Европы. 3. Стратиграфия и палеобиогеография // Палеонтол. журн. 2014. № 1. С. 55–59.
- Ярошенко О.П.* Спорово-пыльцевая характеристика юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение // Тр. Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 117. 102 с.
- Beher E., Brand E., Franz M.* Bathonian and Lower Cretaceous ostracods of Albstadt-Pfaffingen (Middle Jurassic, Baden-Württemberg, Germany) // Palaeodiversity. 2010. V. 3. P. 43–57.
- Błaszczak J.* Middle Jurassic ostracods of the Czestochowa region (Poland) // Acta Palaeontol. Pol. 1967. V. 12. № 1. P. 1–75.
- Dépêche F.* Lias supérieur. Dogger. Malm // Atlas des Ostracodes de France. Ed. Oertli H.J. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 1985. Mém. 9. P. 119–145.
- Dietze V., Franz M., Kutz M., Waltschew A.* Stratigraphy of the Middle Jurassic Sengenthal Formation of Pölsingen-Ursheim (Nordlinger Ries, Bavaria, Southern Germany) // Palaeodiversity. 2017. V. 10 (1). P. 49–95.
- Feist-Burkhardt S., Götz A.E.* Ultra-high-resolution palynostratigraphy of the Early Bajocian *Sauzei* and *Humphriesianum* zones (Middle Jurassic) from outcrop sections in the Upper Rhine Area, southwest Germany // Stratigraphy & Timescales. Ed. Montenari M. 1-st ed. Amsterdam: Academic Press, 2016. P. 325–392.
- Feist-Burkhardt S., Monteil E.* Dinoflagellate cysts from the Bajocian stratotype (Calvados, Normandy, western France) // Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. Mém. 21. 1997. V. 1. P. 31–105.
- Feist-Burkhardt S., Wille W.* Jurassic palynology in Southwest Germany. State of the art // 8th International Palynological Congress, Aix-en-Provence, 13–16th Sept., 1992. Excursion F. Cahiers de Micropaléontologie. N.S. 1992. V. 7. № 1/2. P. 141–163.
- Franz M., Tesakova E.M., Beher E.* Documentation and revision of the index ostracods from the Lower and Middle

- Jurassic in SW Germany according to Buck (1954) // *Palaeodiversity*. 2009. V. 2. P. 119–167.
- Gradstein F., Gale A., Kopaevich L., Waskowska A., Grigelis A., Glinskikh L. The planktonic foraminifera of the Jurassic. Part I: material and taxonomy // *Swiss J. Palaeontology*. 2017a. V. 136. Iss. 2. P. 187–257.
- Gradstein F., Gale A., Kopaevich L., Waskowska A., Grigelis A., Glinskikh L., Gorog A. The planktonic foraminifera of the Jurassic. Part II: stratigraphy, paleoecology and palaeobiogeography // *Swiss J. Palaeontology*. 2017b. V. 136. Iss. 2. P. 259–271.
- Gradstein F., Waskowska A., Glinskikh L. The first 40 million years of planktonic foraminifera // *Geosciences*. 2021. V. 11. № 2. P. 1–25.
- Malz H. *Palaeocytheridea* im oberen Dogger NW-Deutschlands (*Ostracoda*) // *Senck. Leth.* 1962. Bd. 43. № 3. S. 235–241.
- Mitta V.V. Ammonites and stratigraphy of the Upper Bajocian *Garantiana garantiana* zone in the interfluvium between the Kuban and Urup rivers (Northern Caucasus) // *Palaeontol. J.* 2019. V. 53. № 11. P. 1118–1202.
- Mitta V.V. Ammonites and stratigraphy of the Upper Bajocian *Strenoceras niortense* zone in the interfluvium between the Kuban and Urup rivers (Northern Caucasus) // *Palaeontol. J.* 2021. V. 55. № 12. P. 1458–1475.
- Ohmert W. Ammoniten-Faunen im tiefen Unter-Bajocium des Reutlinger Gebiets (mittlere Schwäbische Alb) [Mit einem Anhang zur Ostracoden-Stratigraphie] // *Jh. geol. Landesamt Baden-Württemberg*. 2004. V. 40. P. 9–141.
- Wetzel W. Über einige stammesgeschichtlich interessante Ammonitenarten des obersten Bajocien // *N. Jb. Miner. Geol. Paläontol. Abt. B.* 1936. Beil.-Bd 75. S. 527–542.

Рецензенты

А. А. Горячева, М. А. Рогов

Microfauna, Palynomorphs, and Biostratigraphy of the Upper Bajocian *Strenoceras niortense* Zone (Middle Jurassic) of the Kuban River Basin, Northern Caucasus

V. V. Mitta^{a, e, #}, L. A. Glinskikh^b, Yu. N. Savelieva^c, and O. V. Shurekova^d

^a*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, Novosibirsk, Russia*

^c*Aprelevka branch of All-Russian Geological Oil Institute, Moscow region, Russia*

^d*Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), St. Petersburg, Russia*

^e*Cherepovets State University, Cherepovets, 162600 Russia*

[#]*e-mail: mitta@paleo.ru*

The results of the study of microfossils of the *Strenoceras niortense* Zone of the Upper Bajocian of Karachay-Cherkessian Republic are presented. The zone is represented mainly by dark gray silty-sandy clays, with nodules scattered in the stratum, often forming interbeds, and belongs to the lower part of the upper subformation of the Djangura Formation. The systematic composition and distribution of foraminifera, ostracods, dinoflagellate cysts, and myospores in the section have been established. The volume of biostratigraphic subdivisions for foraminifera, ostracods, and dinocysts has been specified; they were compared with the ammonite scale. According to benthic foraminifers, these are beds with

Ophthalmidium caucasicum, comparable with the entire Niortense Zone and most of the Garantiana Zone. The beds with *Globuligerina dagestanica* established by planktonic foraminifera are compared with the entire studied interval from the Niortense zone to the Lower Bathonian, inclusive. In the middle-upper part of the Niortense Zone (Rostovtsevi and Baculatum Subzones), beds with ostracods *Palaocytheridea (Malzevia) subtilis* were established for the first time. Beds with dinocysts *Carpathodinium predae*, *Rhynchodiniopsis? regalis*, *Meiourogoniaulax valensii* are understood within the volume of the Niortense and Garantiana Zones and the lower part of the Parkinsoni zone, inclusive. Images of characteristic taxa of microfauna and dinocysts are given.

Keywords: Upper Bajocian, biostratigraphy, ammonites, foraminifers, ostracodes, dinocysts, spores, pollen, Northern Caucasus

УДК 551.763.3[550.384.5:550.384](1-924.71)

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ КАМПАНСКОГО ЯРУСА ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫМА: ПРОБЛЕМЫ ПОДЪЯРУСНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

© 2024 г. Е. Ю. Барабошкин^{1, 3, *}, А. Ю. Гужиков², Г. Н. Александрова^{3, 1}, В. В. Акинин⁴, И. П. Рябов², М. А. Устинова^{3, 1}, Н. А. Ртищев^{1, 3}, В. С. Вишневская³

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

*e-mail: barabosh@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 26.03.2023 г.

После доработки 28.04.2023 г.

Принята к публикации 09.06.2023 г.

Приведены новые данные о строении кампанских отложений в стратотипе кудринской свиты Юго-Западного Крыма. Впервые получена комплексная седиментологическая, биостратиграфическая (ихнофоссилии, головоногие моллюски, иноцерамиды, фораминиферы, диноцисты, наннопланктон, жилианеллы), изотопно-геохимическая, палео- и петромагнитная характеристика разреза. Обоснована граница нижнего и верхнего кампана, вблизи которой получена U–Pb датировка по цирконам из известного прослоя киловых (бентонитовых) глин в интервале 77–80 млн лет. Предложено проводить границу подъярусов кампана Общей стратиграфической шкалы России (при двухчленном делении) по кровле магнитного хрона С33г, расположенной вблизи изотопного экскурса $\delta^{13}\text{C}$ “МСаЕ” (Mid-Campanian Event) и вблизи уровня появления бентосных фораминифер *Brotzenella monterelensis* и ряда других традиционных маркеров.

Ключевые слова: кудринская свита, верхний мел, стратиграфия, белемниты, аммониты, иноцерамиды, фораминиферы, наннопланктон, диноцисты, жилианеллы, магнитостратиграфия, хрон С33г, стабильные изотопы

DOI: 10.31857/S0869592X24020031, EDN: DEDUNN

ВВЕДЕНИЕ

Кампан-маастрихтские отложения Юго-Западного Крыма хорошо известны в литературе благодаря своей стратиграфической полноте и схожести с разрезами Западной Европы. Хотя этот район исследовался многими поколениями геологов, разрезы требуют переизучения в связи с утверждением границ ярусов и обоснованием подъярусных границ. Ранее был комплексно (седиментология, ихнофоссилии, макро- и микрофауна, палинология, наннопланктон, изотопия, палео- и петромагнитный методы) изучен ряд разрезов, охватывающих пограничный интервал сантонского и кампанского ярусов и нижнюю часть кампанского яруса в районе оврага Аксу-Дере и северной окраины с. Кудрино (Гужиков и др., 2020, 2021а, 2021б) (рис. 1, 3). По своей охарактеризованности они не уступают кандидату еще не утвержденного глобального стратотипа (GSSP) кампана и рассматриваются

в качестве дополнительного (auxiliary) разреза (Gale et al., 2023, p. 26).

В 2021 г., вслед за (Hancock, Gale, 1996), мы предложили проводить границу сантонского и кампанского ярусов по смене магнитной полярности в подошве хрона С33г (Гужиков и др., 2021б). На этом же уровне данная граница была показана в работах предшественников (Gradstein et al., 2012, 2020 и др.), и в настоящее время именно этот признак принят в качестве первичного маркера для выбора GSSP в разрезе Боттачионе (Губбио, Италия; Gale et al., 2023). В настоящей статье мы принимаем упомянутую (но еще не утвержденную) границу сантонского и кампанского ярусов в подошве хрона С33г разреза Кудрино-2 (рис. 2).

Разделение кампанского яруса на два или три подъяруса находится в стадии обсуждения (Hancock, Gale, 1996; Gradstein et al., 2012, 2020; Барабошкин и др., 2013), и каких-либо общепринятых критериев и предложений на этот счет пока

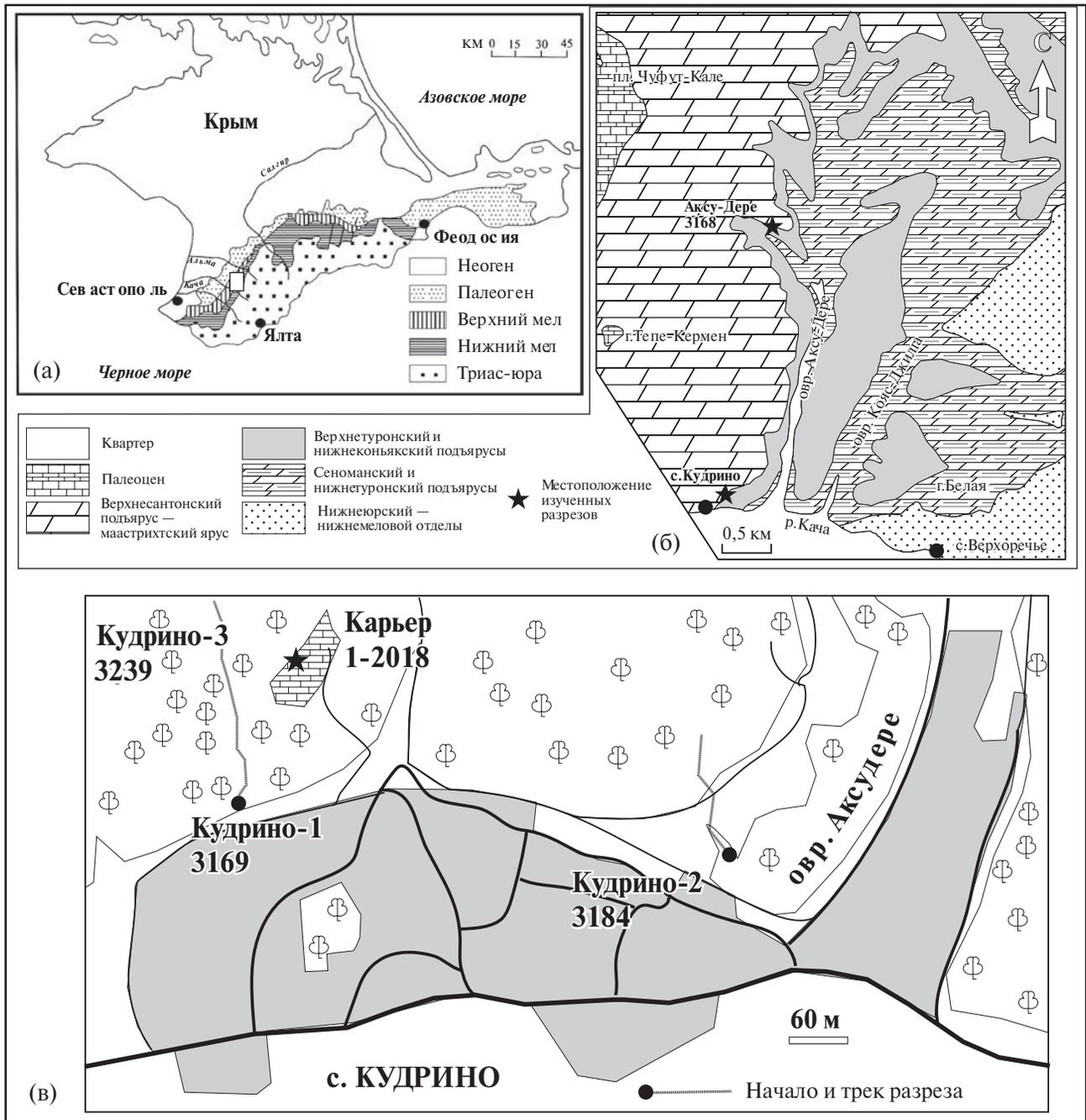


Рис. 1. Расположение разрезов Кудрино-1, -2, -3 и Аксу-Дере (по Гужиков и др., 2020, 2021а, 2021б). На рис. 1в линии разной толщины — дороги от шоссе (толстые линии) до грунтовых (тонкие линии).

не существует. Поэтому за основу нами принято двучленное деление кампана в соответствии с действующей Общей стратиграфической шкалой России (Олферьев, Алексеев, 2002).

В Крыму более высокие части кампанского разреза и кампан-маастрихтский пограничный интервал были комплексно изучены в разрезах Бешкош

(Барабошкин и др., 2020), Чахмаклы и других (Гужикова, 2019). Наименее охарактеризован пограничный интервал нижнего и верхнего кампана, поскольку он, как правило, очень плохо обнажен. Поэтому целью настоящей работы являлось комплексное исследование стратотипа кудринской свиты кампана (Плотникова и др., 1984) у с.



Рис. 2. Фотографии изученных разрезов.

(а) — общий вид разреза Кудрино-1, примерный трек отбора образцов и положение заброшенного карьера (стрелка); (б) — фото заброшенного карьера, вскрывающего килевые глины (пачка XVII, ниже и левее стрелки), и место находки аммонита (стрелка).

Кудрино (разрез Кудрино-1, рис. 1, 2а) для обоснования границы подъярусов.

Полевое изучение и опробование разреза производилось несколько раз. Материал, собранный нами в 2002 г. (точка наблюдения 2414), не был опубликован, за исключением данных по фораминиферам, преимущественно планктонным (данные Л.Ф. Копаевич (МГУ) в Копаевич, Хотылев, 2014; Кораевич, Vishnevskaya, 2016). Повторное опробование проведено в 2018 г. Е.Ю. Барабошкиным, А.Ю. Гужиковым, А.Г. Маникиным, В.А. Грищенко (точка наблюдения 3169). Ориентированные штуфы для различных типов анализа взяты со 102 стратиграфических уровней по системе “образец в образец”, при мощности разреза 94 м. Дополнительно был изучен небольшой выход пород в заброшенном карьере рядом с основным разрезом (рис. 2б), где помимо находок макрофауны и ихнофоссилий был отобран образец килевых (бентонитовых) глин для последующего выделения и датировки цирконов U–Pb методом (SHRIMP-II).

Описание разреза, седиментологические, петрографические, ихнологические исследования, а также изучение остатков макрофауны проведены Е.Ю. Барабошкиным (МГУ), магнитостратиграфические данные получены А.Ю. Гужиковым, В.А. Грищенко (СГУ), анализ изотопных датировок выполнен В.В. Акининым (СВКНИИ ДВО РАН), палинологический анализ проведен Г.Н. Александровой (ГИН РАН), бентосные фораминиферы изучались И.П. Рябовым (СГУ), на-нопланктон — М.А. Устиновой (ГИН РАН), жилианеллы — В.С. Вишневецкой (ГИН РАН), а данные по геохимии стабильных изотопов получены Н.А. Ртищевым (МГУ, ГИН РАН) под руководством Б.Г. Покровского (ГИН РАН) в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН.

Образцы макрофауны и ихнофоссилий хранятся в Музее землеведения МГУ (коллекции 149 и 140 соответственно), препараты микрофоссилий — в лабораториях ГИН РАН, а бентосные фораминиферы — в коллекции И.П. Рябова.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез Кудрино-1 расположен в Бахчисарайском районе Республики Крым, к юго-западу от города Бахчисарай, на правом борту р. Кача (рис. 1а–1в). Слои залегают согласно и наклонены на северо-запад, азимуты падения варьируют от 250° до 290°, а углы падения от 7° до 10°. Разрез кудринской свиты изучался вдоль одной из промоин, прорезающих склон водораздела на юго-западной окраине с. Кудрино; его начало имеет координаты 44°42'16.5" с.ш., 33°56'25.9" в.д.; координаты заброшенного карьера: 44°42'20.4" с.ш., 33°56'29.4" в.д.

Нижняя часть разреза (пачки XVI–XVIII по (Алексеев, 1989) верхнемеловой последовательности) изучена в разрезе Кудрино-2 (рис. 3), данные по которому опубликованы ранее (Гужиков и др., 2021а) и здесь не повторяются. Корреляция с разрезом Аксу-Дере проведена по подошве зоны *Bolivinoidea pustulata* и кровле зоны *Pseudogavelinella clementiana clementiana* по бентосным фораминиферам (БФ), а корреляция с разрезом Кудрино-1 — опосредованно через разрез Аксу-Дере (рис. 3). По литологическим признакам и в условиях существующей обнаженности другими методами надстроить разрезы не удастся. Между разрезами Кудрино-1 и Кудрино-2 имеется перерыв в обнаженности, мощность которого оценивается в 57 м (см. раздел “Магнитостратиграфия”). На основе корреляции индексация верхней пачки разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 изменена

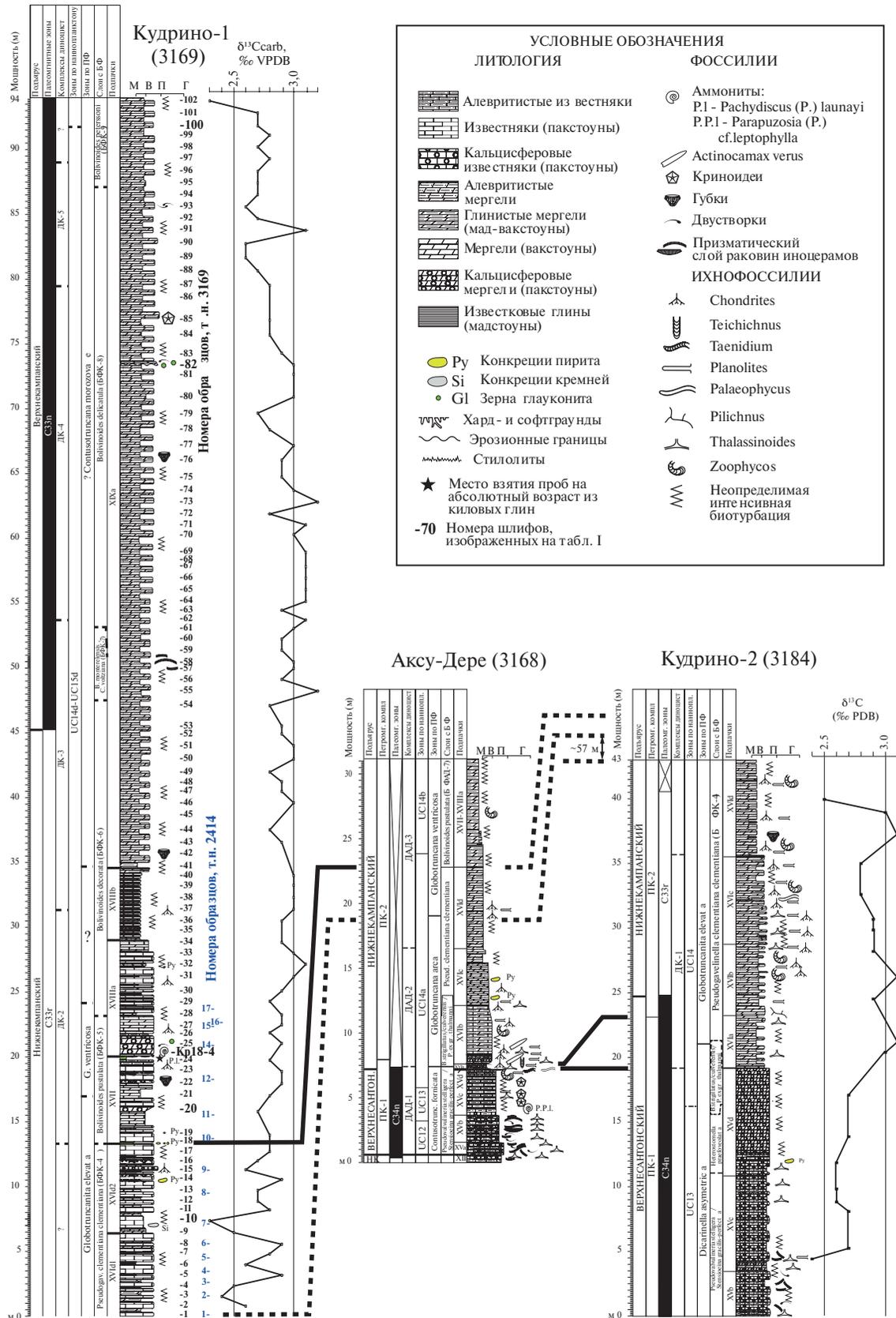


Рис. 3. Корреляция нижнекампанских отложений в районе с. Кудрино и оврага Аксу-Дере (по Гужиков и др., 2020, 2021a, 2021б). В скобках у названий разрезов — номера точек.

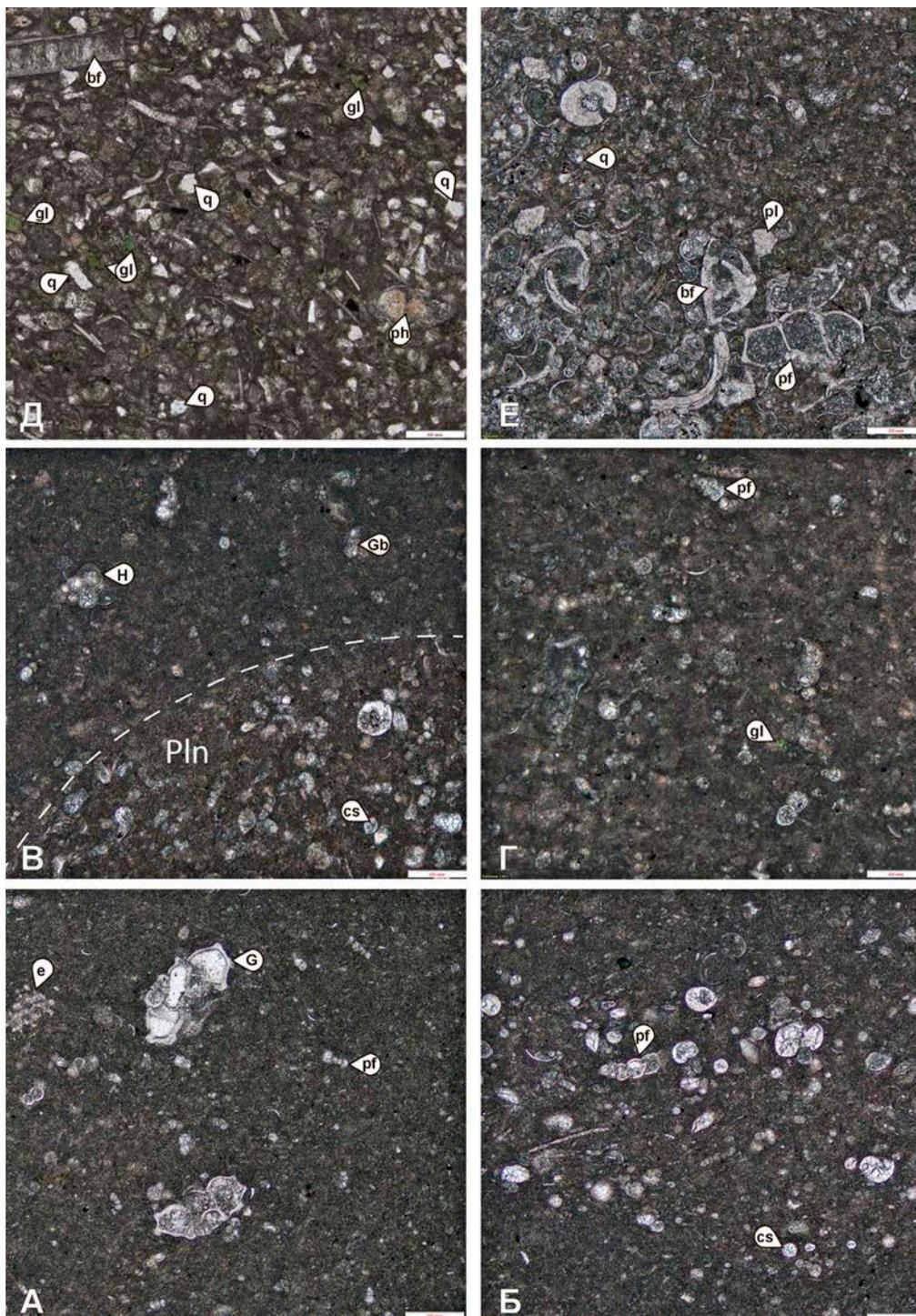


Таблица 1. Петрографическая характеристика разреза.

(а) — обр. 3169/10, фораминиферовый вакстоун, подпачка XVIд2; (б) — обр. 3169/20, фораминиферо-кальцисферовый пак-вакстоун, пачка XVII; (в) — обр. 3169/30, кальцисферово-фораминиферовый вакстоун, пачка XVIIIа, краевая часть норы *Planolites* isp. (*PIn*); (г) — обр. Кр18–4, фораминиферовый вакстоун, основание пачки XVIIIа, в месте находки аммонита; (д) — обр. 3169/82, алевролитистый биокластовый пакстоун с зернами глауконита и фосфатизированными фораминиферами, средняя часть подпачки XIXа; (е) — обр. 3169/100, фораминиферовый пакстоун — фрагмент копролита (?) в фораминиферовом вакстоуне, верхняя часть подпачки XIXа. Сокращения: биокласты: б — двустворки; е — иглокожие, фораминиферы: bf — бентосные, pf — планктонные; G — глоботрунканы, Gb — глобигерины, H — гетерохелициды; cs — кальцисферы, ph — фосфатизированные фораминиферы; pl — фрагменты призматического слоя раковин иноцерармов; другие зерна: q — кварц; gl — глауконит. Все фото сделаны в неполяризованном свете на микроскопе Olympus-VX43 камерой Olympus-DP71 ЦКП МГУ. Масштабная линейка 200 мкм.

по сравнению с таковой в (Гужиков и др., 2021а, 2021б). Выходы пород в заброшенном карьере дублируют основной разрез Кудрино-1 и легко с ним сопоставляются по наиболее мощному прослою килевых глин, поэтому описание этого обнажения отдельно не приводится. Изученный разрез представлен следующей последовательностью (снизу вверх, рис. 3):

Подпачка XVIд1 (надстраивает подпачку XVIд: см. Гужиков и др., 2021а). Светло-серые и зеленоватые глинистые мергели (0.1–0.6 м), чередующиеся с более глинистыми мергелями и известковыми глинами (0.1–0.15 м). Мощности всех прослоев несколько возрастают вверх по разрезу. В шлифах породы представлены фораминиферовыми вакстоунами. В подпачке встречаются редкие остатки губок и ихнофоссилии *Planolites isp.*, *Chondrites ispp.*, *Zoophycos isp.*, редкие *Thalassinoides isp.* Видимая мощность 6.4 м.

Подпачка XVIд2. Чередование биотурбированных мергелей (0.3–0.6 м) и глинистых мергелей (0.15–0.25 м) с редкими прослоями известковых глин. Подпачка начинается с мощного (~1 м) слоя фораминиферовых вакстоунов (табл. I, фиг. а), содержащего в средней части удлиненные конкреции светло-серых кремней (до 0.15 × 0.25 м). В кровле расположен мощный (0.7 м) прослой глинистых известняков, образующих небольшой карниз, ниже которого наблюдается несколько поверхностей твердого дна (ТД) и горизонт выветрелых пиритовых конкреций. В пачке встречены норы *Thalassinoides isp.* и *Chondrites isp.* Мощность 6.9 м, а полная мощность пачки XVI, с учетом пропуска, составляет, предположительно, около 77–80 м.

Пачка XVII. Чередование глин, зеленоватых килевых (бентонитовых) глин и светло-серых мергелей, микроскопически представленных фораминиферо-кальцисферовыми пак-вакстоунами и мадстоунами (табл. I, фиг. б). Пачка начинается тонким (0.1 м) прослоем кила с мелкими лимонитизированными конкрециями пирита, а завершается мощным (0.3–0.4 м) прослоем кила, который разрабатывался в ныне заброшенном карьере. Кровля этого прослоя несет следы размыва. В верхней части подпачки присутствует несколько поверхностей ТД, а в мергелях встречены остатки губок и биотурбации *Chondrites isp.* Мощность 6.7 м.

Пачка XVIII. Пачка разделена на две подпачки.

Подпачка XVIIIа. Глинистые известняки и мергели с тонкими (0.02–0.05 м) прослоями серых глин или сильноглинистых мергелей. В основании расположено два мощных (~1 м) прослоя фораминиферовых вакстоунов с единичными зернами глауконита (табл. I, фиг. г), в нижнем из которых найден *Pachydiscus (Pachydiscus) laupaui (De Grossouvre)* (табл. II, фиг. 3; Барабошкин, 2023). Выше по разрезу мощность известняков уменьшается, они представлены

кальцисферово-фораминиферовыми вакстоунами (табл. I, фиг. в). В отвалах карьера из пород данной подпачки собран богатый комплекс ихнофоссилий: *Zoophycos villae Massalongo*, *Chondrites caespitosus (Fisch.-Oost.)*, *Palaeophycus tubularis Hall*, *P. heberti (de Saporta)* (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а), *Planolites isp.*, *Chondrites isp.* Здесь же найдены *Sphaeroceramus cf. sarumensis (Woods)* (табл. II, фиг. 4) и *Cataceramus sp. ex gr. C. dariensis (Dobrov et Pavlova)* (табл. II, фиг. 5). Мощность 9 м.

Подпачка XVIIIб. Тонкоритмичное чередование (0.15–0.2 м) биотурбированных мергелей и рыхлых глинистых мергелей (0.05 м) с норками *Chondrites*. Мощность подпачки 6 м, а всей пачки XVIII — 15 м.

Пачка XIX. В пачке выделяется несколько подпачек, из которых в изученном разрезе присутствует только нижняя.

Подпачка XIXа. Толсторитмичное чередование (0.25–0.3 м) биотурбированных и рыхлых глинистых мергелей примерно равной мощности с норками *Chondrites*. Микроскопически это фораминиферовые мад-вакстоуны, иногда с включениями фораминиферовых пакстоунов (с полуманскими раковинами бентосных и планктонных фораминифер), представляющих собой, вероятно, копролиты, с фрагментами призматического слоя раковин иноцерамов, криноидей и единичными алевритовыми зернами кварца (табл. I, фиг. е). Часто наблюдается замещение раковин фораминифер кремнеземом. Микроскопически проба 3169/82 представляет собой алевритистый биокластовый пакстоун с фрагментами фораминифер, двустворок, небольшими (0.05–0.07 мм) сферическими образованиями, сложенными тонкокристаллическим карбонатом (возможно, продукт замещения кальцисфер, камер фораминифер и радиолярий), неопределимыми биокластами, фосфатизированными фораминиферами, зернами глауконита и сравнительно многочисленными алевритовыми зернами кварца (табл. I, фиг. д). Последнее указывает на наличие небольшого перерыва, в разрезе визуальное не определяемого. В подпачке встречены остатки двустворчатых моллюсков *Spondylus sp. indet.*, а в осыпи вблизи кровли найдены фрагменты ростров *Belemnitella sp. indet.* Видимая мощность 29 м.

Верхняя часть этой подпачки мощностью около 11 м обнажена в 350 м западнее, на соседнем водоразделе (разрез Кудрино-3), где она надстраивается неправильно-плитчатой **подпачкой XIXб** глинистых известняков, на нижних 6 метрах которой в осыпи встречены ростры *Belemnitella mucronata (v. Schlotheim)* (табл. II, фиг. 1, 2). Таким образом, общая мощность **подпачки XIXа** в районе Кудрино составляет около 40 м.

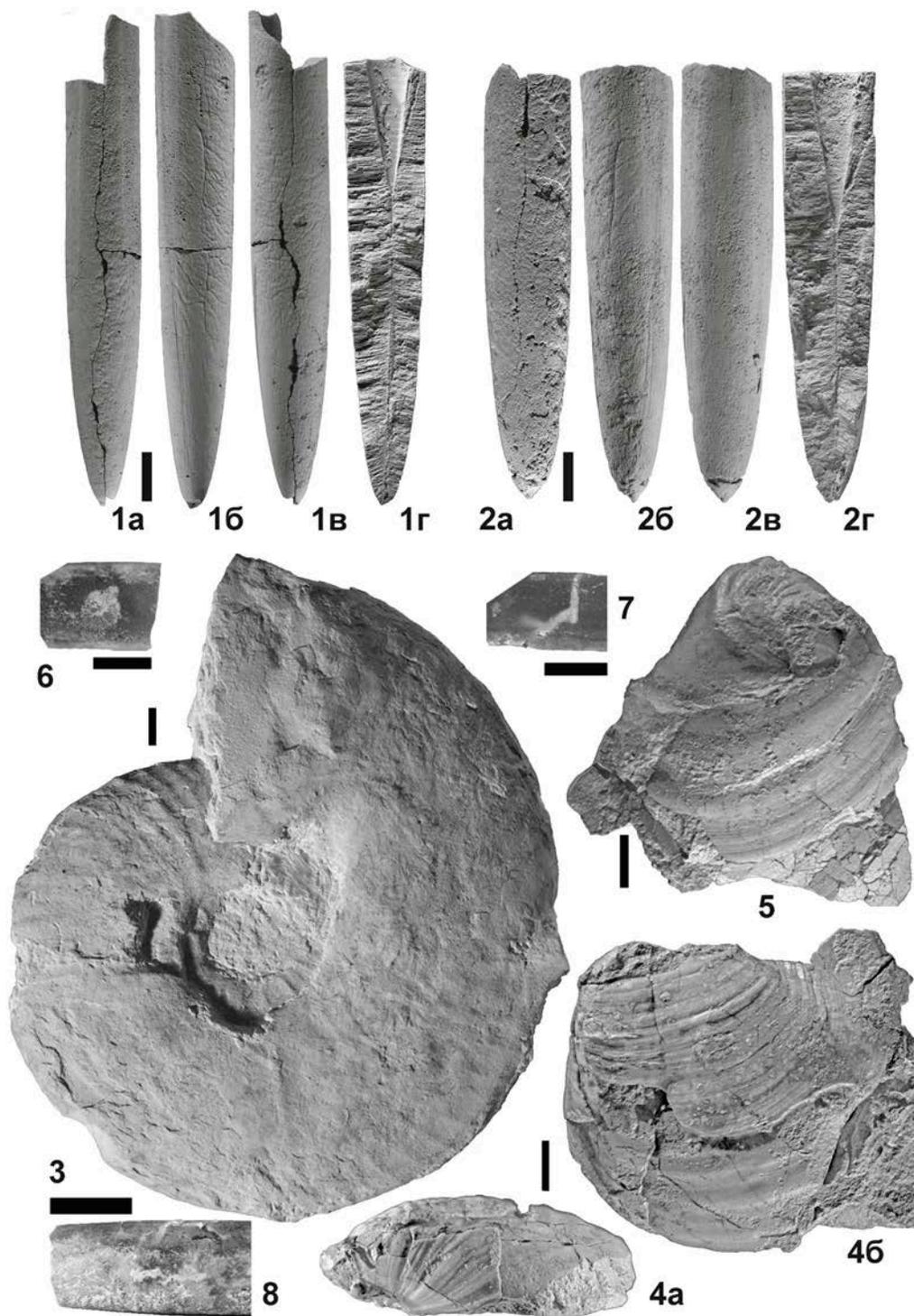


Таблица II. Находки макрофауны и следы биоэрозии.

1, 2 — *Belemnitella mucronata* (v. Schlotheim): 1 — экз. МЗ МГУ № 149-4, 2 — экз. МЗ МГУ № 149-5; а — вид со спинной стороны, б — вид сбоку, в-вид с брюшной стороны, г — вид спинно-брюшного раскола; 3 — *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *launayi* (De Grossouvre), экз. № МЗ МГУ 149-1, сбоку; 4 — *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (Woods, 1912), экз. МЗ МГУ № 149-2: а — правая створка, б — ее вид со стороны переднего края; 5 — *Cataceramus* sp. ex gr. *dariensis* (Dobrov et Pavlova), экз. МЗ МГУ № 149-3, сверху; 6 — *Dendrina dendrina* (Morris, 1851) на ростре *Belemnitella mucronata*, экз. МЗ МГУ № 149-4; 7 — *Talpina ramosa* von Hagenow, 1840 на ростре *Belemnitella* sp., экз. МЗ МГУ № 149-6; 8 — *Calcideletrix flexuosa* Mägdefrau, 1937, экз. МЗ МГУ № 149-6. Находки происходят из осыпи на подпачках XVIIс (фиг. 1, 2, 6–8, верхний кампан, разрез Кудрино-3) и XVIIIа (фиг. 3–5, нижний кампан, разрез Кудрино-1).

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Петрографическая характеристика

Микроскопическое строение пород и смена комплексов ихнофоссилий (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а) подтверждают общую тенденцию углубления бассейна в первой половине кампана (Алексеев, 1989; Alekseev, Koraevich, 1997 и др.). Как было показано при изучении разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а), состав пород основания кампана отвечает стандартной микрофауны 3 “пелагический мад-, вак-, пакстоун с планктонными микрофоссилиями”, характеризующей бассейновые фации или глубокий шельф (Flügel, 2010). Вместе с тем наблюдается отчетливый тренд от фораминиферовых пакстоунов подошвы кампана к вак-мадстоунам более высокой части разреза. При этом сравнительно богатые комплексы фораминифер вверх сменяются обедненными комплексами с редкими глобигериноподобными формами; сами раковины уменьшаются в размерах, а часть из них замещается кремнеземом. Этот тренд в целом отражен и в разрезе Кудрино-1, где преобладают фораминиферовые вакстоуны. В нижней части разреза местами зафиксировано значительное количество кальцифер (подпачка XVII; табл. I, фиг. б), указывающих на стрессовые условия в водной массе. Отдельные уровни, связанные с небольшими перерывами, содержат единичные зерна глауконита (основание подпачки XVIIIа; табл. I, фиг. г). Мелкоалевритовые зерна кварца, предположительно имеющие эоловое происхождение, крайне редки (подпачка XIXа; табл. I, фиг. е). Названные признаки однозначно указывают на углубление бассейна и развитие условий глубокого шельфа с глинисто-карбонатным осадконакоплением. В интервале образцов 3169/85–3169/90 фиксируются признаки некоторого обмеления: увеличивается насыщенность пород крупными биокластами, в том числе раковинами бентосных фораминифер и фрагментами скелета иглокожих.

Специфичной чертой изученного интервала кудринской свиты является присутствие кировых глин (подпачка XVII), образование которых происходило в условиях подводного выветривания прослоев вулканических пеплов андезитового состава (Лебединский и др., 1974). Их формирование связывалось В.И. Лебединским с вулканизмом, имевшим место в Равнинном Крыму, однако позже был установлен позднеальбский возраст вулканов Каркинитского прогиба, и в настоящее время появление кировых глин объясняется привнесением вулканического материала из расположенных южнее Понтид (Никишин и др., 2013). Если последнее верно, то источники пеплов, переносившихся ветром, располагались на расстоянии не менее 400–600 км к югу от района исследований.

Ихнологическая характеристика

Ихнофоссилии были кратко описаны и изображены ранее (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а). В заброшенном карьере (пачка XVII–подпачка XVIIIа) встречены *Zoophycos villae* Massalongo, *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.), *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.), *Palaeophycus tubularis* Hall, *P. heberti* (de Saporta), а в основном разрезе установлены *Thalassinoides suevicus* (Reith), *Chondrites* isp., *Planolites* isp. Этот ихнокомплекс характеризует ихнофауна *Zoophycos* (Барабошкин, 2020; Гужиков и др., 2021а), сменяющую относительно мелководную ихнофауна *Cruziana* верхнего сантона, что, вместе с изменением петрографического состава пород, указывает на трансгрессивный тренд и углубление бассейна.

*Биостратиграфическая характеристика**Макрофауна*

Макрофаунистических остатков в изученном интервале встречено крайне мало.

В заброшенном карьере в 20 см над верхним кировым прослоем найден раннекампанский аммонит *Pachydiscus* (*Pachydiscus*) *launayi* (De Grossouvre) (рис. 2б), а в мергелях вскрыши карьера (3–4 м выше кирового прослоя, подпачка XVIIIа) встречены иноцерамиды: раннекампанские *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (Woods) и *Cataceramus* sp. ex gr. *C. dariensis* (Dobrov et Pavlova) (табл. II, фиг. 4, 5). Эти находки уточняют существующие датировки по планктонным (Кораевич, Vishnevskaya, 2016) и бентосным (настоящая статья) фораминиферам о стратиграфическом положении кировых глин и подпачки XVIIIа.

Pachydiscus (*Pachydiscus*) *launayi* (табл. II, фиг. 3; Барабошкин, 2023) представлен ядром крупного фрагмента диаметром 170 мм с самым началом жилой камеры, сильно и несколько асимметрично сплюснутым с боков. Несмотря на такую сохранность, видовые признаки вполне отчетливы, и поэтому экземпляр определен не в открытой номенклатуре.

Вид *P. (P.) launayi* характеризует нижний кампан, о чем свидетельствуют его находки в разрезах на территориях Западной Европы, Аравийского полуострова и Мадагаскара. Сведения о его присутствии в кампане Кавказа и Русской плиты представляются проблематичными по причине плохой сохранности материала (Барабошкин, 2023).

Находки *P. (P.)* cf. *launayi* уже указывались в Крыму из Куйбышевского района (р. Бельбек) из “неяснослоистых мергелей” с *Belemnitella mucronata* и из Бахчисарайского района (Михайлов, 1951, с. 61), но без изображения. Поэтому о степени достоверности этих определений судить сложно.

Иноцерамид *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* (табл. II, фиг. 4) представлен деформированной правой створкой с сохранившимся раковинным слоем. Вид *S. sarumensis* является индексом иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* нижнего кампана (а при трехчленном делении — верхней части нижне-нижней части среднего кампана) (Walaszczyk, 1997). Он распространен в разрезах кампана Западной Европы, Северного Кавказа и Северной Америки (Walaszczyk et al., 2001).

Cataceramus sp. ex gr. *C. dariensis* (табл. II, фиг. 5) представлен ядром правой створки с фрагментами раковинного слоя. Макушечная область характеризуется коленообразным ростом и вращением по часовой стрелке, что отличает данный экземпляр от типичного представителя. Вид *C. dariensis* является индексом той же самой иноцерамовой зоны, что и в предыдущем случае: *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis*, и имеет аналогичное стратиграфическое распространение (Walaszczyk, 1997).

Таким образом, находки *Sphaeroceramus* cf. *sarumensis* и *Cataceramus* sp. ex gr. *C. dariensis* характеризуют зону *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis*, в кровле которой проводится граница нижнего и верхнего кампана (Walaszczyk et al., 2016). Зона коррелируется с двумя фораминиферовыми зонами *Bolivinoidea granulatus* [= *B. pustulata*]–*Stensioeina gracilis* и *Bolivinoidea decoratus* (Walaszczyk et al., 2016), аналоги которых установлены и в рассматриваемом разрезе (см. ниже), или с интервалом между серединой зоны *Offaster pilula* (середина нижнего кампана) и зоной *Goniotoothis quadrata gracilis*/*Belemnitella mucronata* (верхняя часть нижнего кампана) (Jagt et al., 2004). К сожалению, мы не знаем точного положения указанных экземпляров в разрезе, но даже если бы знали, то все равно было бы невозможно наметить положение кровли названной иноцерамовой зоны и надежно зафиксировать границу нижнего и верхнего кампана.

Остальные макрофоссилии из разреза Кудрино-1 характеризуют широкий стратиграфический интервал и не уточняют возраста отложений, однако в близкорасположенном разрезе Кудрино-3 найдены белемниты.

Существенными для биостратиграфии являются ростры *Belemnitella mucronata* (v. Schlotheim), встреченные в нижних 6 метрах подпачки XIXb соседнего разреза Кудрино-3 (табл. II, фиг. 1, 2). Это ростры среднего размера (постальвеолярное расстояние 55 мм (экз. 149/4) и 49.2 мм (экз. 149/5), коэффициент удлинения 3.9 (экз. 149/4) и 3.05 (экз. 149/5)); индекс Шатского 12 мм (экз. 149/4) и 8 мм (экз. 149/5); щелевой угол 10 (экз. 149/4) и 13 (экз. 149/5) (с терминологией можно ознакомиться в (Москвин, 1959; Аркадьев, Богданова, 1997)). На выветрелой поверхности ростров

видны слаборельефные отпечатки сосудов. Ввиду ограниченного количества экземпляров определить подвид затруднительно. Тем не менее эти находки имеют важное значение, поскольку вид *B. mucronata* является зональным для нижней части верхнего кампана Западной Европы (Keutgen, 2011).

Похожие ростры описаны из верхнекампанских отложений долины р. Бельбек как *Belemnitella mucronata senior* (Nowak) (определения Г.Я. Крымгольца в Аркадьев, Богданова, 1997). Этот подвид в свое время был включен в синониму вида *Belemnitella mucronata* s. str. (Christensen, 1986). Хотя с таким объединением не был согласен Д.П. Найдин, в его списках белемнитов из крымских разрезов подвид *B. mucronata senior* не фигурирует (Йолкичев, Найдин, 1999), в отличие от *B. mucronata mucronata*. Найденные нами ростры *Belemnitella mucronata* происходят из нижней части верхнего кампана, что вполне соответствует представлениям Д.П. Найдина (Йолкичев, Найдин, 1999).

Все ростры белемнитов покрыты сверлениями разной интенсивности, интерпретируемыми как каналы, образованные (?) водорослями или фораминиферами *Dendrina* (Morris) (табл. II, фиг. 6), (?) форонидами *Talpina ramosa* von Hagenow (табл. II, фиг. 7), (?) грибами или губками *Calcdelatrix flexuosa* Mägdefrau (табл. II, фиг. 8). Примечательно, что *Dendrina* характеризуют условия слабой или отсутствующей освещенности (Bromley, 2004). Факт того, что сверления покрывают всю поверхность некоторых ростров, указывает на продолжительное нахождение последних на поверхности дна и, видимо, снижение темпов седиментации в интервале, соответствующем подпачке XIXb.

Фораминиферы

Сведения о бентосных фораминиферах для разреза Кудрино-1 (т.н. 3169) публикуются впервые. Данные по планктонным фораминиферам были получены Л.Ф. Копаевич (МГУ) по отобранным нами 17 образцам из нижних 24 м разреза (т.н. 2414) и опубликованы в (Копаевич, Хотылев, 2014; Кораевич, Vishnevskaya, 2016); они и положены в основу написания соответствующего раздела с некоторыми изменениями и дополнениями. Необходимо обратить внимание, что положение образцов точки 2414 (рис. 3, 4) уточнено по сравнению с приведенным в работе (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Планктонные фораминиферы (ПФ). Пограничные отложения нижнего и верхнего кампана в Крыму еще недостаточно изучены на предмет распространения ПФ, поэтому существуют разные точки зрения на зональную биостратиграфию по ПФ в данном интервале. В качестве основы зональной последовательности мы приняли “стандартную”

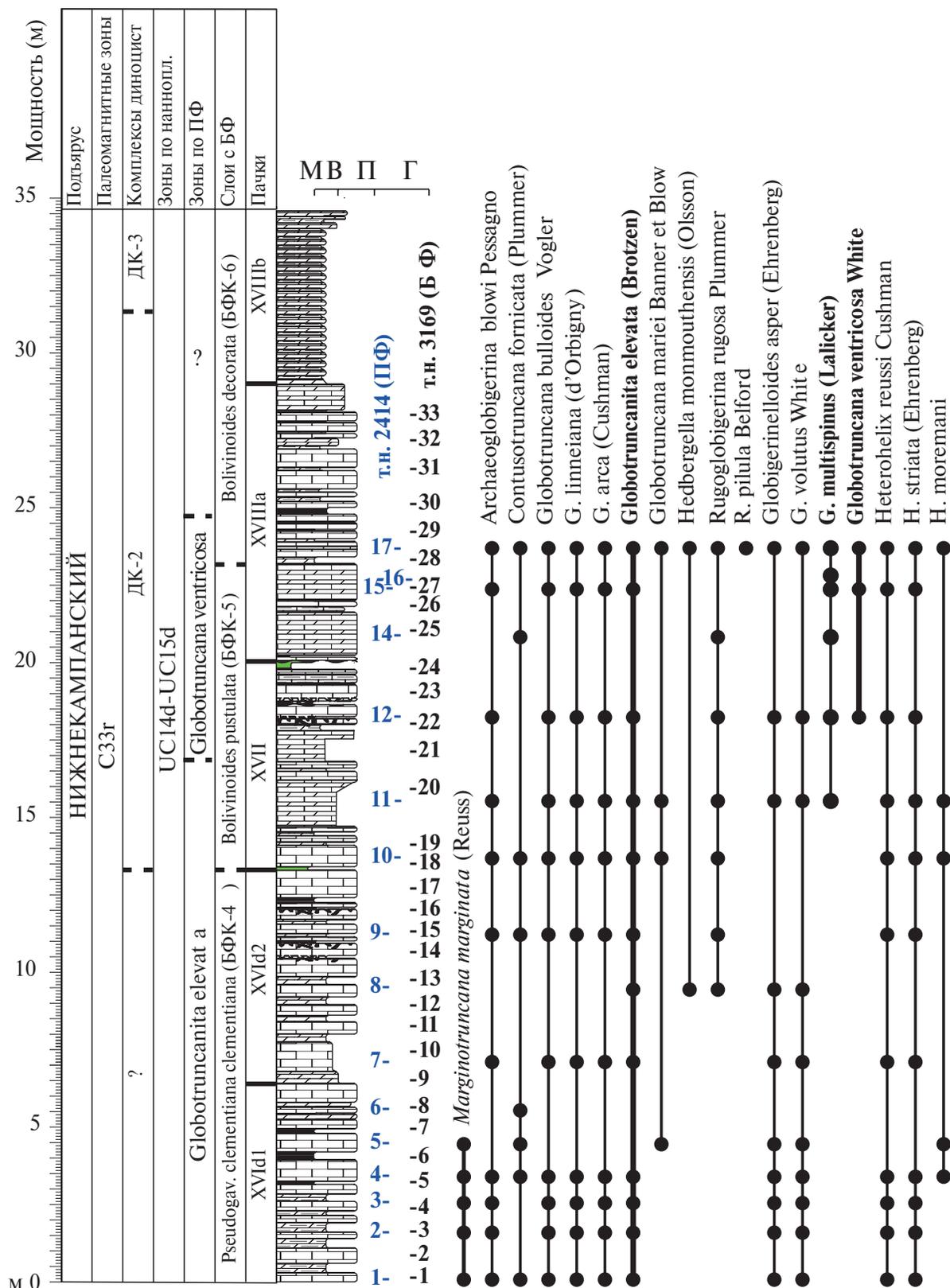


Рис. 4. Распределение планктонных фораминифер в изученном разрезе, точка наблюдения 2414 (2002 г.) (по Коравевич, Vishnevskaya, 2016, с изменениями и скорректированным положением образцов). Условные обозначения см. на рис. 1.

средиземноморскую шкалу (Robaszynski, Caron, 1995), дополнив ее данными по крымским разрезам, о чем сказано ниже.

На основе многолетних исследований Н.И. Маслакова (1977) установила в кампане Крыма две зоны: *Globotruncanita elevata* в нижнем кампане и *Globotruncana morozovae* в верхнем. Зона *Globotruncanita elevata* выделялась по виду-индексу, “распространенному в данной зоне и известному в вышележащих отложениях”, а зона *Globotruncana morozovae* — по виду-индексу, “распространение которого, соответствующее стадиям становления и расцвета его, ограничивалось данной зоной” (т.е. появлялся он раньше) (Маслакова, 1977, с. 87).

А.С. Алексеев (1989), вслед Н.И. Маслаковой (1977), отнес пачки XVI–XVIII нижнего кампана к зоне *Globotruncanita elevata*, а пачку XIX верхнего кампана — к зоне *Globotruncana morozovae* (= *Contusotruncana morozovae* (Vasilenko) в современной номенклатуре).

Л.Ф. Копаевич (2010) выделяла в кампане Крымско-Кавказского региона зону частичного распространения *Globotruncanita elevata* в нижнем кампане и две интервал-зоны в верхнем кампане: *Globigerinelloides multispinus* и *Contusotruncana morozovae*.

Подошва зоны *G. elevata* фиксируется Л.Ф. Копаевич по присутствию зонального вида (без *Dicarinella asymetrica* (Sigal)) и по появлению *Globotruncana arca* (Cushman). Сам же вид *Globotruncanita elevata* (Brotzen) появляется несколько раньше и распространен совместно с последними *D. asymetrica*. Первые *G. elevata* в разрезе Кудрино-2 встречены совместно с *G. arca* в интервале образцов 3184/20–3184/40 (середина подпачки XVIa3–подпачка XVId) (Гужиков и др., 2021a), а в разрезе Аксу-Дере (т.н. 3168) вид-индекс не встречен, и зона *Globotruncana arca*/*Globotruncanita elevata* установлена по распространению вида *G. arca*. В разрезе Кудрино-1 нами выделяется зона ***Globotruncanita elevata*** (пробы 2414/1–2414/11, подпачка XVId1–нижняя половина пачки XVII; рис. 4). Подошва зоны в данном разрезе неизвестна, но, возможно, должна быть намечена по образцу 3184/40 в разрезе Кудрино-2 (см. выше). Кровля устанавливается по появлению *Globotruncana ventricosa* (см. ниже).

Подошва зон *Globigerinelloides multispinus* и *Contusotruncana morozovae* проводится Л.Ф. Копаевич по появлению зональных видов, хотя сами виды-индексы встречаются и в более молодых отложениях. В оригинальной трактовке в разрезах р. Висла (Польша) подошва зоны *G. multispinus* определяется появлением самого вида-индекса с основания верхнего кампана, а кровля — появлением раннемаастрихтского вида-индекса *Rugoglobigerina pennyi* Bronnimann (Peryt, 1980).

Зона *G. multispinus* помещена Л.Ф. Копаевич (2010) в зональную последовательность взамен зоны *Globotruncana ventricosa* (авторы — Robaszynski, Caron, 1995) на том основании, что последний вид-индекс не обладает хорошо выраженными морфологическими признаками и его появление является диахронным в различных регионах (Petritto et al., 2011). Уровень появления *Globigerinelloides multispinus* (Lalicker) установлен в разрезе Кудрино-1, где он приходится на середину пачки XVII (обр. 2414/11; Кораевич, Vishnevskaya, 2016) нижнего кампана, а вот точный уровень появления *Contusotruncana morozovae* и вертикальное распространение *G. multispinus* в разрезах Кудрино–Аксу-Дере остаются недостаточно изученными. Стоит подчеркнуть, что вид *G. multispinus* появляется здесь в нижнем, а не в верхнем кампане. Этот же вид зафиксирован в одном образце разреза Алан-Кыр, в зоне *Globotruncanella havanensis* верхнего кампана (Ovechkina et al., 2021). Отсюда очевидно, что стратиграфический объем зоны *G. multispinus* в Крыму (в понимании Л.Ф. Копаевич) хотя точно и не определен, но заведомо отличается от разрезов из стратотипической местности этой зоны в Польше. По этой причине тезис о меньшей диахронности вида *G. multispinus* явно преувеличен.

В верхней части разреза Аксу-Дере (пачка XVII, интервал проб 3168/60–3168/66) выше зоны *Globotruncana arca*/*Globotruncanita elevata* Л.Ф. Копаевич была установлена зона *Globotruncana ventricosa* (в Гужиков и др., 2021a, с. 36), хотя первые находки *G. ventricosa* более древние и происходят из обр. 3168/55. По данным Н.И. Маслаковой (1977), вид *Globotruncana ventricosa* White распространен в Крыму от верхнего сантона до верхнего кампана. Последние исследования сантон-кампанского интервала свидетельствуют о распространении *G. ventricosa* только в кампане Крыма (Ovechkina et al., 2021; Гужиков и др., 2021a), в том числе в разрезе Алан-Кыр, где зона *Globotruncana plummerae*/*Globotruncanita ventricosa*, отнесенная к нижнему кампану, находится внутри интервала прямой полярности C33n (согласно настоящей работе, это уже верхний кампан). В разрезе Алан-Кыр присутствует и *Contusotruncana morozovae*, появляющаяся в 2 м выше подошвы зоны *G. plummerae*/*G. ventricosa*, практически на границе нижнего и верхнего кампана по наннопланктону (Ovechkina et al., 2021).

Из сказанного следует, что *Globotruncana ventricosa* встречается гораздо чаще в крымских разрезах, чем *G. multispinus*, а диахронность ее границ сопоставима с диахронностью границ других фораминиферовых зон. Принимая во внимание, что зона *G. ventricosa* присутствует в стратиграфической шкале верхнего мела Восточно-Европейской платформы (ВЕР) (Олферьев, Алексеев, 2003) и в Общей стратиграфической шкале (Олферьев, Алексеев, 2002), *Globotruncana ventricosa* является

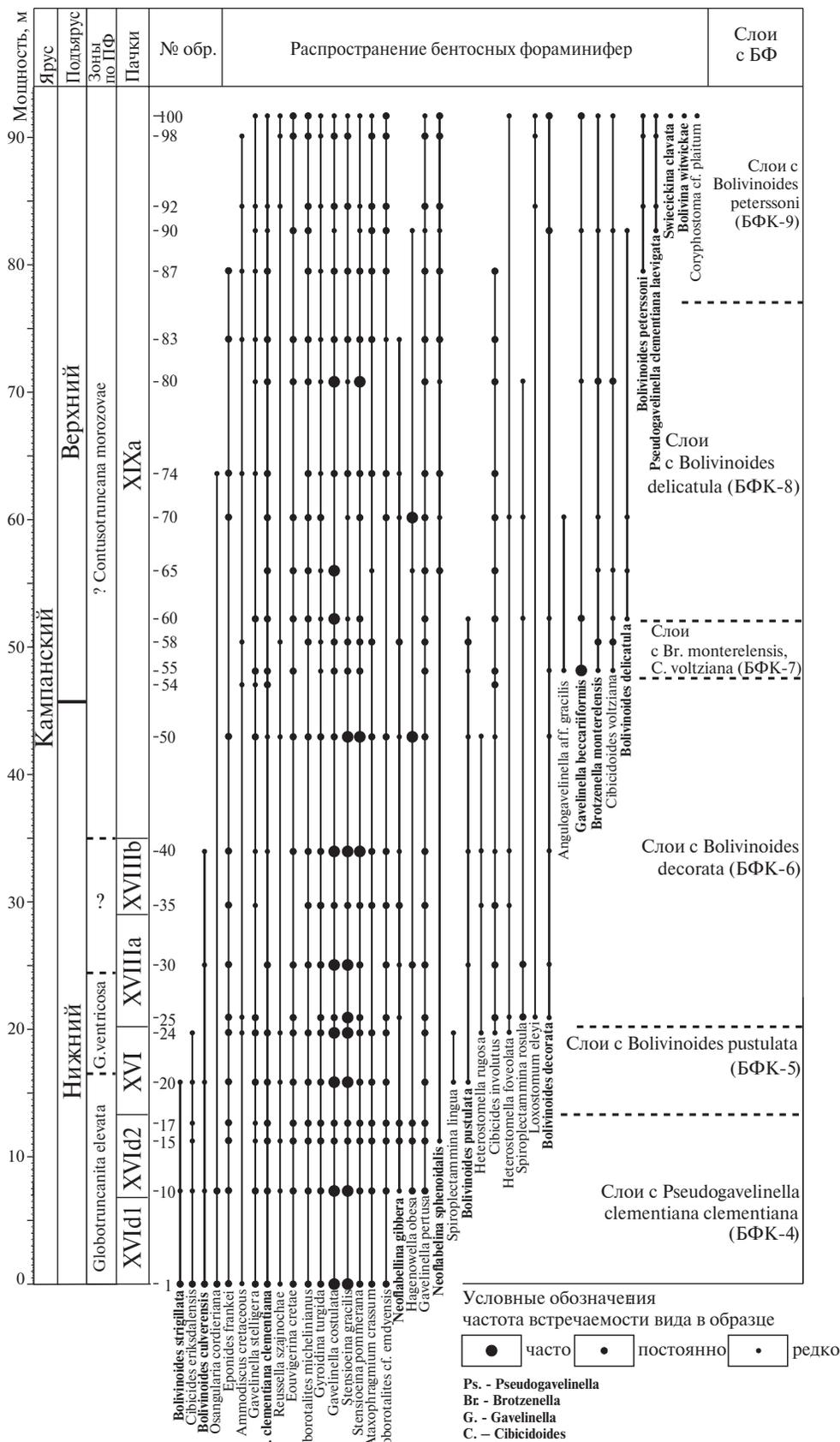


Рис. 5. Распределение видов бентосных фораминифер в разрезе Кудрино-1.

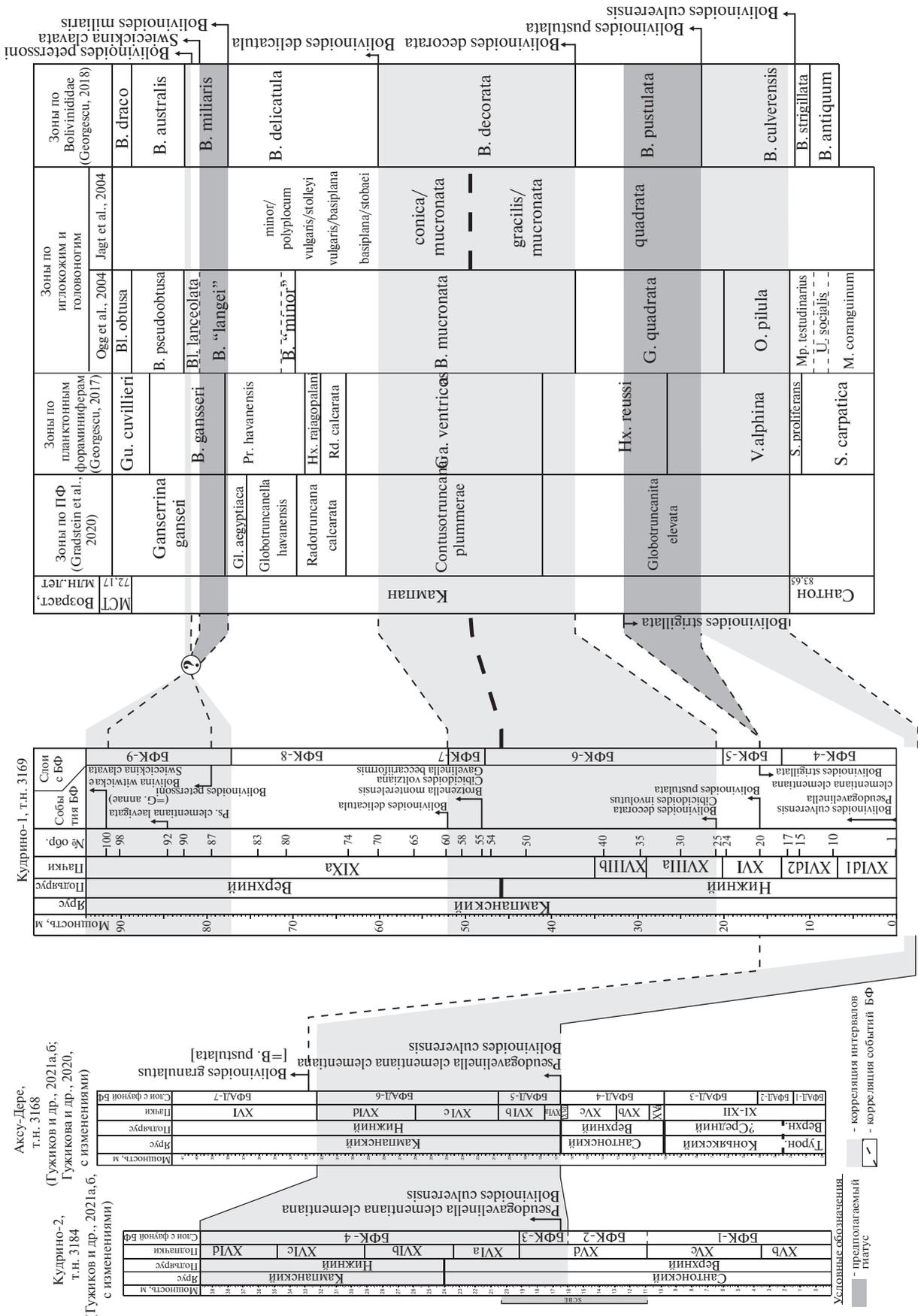


Рис. 6. Схема корреляции биособытий в сообществах бентосных фораминифер в разрезах Кудрино-1, Кудрино-2, Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б) и зональной схемы, составленной на основе распространения представителей семейства Bolivinoidea Loeblich et Tappan.

предпочтительным видом-индексом по сравнению с *G. multispinus*, хотя и уступает ей по надежности идентификации. По этим причинам в разрезе Кудрино-1 мы выделяем **зону *Globotruncana ventricosa***, а не зону *G. multispinus* (как в работе Кораевич, Vishnevskaya, 2016). Она устанавливается в интервале образцов 2414/12–2414/17 (верхняя половина пачки XVII–нижняя половина подпачки XVIIIа нижнего кампана) по первому присутствию зональной формы, но, возможно, распространяется и выше.

Комплексы ПФ более высокого интервала верхнего кампана, начинающегося с основания подпачки XIXа, не изучались, и мы, с долей условности, вслед за Н.И. Маслаковой (1977) и А.С. Алексеевым (1989) относим этот интервал к зоне ***Contusotruncana morozovae*** верхнего кампана.

Бентосные фораминиферы (БФ). Раковины бентосных фораминифер разреза Кудрино-1 были выделены из 25 образцов по методике ацетализа с ледяной уксусной кислотой. Изучение морфологии раковин фораминифер и их отбор для коллекции производились с помощью оптического микроскопа Bresser Advance ICD. Фотографии фораминифер получены на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе MIRA 2 LMU фирмы Tescan в Лаборатории диагностики наноматериалов и структур СГУ им. Н.Г. Чернышевского.

Определения производились с использованием базы данных по систематике БФ, представленной на платформе World Register of Marine Species <https://www.marinespecies.org/foraminifera> (Hayward et al., 2022), основанной на работах А. Леблика и Х. Тэппен (Loeblich, Tappan, 1987, 1992). Корреляция биособытий по БФ различных регионов Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) проведена с учетом местных зональных схем (Koch, 1977; King et al., 1989; Hart et al., 1989; Schönfeld, 1990; Gawor-Biedowa, 1992; Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016; Вишневская и др., 2018) и монографического изучения представителей семейства Bolivinoididae Loeblich et Tappan (Georgescu, 2018).

Первые данные о составе сообществ БФ для разреза Кудрино-1 представлены в работах (Никишин и др., 2013; Копаевич, Хотылев, 2014), где в его нижней части были определены *Gavelinella stelligera* (Marie), *G. clementiana* (d'Orb.), *Cibicides voltzianus* (d'Orb.), что позволило этим авторам установить подзону LC14b (Беньямовский, 2008) и предположить среднекампанский возраст вмещающих отложений при трехчленном делении кампана.

В настоящей работе определено 39 видов БФ и на основе их вертикального распространения выделено шесть подразделений в ранге слоев с фауной (рис. 5). Им присвоены индексы БФК (Бентосные Фораминиферы Кудрино), по аналогии

с ранее выделенными индексами подразделений в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а, 2021б), нумерация которых продолжена, а сами разрезы скоррелированы как между собой, так и с разрезом Аксу-Дере (рис. 6). Таким образом, в разрезе Кудрино-1 идентифицированы слои с БФК-4 и БФК-5, установленные ранее, а слои с БФК-6, БФК-7, БФК-8 и БФК-9 предложены впервые. Руководящие формы БФ изображены в табл. III и IV.

Слой с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (БФК-4) установлены в интервале проб 3169/1–3169/10 (подпачки XVIд1–XVIд2) по постоянному присутствию подвида-индекса *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d'Orbigny) и содержанию характерного комплекса из *Hagenowella obesa* (Reuss), *Ammodiscus cretaceous* (Reuss), *Ataxophragmium crassum* (d'Orbigny), *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), *Globorotalites cf. emdyensis* Vassilenko, *Gavelinella costulata* (Marie), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *S. gracilis* (Marsson), *Gyroidina turgida* (Hagenow), *Eponides frankei* Brotzen, *Neoflabellina gibbera* (Wedekind), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), *Cibicides ribbingae* Brotzen, *C. eriksdalensis* (Brotzen), *Eouvigerina cretae* (Ehrenberg), *Bolivinoidea culverensis* Barr, *B. strigillata* (Chapman), *Gavelinella stelligera* (Marie), *Reussella szajnochae* (Grzybowski), единичных *Neoflabellina sphenoidalis* (Wedekind).

Подвид *P. clementiana clementiana* широко распространен в кампане Европейской палеобиогеографической области (ЕПО), однако его первое появление фиксируется как в нижнем кампане (Schönfeld, 1990; Беньямовский, 2008; Walaszczyk et al., 2016), так и в терминальном сантоне (Маслакова, 1959; Gawor-Biedowa, 1992; Magniez-Jannin, 1995). В.Н. Беньямовский в схеме зонального расчленения верхнемеловых отложений ВЕП по бентосным фораминиферам связывает уровень появления *P. clementiana clementiana* с началом “псевдогавелинеллового” этапа развития БФ и сопоставляет это событие с основанием кампанского яруса (Беньямовский, 2008). Предложенная в этой схеме зона *Pseudogavelinella clementiana clementiana* LC12 по результатам корреляции зональных схем ВЕП (Вишневская и др., 2018) отвечает верхней (кампанской) части зоны CC17 по наннопланктону, занимающей в Международной стратиграфической шкале (МСШ) пограничное положение между сантоном и кампаном (Gradstein et al., 2020). В целом, несмотря на дискуссионность уровня первого появления вида-индекса, выявленный в подпачках XVIд1–XVIд2 комплекс БФ позволяет датировать отложения ранним кампаном. Аналогичный комплекс БФ был определен в разрезе Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а) под аббревиатурой БФАД-5, БФАД-6.

Слой с *Bolivinoidea pustulata* (БФК-5) установлены в интервале проб 3169/20–3169/24 (пачка XVII)

Таблица III. Бентосные фораминиферы из разреза Кудрино-1.

1 — *Bolivinooides strigillata* (Chapman), обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-14; 2 — *Bolivinooides strigillata* (Chapman), обр. 3169/10, экз. SSU IPR № 263/3169-10-26; 3 — *Bolivinooides culverensis* Barr, обр. 3169/10, экз. SSU IPR № 263/3169-10-25; 4 — *Bolivinooides pustulata* Reuss, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-15; 5 — *Bolivinooides pustulata* Reuss, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-27; 6 — *Trachelinella watersi* (Cushman), обр. 3169/60, экз. SSU IPR № 263/3169-60-45; 7 — *Bolivinooides decorata* (Jones), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-33; 8 — *Bolivinooides decorata* (Jones), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-41; 9 — *Bolivinooides delicatula* Cushman, обр. 3169/60, экз. SSU IPR № 263/3169-60-46; 10 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/87, экз. SSU IPR № 263/3169-87-96; 11 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/92, экз. SSU IPR № 263/3169-92-93; 12 — *Bolivinooides peterssoni* Brotzen, обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-12; 13 — *Swiecickina clavata* (Plotnikova), обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-65; 14 — *Bolivina witwickae* Gawor-Biedowa, обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-67; 15 — *Reussella szajnochae* (Grzybowski), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-24; 16 — *Loxostomum eleyi* (Cushman), обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-16; 17 — *Spiroplectamina lingua* Akimetz, обр. 3169/20, экз. SSU IPR № 263/3169-20-28; 18 — *Spiroplectoides rosula* (Ehrenberg), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-29; 19 — *Heterostomella foveolata* (Marsson), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-31; 20 — *Eouvigerina cretae* (Ehrenberg), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-99; 21 — *Neoflabellina sphenoidalis* (Wedekind), обр. 3169/83, экз. SSU IPR № 263/3169-83-78; 22 — *Neoflabellina gibbera* (Wedekind), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-32; 23 — *Spiroplectoides rosula* (Ehrenberg), обр. 3169/30, экз. SSU IPR № 263/3169-30-34; 24 — *Hagenowella obesa* (Reuss), обр. 3169/50, экз. SSU IPR № 263/3169-50-38; 25 — *Coryphostoma cf. plaitum* (Carsey), обр. 3169/100, экз. SSU IPR № 263/3169-100-68. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

по первому присутствию вида-индекса *Bolivinooides pustulata* Reuss. В составе комплекса присутствуют единичные *Spiroplectamina lingua* Akimetz, в кровле пачки в обр. 3169/24 встречены *Heterostomella foveolata* (Marsson), *H. rugosa* (d'Orbigny), *Cibicides involutus* (Reuss). В верхней части слоев (пробы 3169/20, 3169/24) отмечается высокое содержание кальцисфер и исчезновение *B. strigillata* и *C. eriksdalensis*.

Первое появление вида *B. pustulata*, который ранее определялся как *B. granulatus* (Hofker) (Гужиков и др., 2021a), фиксируется в средней–верхней частях нижнего кампана ЕПО (Gawor-Biedowa, 1992; Magniez-Jannin, 1995). В разрезах Англии и в Северо-Западной Германии его появление отмечено внутри зоны *Galeola senonensis* (Swiecicki, 1980; Schönfeld, 1990), а в Прикарпатье — в основании иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* (Walaszczyk et al., 2016), аналоги которой присутствуют и в разрезе Кудрино-1 (см. выше). Согласно данным глубоководного бурения (Georgescu, 2018), первое появление *B. pustulata* выявлено в верхней части зоны *Heterohelix reussi*, что соответствует нижней части белемнитовой зоны *Goniotoothis quadrata* (Ogg et al., 2004). Поэтому возраст пачки XVII определен как вторая половина раннего кампана. Ранее аналогичный комплекс БФ был выявлен в разрезе Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021a) с аббревиатурой БФАД-7.

Слой с *Bolivinooides decorata* (БФК-6) установлен в интервале проб 3169/25–3169/54 (подпачка XVIIIa–нижняя часть подпачки XIXa) по первому присутствию вида-индекса *Bolivinooides decorata* (Jones). Здесь состав комплекса БФ обновляется за счет появления *Spiroplectamina rosula* (Ehrenberg), *Heterostomella foveolata*, *H. rugosa*, *Loxostomum eleyi* (Cushman), *Cibicides involutus*. В кровле слоя отмечается исчезновение *Bolivinooides culverensis*.

Первое появление *B. decorata* прослеживается на всей территории ЕПО в нижнем кампане (Koch, 1977; Gawor-Biedowa, 1992) и отражает начало ламино-волошиновелло-цибисидоидесового этапа развития БФ на ВЕП (Беньямовский, 2008). Корреляция с наннопланктонной зональной схемой позволила увязать это событие в пределах ВЕП с верхней частью зоны СС17 (Вишневецкая и др., 2018). Однако присутствие вида *Cibicides involutus* [= *C. aktulagayensis* Vasilenko] дает основания сопоставлять слои БФК-6 с верхней частью зоны LC13 (Беньямовский, 2008), которая коррелируется с зоной СС18 и основанием зоны СС19 по наннопланктону (Вишневецкая и др., 2018).

По данным М. Д. Георгеску (Georgescu, 2018), *B. decorata* появляется в основании белемнитовой зоны *Belemnitella mucronata*, с которой связывали ранее подошву среднего кампана (Ogg et al., 2004). Схожее распространение вида было установлено в Южной Англии (Hart et al., 1989). В то же время в работе И. Валашика с соавторами по Прикарпатью (Walaszczyk et al., 2016) появление *decorata* отмечается ниже зоны “*Inoceramus*” *azerbaydjanensis*–“*Inoceramus*” *vorhelmensis*, которая коррелируется с зоной ‘*Inoceramus*’ *azerbaydjanensis* МСШ (Gradstein et al., 2020), внутри которой проводится граница нижнего и среднего кампана американской шкалы (Gradstein et al., 2012). Поэтому данный интервал предлагается относить к верхней части нижнего кампана.

Слой с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides voltziana* (БФК-7) установлены в интервале проб 3169/55–3169/58 (нижняя часть подпачки XIXa) по одновременному появлению видов-индексов *Brotzenella monterelensis* (Marie), *Cibicides voltziana* (d'Orbigny), что соответствует наступлению бротценеллового этапа развития БФ (Беньямовский, 2008). С этого же уровня отмечается появление и постоянное

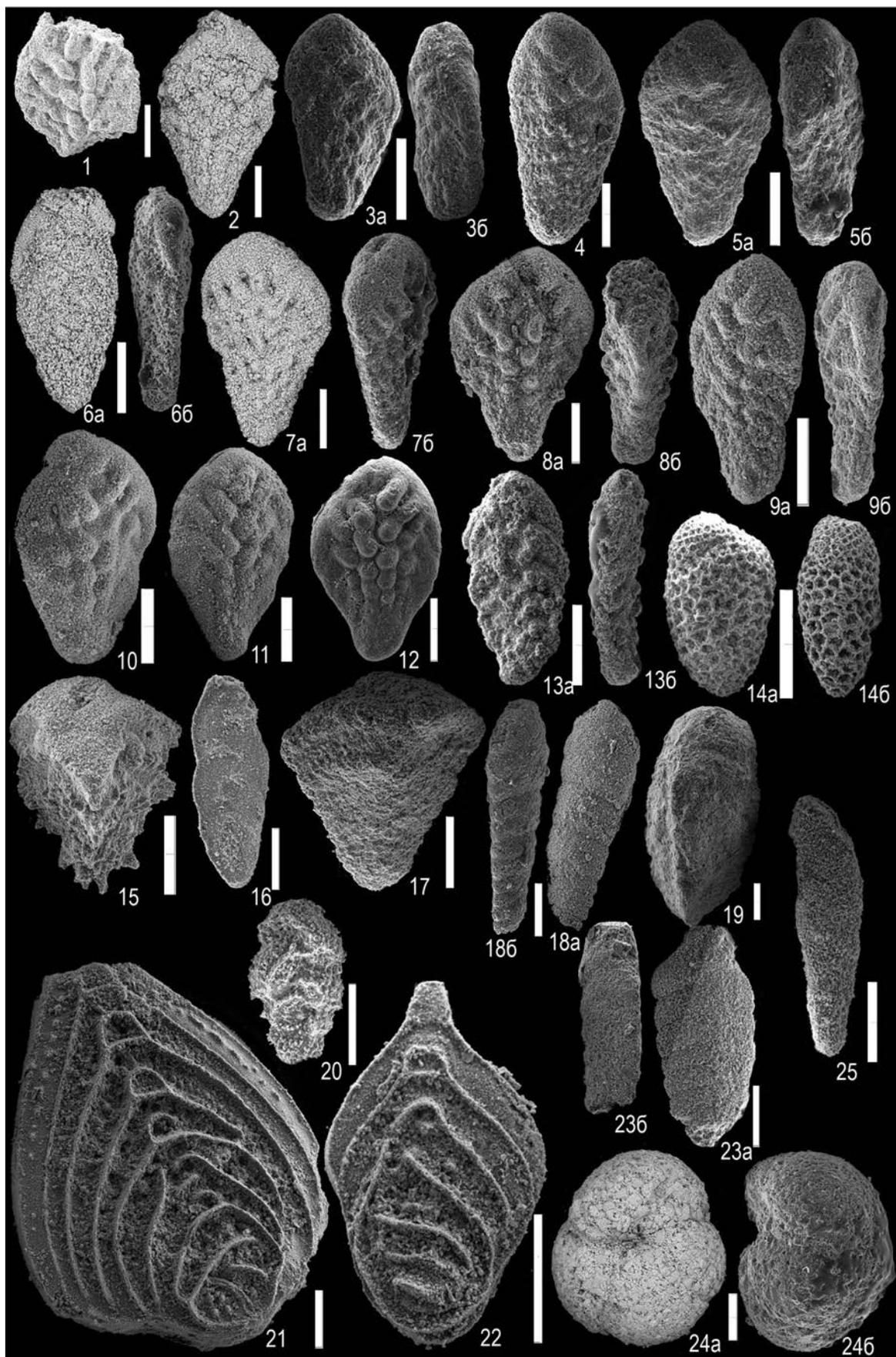


Таблица IV. Бентосные фораминиферы из разреза Кудрино-1.

1 — *Stensioeina pommerana* Brotzen), обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-1; 2 — *Stensioeina gracilis* Brotzen, обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-2; 3 — *Osangularia cordieriana* (d'Orbigny), обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-1-4; 4 — *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d'Orbigny), обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-19; 5 — *Cibicidoides aktulagayensis* Vasilenko, обр. 3169/25, экз. SSU IPR № 263/3169-25-20; 6 — *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen), обр. 3169/24, экз. SSU IPR № 263/3169-24-81; 7 — *Eponides franki* Brotzen, обр. 3169/1, экз. SSU IPR № 263/3169-35-76; 8 — *Gavelinella pertusa* (Marsson), обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-50; 9 — *Cibicides veltziana* (d'Orbigny), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-23; 10 — *Brotzenella monterelensis* (Marie), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-86; 11 — *Stensioeina beccariiformis* (White), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-40; 12 — *Stensioeina beccariiformis* (White), обр. 90, экз. SSU IPR № 263/3169-90-60; 13 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-74; 14 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-72; 15 — *Globorotalites cf. emdyensis* Vasilenko, обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-73; 16 — *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), обр. 3169/55, экз. SSU IPR № 263/3169-55-42; 17 — *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), обр. 3169/70, экз. SSU IPR № 263/3169-70-53; 18 — *Stensioeina pommerana* Brotzen), обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-89; 19 — *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny), обр. 3169/65, экз. SSU IPR № 263/3169-65-52; 20 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), обр. 3169/92, экз. SSU IPR № 263/3169-92-92; 21 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), обр. 3169/90, экз. SSU IPR № 263/3169-90-63; 22 — *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), экз. SSU IPR № 263/3169-90-63. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

присутствие *Gavelinella beccariiformis* (White) и *Angulogavelinella aff. gracilis* (Marsson), больше характерного для терминального кампана. В верхней части слоев исчезает *V. pustulata*; продолжают встречаться виды, установленные ниже. Следует отметить, что в отмывках (но не в шлифах) пробы 3169/55 отмечается повышенное содержание кремнистого материала, что связано с частичным или полным замещением камер фораминифер кремнеземом.

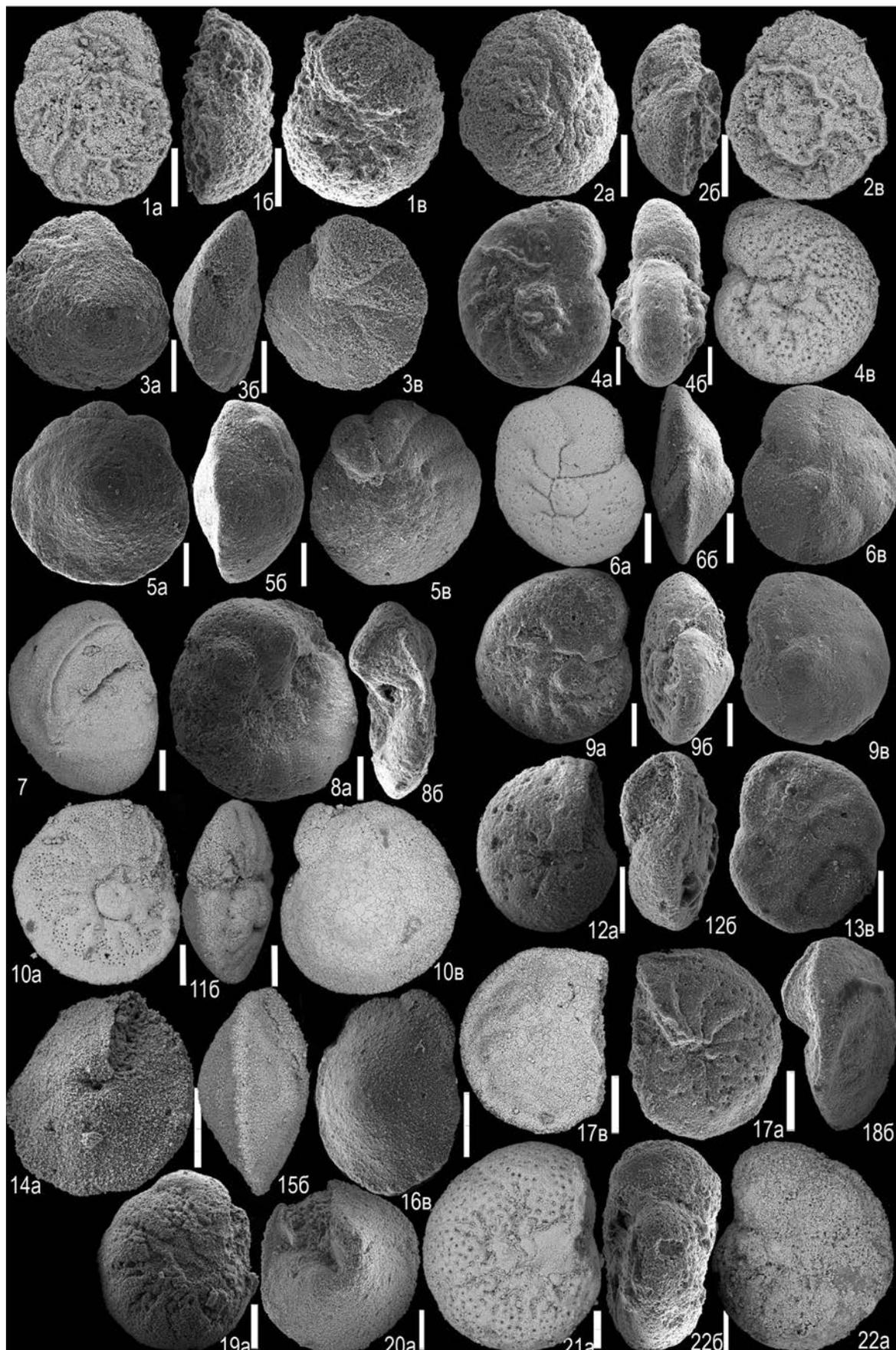
Появление видов *Vr. monterelensis* и *C. veltziana* в зональной схеме В.Н. Беньямовского по БФ для ВЕП (Беньямовский, 2008) указывает на основание как зоны LC14, так и ее верхней подзоны LC14b, положение которой соответствует нижней части верхнего кампана ОСШ (Вишневская и др., 2018). Одновременное появление в разрезе Кудрино-1 этих видов-индексов может указывать на вероятность перерыва в объеме подзоны LC14a, но это нуждается в проверке по другим данным.

Известно, что уровень появления *V. monterelensis* коррелируется с основанием зоны *Hoplitoplanceticeras coesfeldiensis*–*Belemnitella mucronata mucronata*, подошва которой отвечает нижней границе среднего кампана (Кораевич et al., 1999; Беньямовский, Копаевич, 2001; Барабошкин и др., 2013). В Южной Англии подошва зоны *Gavelinella monterelensis*/*G. usakensis* UKB.17 тоже соответствует основанию зоны *V. mucronata* (Hart et al., 1989). Детальное изучение характера распределения белемнитов и иглокожих на границе нижнего и верхнего кампана на юге Польши и севере Германии (Jagt et al., 2004) показало, что основание верхнего кампана (при двучленном делении яруса) находится выше уровня появления *V. mucronata* (рис. 6, 7). И именно к этой границе приурочено совместное появление *C. veltziana* и *Vr. monterelensis* в Прикарпатье (Walaszczuk et al., 2016).

Вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что слои БФК-7 можно относить к основанию верхнего кампана.

Слои с *Bolivinooides delicatula* (БФК-8) выделяются в интервале проб 3169/60–3169/83 (средняя часть подпачки XIXa) по появлению вида-индекса *Bolivinooides delicatula* (Cushman). Выше по разрезу отмечается постоянное присутствие *Neoflabelina suturalis suturalis* (Cushman).

Вид *V. delicatula* в Крыму ранее был описан Н.И. Маслаковой (1959) из маастрихт-датских отложений как *Bolivinooides delicatulus* (Cushman). Согласно результатам ревизии объема и стратиграфического распространения вида (Georgescu, 2018), уровень его появления отвечает верхней части зоны *V. mucronata* (верхняя часть среднего кампана–нижняя часть верхнего кампана). М.Д. Георгеску использует *V. delicatula* в качестве вида-индекса одноименной зоны, верхняя граница которой устанавливается по появлению *Bolivinooides miliaris* Hiltermann et Koch. Последний в разрезе Кудрино-1 не обнаружен, что может указывать на отсутствие в нем верхней части верхнекампанского подъяруса. В Прикарпатье в верхней части среднего кампана (зоны *V. langei* и “*Inoceramus*” *tenuilineatus*) отмечается присутствие *Bolivinooides sidestrandensis* Barr (Walaszczuk et al., 2016), переопределенного как *V. delicatula* (Georgescu, 2018). В изученных разрезах в районе с. Кудрино ростры *Belemnitella mucronata* встречены несколько выше по разрезу. Это заставляет предполагать некоторую диахронность рассматриваемых уровней БФ. В пределах ВЕП В.Н. Беньямовский отмечает характерное присутствие вида *V. delicatula* для зоны LC18 (Беньямовский, 2008), что соответствует верхней части наннопланктонной зоны CC22b (Вишневская и др., 2018), отвечающей верхнему подъярусу кампана (Gradstein et al., 2012). Уровень исчезновения вида *V. pustulata* в основании слоев БФК-8



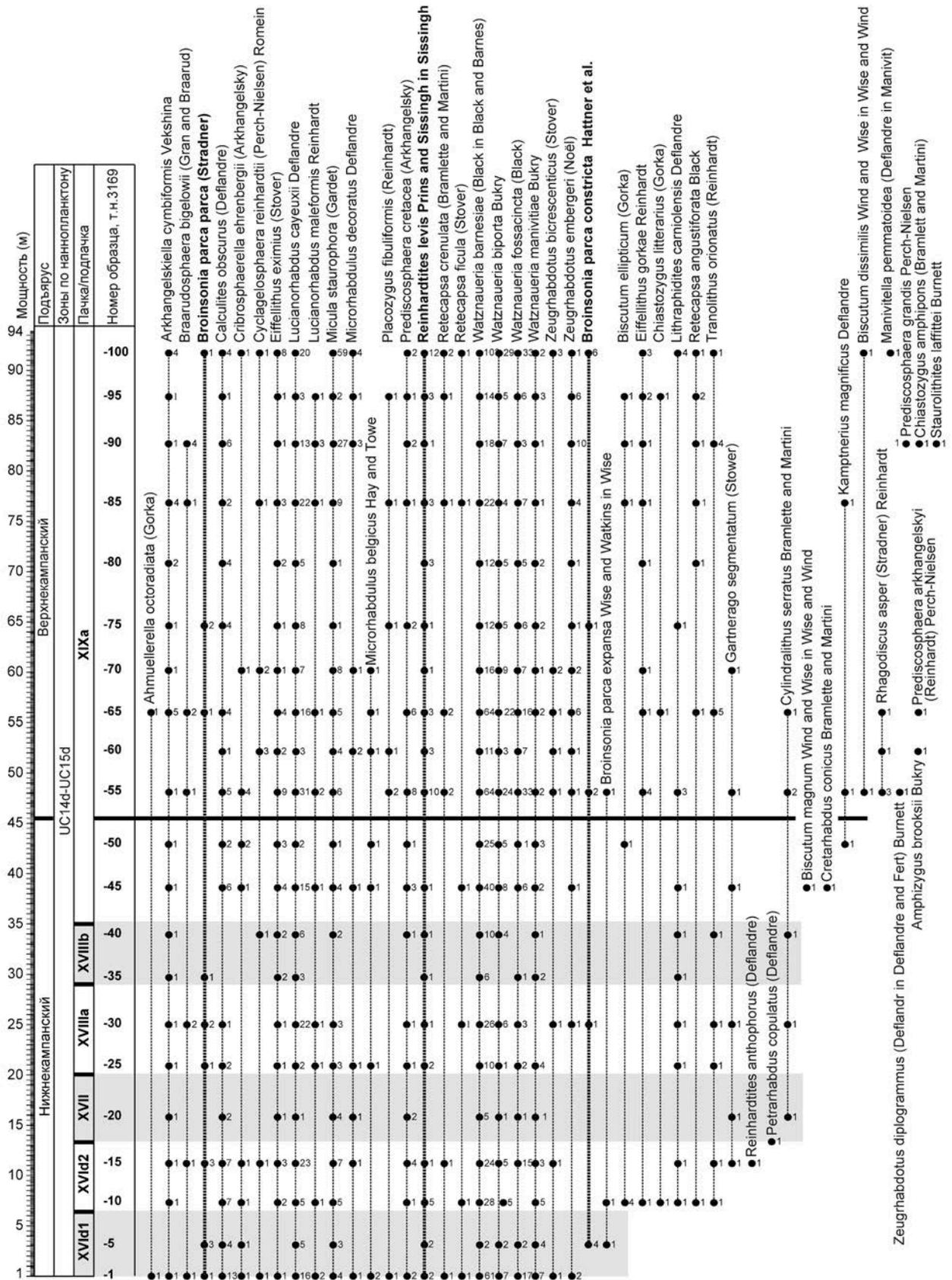


Рис. 8. Распределение нанопланктона в разрезе Кудрино-1.

прослеживается в ЕПО в верхней части кампана (Magniez-Jannin, 1995).

Таким образом, слои с БФК-8 относятся к нижней части верхнего кампана.

Гиатус небольшого перерыва, установленного на уровне образца 3169/82 (табл. I, фиг. д) по резкому обогащению мергелей терригенной примесью, определить невозможно.

Слой с *Bolivinooides peterssoni* (БФК-9) выделяют в интервале проб 3169/87–3169/100 (верхняя часть подпачки XIXa) по появлению вида-индекса *Bolivinooides peterssoni* Brotzen. Комплекс обновляется также за счет *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie) (= *Gavelinella annae* (Pozaryzka)?), *Swiecickina clavata* (Plotnikova), *Bolivina witwickae* Gawor-Biedowa и *Coryphostoma cf. plaitum* (Carsey), хотя продолжают доминировать виды, встреченные ниже. На уровне пробы 3169/90 установлена последняя находка *V. delicatula*.

Наиболее стратиграфически значимым видом является *V. peterssoni* — вид-индекс зональных схем различных регионов ЕПО. В Северо-Западной Германии появление *V. peterssoni* отвечает верхней части зоны *grimmensis/granulosus* (верхний кампан) (Schönfeld, 1990), а в Южной Англии — основанию зоны *lanceolata* (Hart et al., 1989), что при современном понимании границы кампана—маастрихта (Odin, Lemaire, 2001) также соответствует верхнему кампану. Эти и другие данные были использованы при ревизии семейства *Bolivinoidea* Loeblich et Tappan, опубликованной М.Д. Георгеску (Georgescu, 2018). Согласно выявленной последовательности смены видов, уровень появления *V. peterssoni* находится внутри зоны *Belemnitella lanceolata*, а уровень появления другого вида-индекса — *Swiecickina clavata* — совпадает с основанием зоны *lanceolata*.

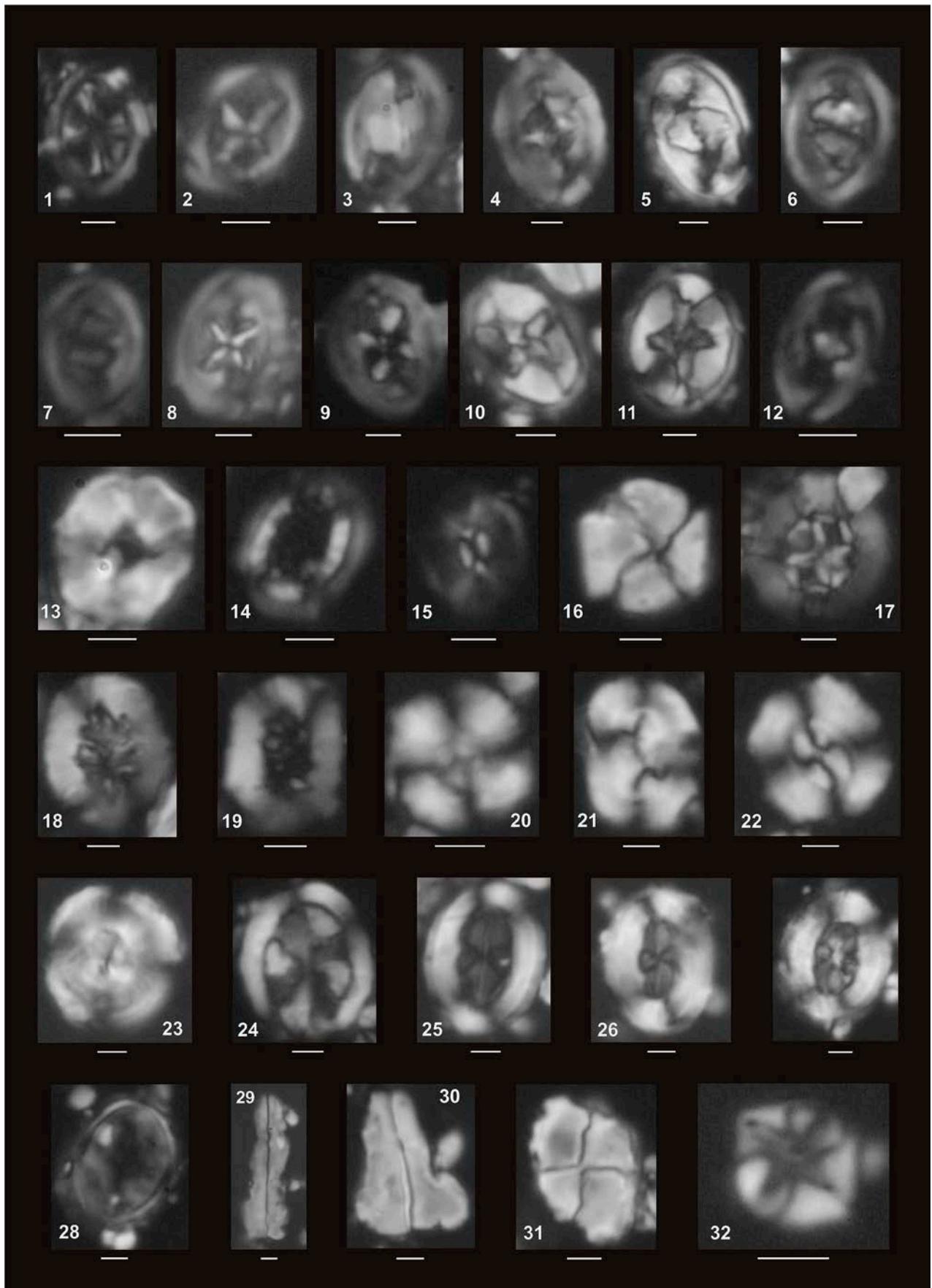
Вид *V. witwickae*, впервые установленный в Крыму, ранее был известен лишь из верхнего кампана и маастрихта (Lublin chalk) Восточной Польши (Gawor-Biedowa, 1992).

Из этого следует, что слои БФК-9 относятся к верхнему кампану. При этом, согласно последовательности видов рода *Bolivinoidea*, обоснованной Георгеску (Georgescu, 2018), следует отметить отсутствие терминальной части кампанского яруса в разрезе Кудрино-1, так как событие первого появления *Bolivinoidea australis* Edg. установлено не было, а зона *V. miliaris* определена лишь по косвенным признакам (появление *V. peterssoni*) и не подтверждается присутствием вида-индекса (рис. 7). К тому же не выявлено присутствие важного маркера верхней части верхнекампанского подъяруса — *Coryphostoma incrassata* (Reuss) — вида-индекса зоны LC16 схемы Беньямовского (2008), отвечающей нижней части зоны CC22b по наннопланктону (Вишневецкая и др., 2018). Эти противоречия можно объяснить только диахронностью: появление *V. peterssoni*, *S. clavata* и *Bolivina witwickae* в Юго-Западном Крыму происходит раньше, чем в других регионах ЕПО, тем более что первые *Belemnitella mucronata* встречены в более высокой части разреза.

Таким образом, в разрезе Кудрино-1 по бентосным фораминиферам выделяются слои, содержащие комплексы, характерные для нижнего (БФК-3–БФК-6) и верхнего (БФК-7–БФК-9) кампана. Комплекс БФ, характерный для среднего кампана американской шкалы, в соответствии с данными по Прикарпатыю (Walaszczuk et al., 2016) предлагается выделять по уровню появления вида *Gavelinella annae* (Pozaryzka), который, вероятно, является синонимом подвида *Pseudogavelinella clementiana laevigata* (Marie), уровень появления которого в разрезе Кудрино-1

Таблица V. Наннопланктон из разреза Кудрино-1.

1 — *Ahmuellerella octoradiata* (Górka, 1957) Reinhardt, 1966, обр. 3169/1; 2 — *Staurolithes laffittei* Caratini, 1963, обр. 3169/90; 3 — *Tranolithus orionatus* (Reinhardt, 1966a) Reinhardt, 1966b, обр. 3169/90; 4 — *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, обр. 3169/85; 5 — *Zeughrabdodus embergeri* (Noël, 1959) Perch-Nielsen, 1984, обр. 3169/90; 6 — *Zeughrabdodus bicrescenticus* (Stover, 1966) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 3169/55; 7 — *Zeughrabdodus diplogrammus* (Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Burnett in Gale et al., 1996, обр. 3169/55; 8 — *Chiastozygus amphipons* (Bramlette et Martini, 1964) Gartner, 1968, обр. 3169/90; 9 — *Chiastozygus litterarius* (Górka, 1957) Manivit, 1971, обр. 3169/85; 10 — *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, 1965, обр. 3169/90; 11 — *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968, обр. 3169/90; 12 — *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt, 1964) Hoffmann, 1970, обр. 3169/85; 13 — *Cylindralithus serratus* Bramlette et Martini, 1964, обр. 3169/55; 14 — *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952, обр. 3169/90; 15 — *Biscutum ellipticum* (Górka, 1957) Grün in Grün et Allemann, 1975, обр. 3169/90; 16 — *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre, 1959) Wind et Wise in Wise, 1983, обр. 3169/18; 17 — *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky, 1912) Gartner, 1968, обр. 3169/85; 18 — *Retecapsa angustiforata* Black, 1971, обр. 3169/85; 19 — *Retecapsa ficula* (Stover, 1966) Burnett, 1997, обр. 3169/85; 20 — *Cyclagelosphaera reinhardtii* (Perch-Nielsen, 1968) Romein, 1977, обр. 3169/85; 21 — *Watznaueria biporta* Bukry, 1969, обр. 3169/90; 22 — *Watznaueria barnesiae* (Black in Black et Barnes, 1959) Perch-Nielsen, 1968, обр. 3169/100; 23 — *Watznaueria manivittiae* Bukry 1973, обр. 3169/10; 24 — *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, 1959, обр. 3169/90; 25 — *Broinsonia parca expansa* Wise et Watkins in Wise, 1983, обр. 3169/10; 26 — *Broinsonia parca constricta* Hattner et al., 1980, обр. 3169/55; 27 — *Broinsonia parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, обр. 3169/85; 28 — *Kamptneria magnificus* Deflandre, 1959, обр. 3169/85; 29 — *Lucianorhabdus cayeuxii* Deflandre, 1959, обр. 3169/90; 30 — *Lucianorhabdus maleformis* Reinhardt, 1966, обр. 3169/90; 31 — *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, обр. 3169/85; 32 — *Micula staurophora* (Gardet, 1955) Stradner, 1963, обр. 3169/90. Фотографии сделаны в световом микроскопе при скрещенных николях. Длина масштабных линеек 2 мкм.



отмечается в верхней части подпачки XIXa в пробе 3169/92 (рис. 7).

Наннопланктон

На наннопланктон было проанализировано 22 образца, включая образец из килловых глин. Препараты изготавливались по стандартной методике (Bown, Young, 1998) и изучались под световым поляризационным микроскопом БиОптик200 в проходящем свете и скрещенных николях при увеличении 1000^x. Фотографии сделаны при помощи цифрового фотоаппарата Canon EOS550D и фотонасадки Canon. Для оценки относительного количества определенных видов производился подсчет в 100 полях зрения подряд на произвольно выбранной площади препарата. Видовое разнообразие оценивалось по всему препарату, площадь предметного стекла которого составляет 24 × 24 мм. Сохранность наннофоссилий средняя, с незначительной вторичной перекристаллизацией, основные диагностические признаки сохранены. Микроостатки присутствуют во всех образцах. Комплекс известкового наннопланктона из кампана разреза Кудрино-1 насчитывает 46 видов, относимых к 25 родам (рис. 8).

Известковый наннопланктон кампанского яруса Горного и Равнинного Крыма изучался С.И. Шуменко и В.П. Стеценко (1978) и А.В. Матвеевым (2015). Новые сведения по этому интервалу в Юго-Западном Крыму были получены в 2021 г. при изучении разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021a).

В настоящее время для верхнего мела используются две биостратиграфические шкалы по наннопланктону. Одна из них разработана Дж. Барнетт (Burnett, 1998), другая — У. Сиссингом (Sissingh, 1977) и усовершенствована К.К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985). Эти шкалы хорошо сопоставляются друг с другом (Gradstein et al., 2020). Для биостратиграфического расчленения кампана Кудрино-1 использована шкала Дж. Барнетт, как более дробная.

В сравнении с одновозрастными комплексами разреза с. Малое Садовое (южные и юго-западные

склоны горы Арман-Кая (Матвеев, 2015)) отмечается снижение видового разнообразия. По присутствию в разрезе таких таксонов, как *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre, 1959) Perch-Nielsen, 1968, *Broinsonia parca parca* (Stradner, 1963) Bukry, 1969, *Broinsonia parca constricta* Hattner et Wise, 1980 (табл. V, фиг. 26), выделены нерасчлененные зоны UC14d–UC15d (Burnett, 1998). *Reinhardtites levis* (табл. V, фиг. 4) распространен в интервале нижний кампан–маастрихт (зоны UC14d–UC18 по шкале (Burnett, 1998)), *Broinsonia parca parca* (табл. V, фиг. 27) характерна только для кампана (зоны UC14–UC15d шкалы (Burnett, 1998)). Граница между зонами UC14–UC15 не определена, потому что она проводится по появлению *Misceomarginatus pleniporus* Wind et Wise in Wise et Wind, 1977, а этот вид в разрезе Кудрино-1 не встречен.

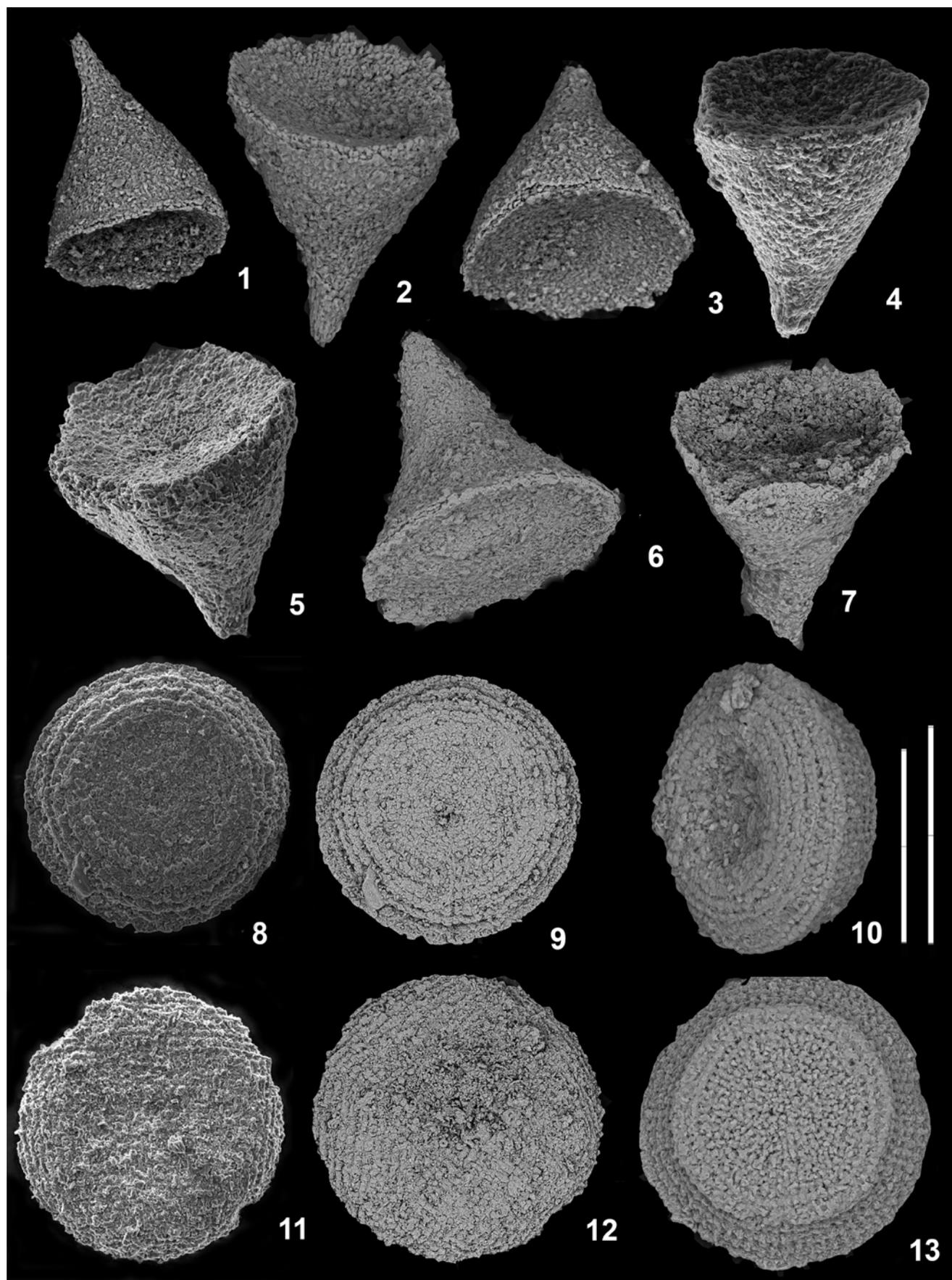
Если использовать данные только по наннопланктону, то возраст вмещающих отложений должен интерпретироваться как раннекампанский, поскольку не обнаружены появляющиеся в верхнем кампане *Ceratolithoides aculeus* (Stradner, 1961) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977, *Eiffellithus parallelus* Perch-Nielsen, 1973, *Uniplanarius sissinghii* (Perch-Nielsen, 1986) Farhan 1987, *U. trifidus* (Stradner in Stradner et Papp, 1961) Hattner et Wise in Wind et Wise, 1983. Вид *Reinhardtites anthophorus*, распространенный с турона до подзоны UC15d (основание верхнего кампана), встречен в разрезе в единственном экземпляре (рис. 8). Этот вывод не подтверждается по остальным группам микрофоссилий и другим данным. Очевидно, что общая бедность комплекса и растворение наннопланктона при диагенезе не позволяют сделать корректный вывод о возрасте комплекса.

В образце килловых глин обнаружен только 1 экземпляр *Petrarhabdus copulatus* (Deflandre, 1959) Wind et Wise in Wise, 1983 (табл. V, фиг. 16), распространенный с кампана до нижнего маастрихта.

Что касается относительного количества наннофоссилий в каждом образце (рис. 8), то оно наиболее вариативно у таких таксонов, как *Watznaueria barnesiae* (табл. V, фиг. 22), *Watznaueria fossacincta*, *Lucianorhabdus cayeuxii*

Таблица VI. Известковые микропроблематики.

1–5 — *Tubellus hunzikeri* (Odin, 2008), обр. 3169/24: 1 — экз. 2022-4/14, на ножке воронки наблюдается продольная структура; 2 — экз. 2022-4/13, воронка затянута сетчатой тканью, по периметру воронки видны продольные ряды пор по направлению к центру; 3 — экз. 2022-4/19, на стыке колоколовидного конуса воронки и орального устья наблюдается щель в виде трещины; 4 — экз. 2022-4/9, оральная поверхность круглого очертания слегка вогнутая, конусовидная стенка воронки имеет струйчатое строение, которое продолжается на ножке; 5 — экз. 2022-4/31, в центре орального устья хорошо видна сеточка внутреннего слоя, составляющая треть диаметра воронки; 6 — *Cimicellus nudatus* Odin, экз. 2022-4/44, обр. 3169/20; обращает на себя внимание вогнутость боков конуса воронки; 7 — *Corniculum sinuosum* Odin, 2008, обр. 3169/20, экз. 2022-4/42; в центре воронки наблюдается круглое отверстие, составляющее четверть ее диаметра; 8–10 — *Aturella angulata* Odin: 8, 9 — экз. 2022-4/43, обр. 3169/20; 10 — экз. 2022-4/10, обр. 3169/24; 8, 9 — вид сверху, 10 — вид сбоку; 11, 12 — *Azymella cannabinata* Odin, обр. 3169/20: 11 — экз. 2022-4/38, 12 — экз. 2022-4/57; наблюдается структура линий, пересекающихся в двух перпендикулярных направлениях, как у холста; 13 — *Numismella tarbellica* Odin, экз. 2022-4/24, обр. 3169/24, хорошо видна радиально-лучистая структура. Масштабная линейка: левая — 100 мкм для фиг. 1, 7–10, правая — 100 мкм для остальных.



(табл. V, фиг. 29) и, в меньшей степени, *Micula staurophora* (табл. V, фиг. 32). Количество экземпляров видов наннопланктона увеличивается в прослоях известняка в видимом основании подпачки XVI_{d1}, в подпачке XVI_{d2} и пачке XVII. В мергелистых прослоях этих стратоннов оно, напротив, убывает. В подпачке XIX_a наблюдается рост количества экземпляров в прослоях мергелей и убывание его в прослоях глинистых мергелей. В самой верхней части разреза (проба 100, рис. 8) количество наннофоссилий резко увеличивается в прослое глинистых мергелей. Увеличение количества *Watznaueria* spp. свидетельствует об относительном повышении температуры поверхностных вод и олиготрофных условиях (Farouk et al., 2019). На низкий приток питательных веществ указывает присутствие представителей родов *Eiffellithus*, *Prediscosphaera*, *Lithraphidites* (Mandur, 2016), а на колебание глубин и температур — соотношение холодноводной *Micula staurophora* и тепловодной *Watznaueria barnesiae* (Ovechkina, Alekseev, 2004). Количество первой растёт с увеличением глубины, а количество второй, напротив, увеличивается с уменьшением глубины (Sanjary et al., 2019). Впрочем, представители холодноводных родов *Arkhangelskiella*, *Broinsonia*, *Prediscosphaera* и виды *Calculites obscurus* (Deflandre, 1959) Prins et Sissingh in Sissingh, 1977 (табл. V, фиг. 31), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky, 1912) Deflandre in Piveteau, 1952 (табл. V, фиг. 14), *Eiffellithus eximius* (Stover, 1966) Perch-Nielsen, 1968 (табл. V, фиг. 11) встречаются по всему разрезу в единичных экземплярах (рис. 8).

В целом же изменение численности наннофоссилий по разрезу отражает нестабильность водных масс кампана в данной части бассейна, охарактеризованных изменением мезотрофного/эвтрофного режима с олиготрофными эпизодами, что установлено и по фораминиферам (Кораевич, Vishnevskaya, 2016).

Известковые микропроблематики

В двух образцах (3169/20 и 3169/24) из верхней части (мощностью 5 м) пачки XVII в разрезе Кудрино-1 впервые установлены жилианеллы (известковые микропроблематики), характеризующиеся отчетливой осевой симметрией и относимые условно к известковым диноцистам (Odin, 2008a, 2008b, 2011). Название известковых микропроблематик “жилианеллы” происходит от мужского имени Gilles, автора этой группы, описавшего 60 видов этих микропроблематик из кампан-маастрихтских отложений Франции и Испании (Odin, 2009, 2011).

Для извлечения известковых микропроблематик использовался метод, примененный для отмывки раковин бентосных фораминифер.

В образце 3169/20 установлен 41 экземпляр известковых микропроблематик, среди которых до вида определены позднекампанско-маастрихтские *Aturella angulata* Odin (табл. VI, фиг. 8, 9) и *Scutellella crassa* Odin, кампанская *Azymella cannabinata* Odin (табл. VI, фиг. 11, 12), позднекампанские *Cimicellus nudatus* Odin (табл. VI, фиг. 6) и *Corniculum sinuosum* Odin (табл. VI, фиг. 7) (Odin, 2008a, 2008b).

Выше по разрезу в образце 3169/24 установлено 57 экземпляров известковых микропроблематик, среди которых продолжают присутствовать все вышеназванные виды, включая *Aturella angulata* Odin (табл. VI, фиг. 10). Появляется *Numismella tarbellica* Odin (табл. VI, фиг. 13), распространенная в позднекампане и маастрихте (Odin, 2008a, 2008b), и наблюдается расцвет *Tubellus hunzikeri* (Odin) (табл. VI, фиг. 1–5), формы, характерной для позднего кампана (Odin, 2008b).

Таким образом, все встреченные виды очень близки к формам, описанным из узкого стратиграфического интервала верхнего кампана в разрезе Терси на юго-западе Франции (Odin, 2008a, 2009) и из кампанской зоны *Radotruncana calcarata* разреза Наварра на севере Испании, где маркирующими видами планктонных фораминифер являются *Globotruncana elevata* и *G. ventricosa* (Odin, 2008b, 2011), присутствующие и в разрезе Кудрино-1.

Сходные формы известны из верхнекампанской зоны *Bostrychoceras polyplacum* района Лагердорф в Северо-Западной Германии (Bison et al., 2004; Wendler, Willems, 2004; Versteegh et al., 2009).

В разрезе Кудрино-1 эти микропроблематики найдены в пачке XVII, в самом основании зоны *Globotruncana ventricosa* по ПФ и внутри слоев с *Bolivinoidea pustulata* по БФ верхней части нижнего кампана.

Палинологический анализ

Методы и материал исследований. Из разреза Кудрино-1 (точка наблюдения 3169) был изучен 21 образец (рис. 9). Из них в 16 образцах содержались палиноморфы удовлетворительной и плохой сохранности. Представительные спектры выявлены в интервале образцов с 3169/20 по 3169/95, где палиноморфы представлены многочисленными диноцистами, прازیнофитами, на некоторых уровнях совместно со спорами и пылью высших растений, и таксонами неясной систематической принадлежности.

Сравнение комплексов диноцист из разреза Кудрино-1 проводилось с зональными комплексами, установленными в разрезах верхнего мела Англии и Бельгии, поскольку комплексы диноцист Западной Сибири (Lebedeva, 2006), Гренландии (Nøhr-Hansen, 1996; Nøhr-Hansen et al., 2019), Норвежского и Баренцева морей (Radmacher et al., 2014, 2015) показывают либо существенные

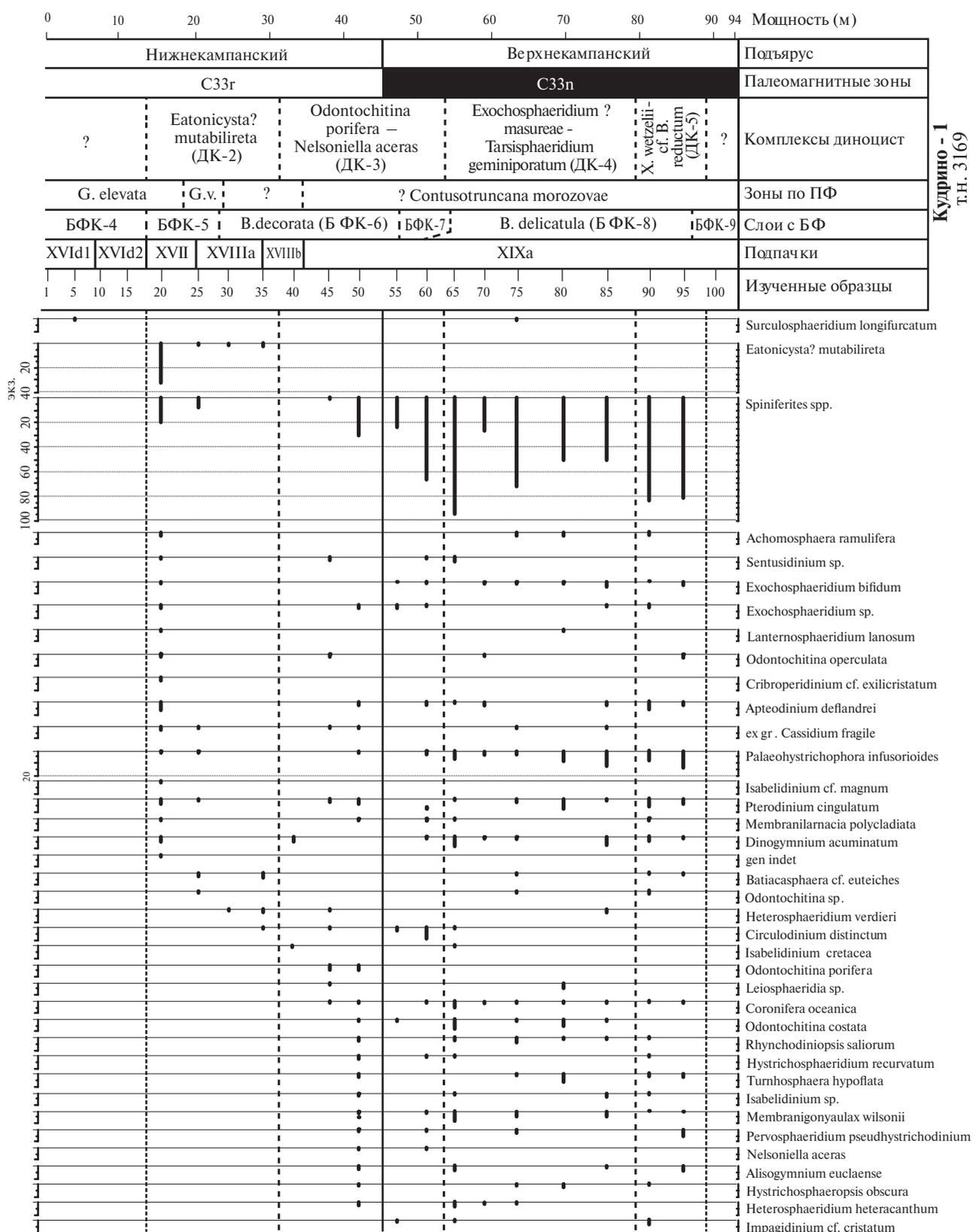
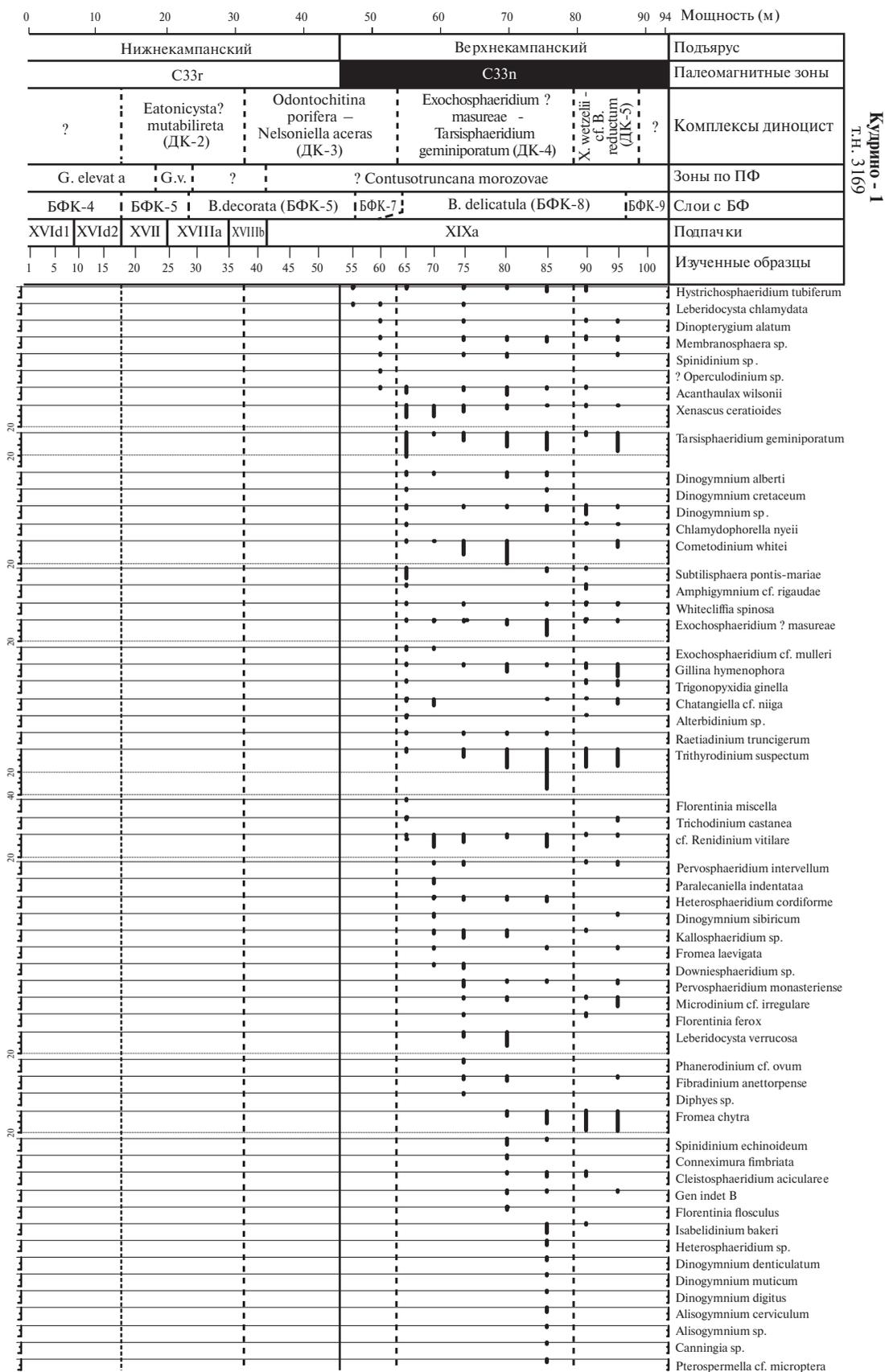


Рис. 9. Распределение палиноморф в разрезе Кудрино-1.



Кулино - 1
г.н. 3169

Рис. 9. Продолжение

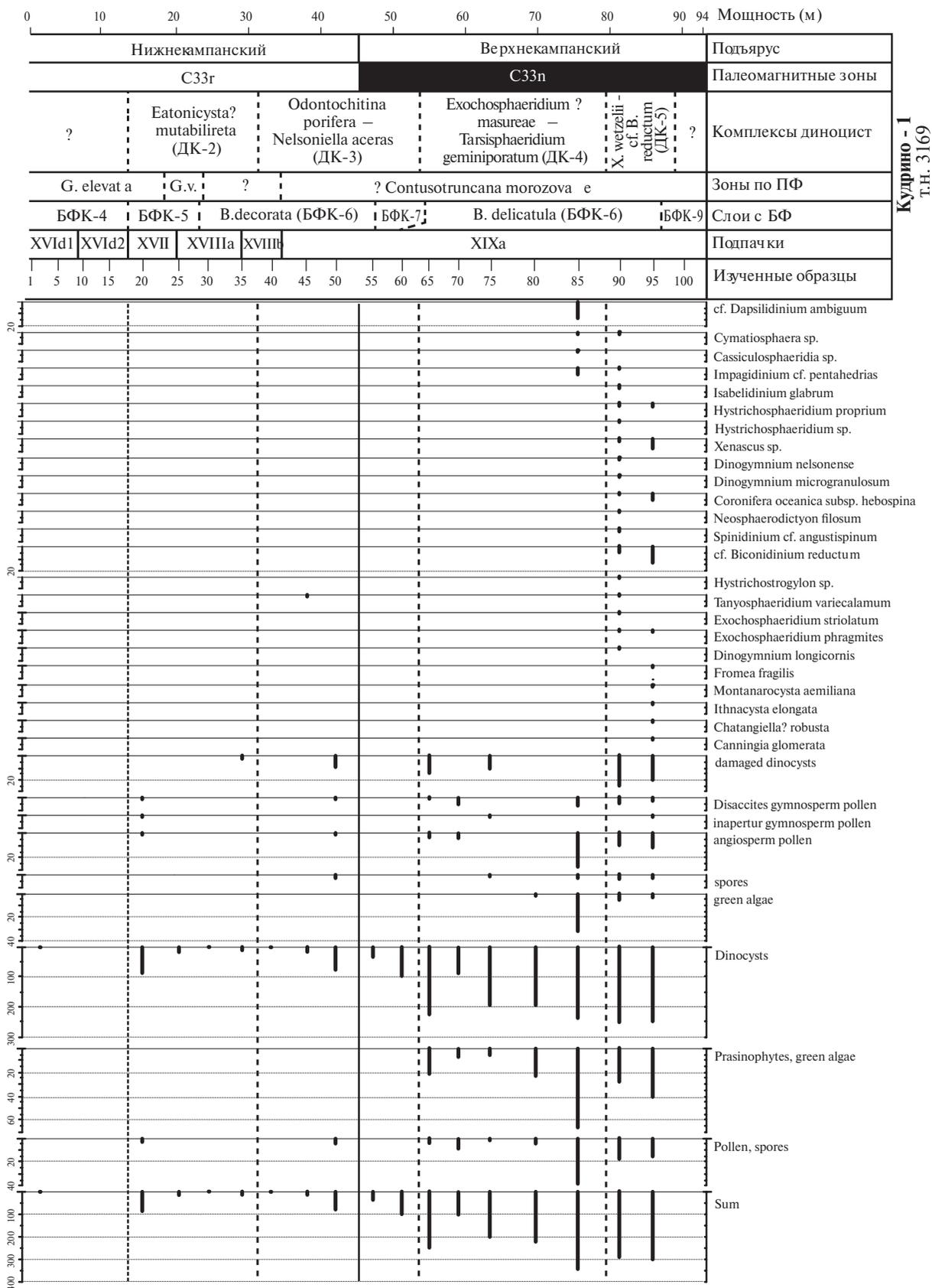


Рис. 9. Окончание

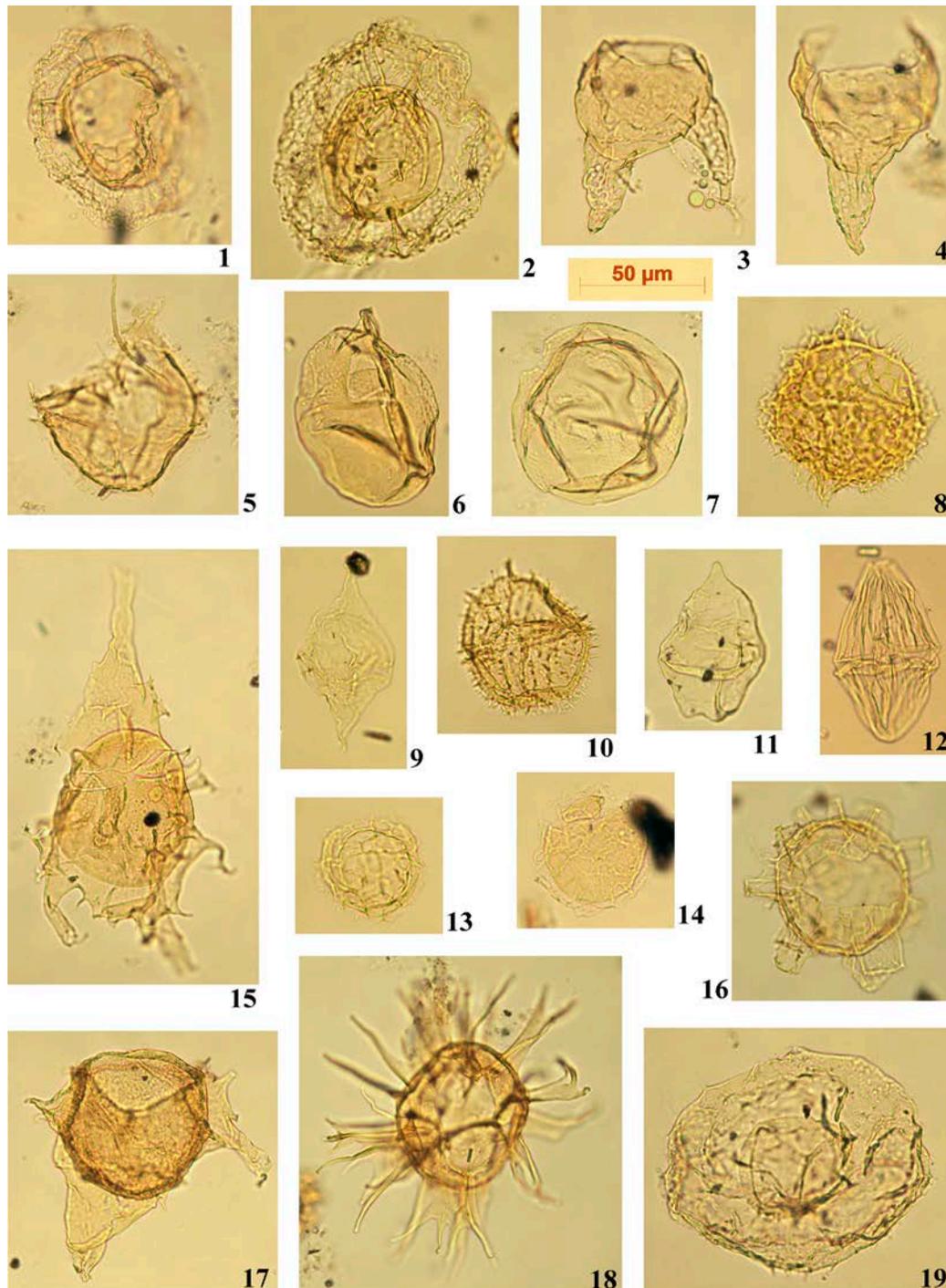


Таблица VII. Диноцисты и акритархи разреза Кудрино-1. Все фигуры в одном увеличении.

1, 2 — *Eatonicysta mutabilireta* Pearce, 2010, 1 — обр. 3169/20, 2 — обр. 3169/35; 3, 4 — *Odontochitina porifera* Cookson, 1956, обр. 3169/45; 5 — *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997, обр. 3169/50; 6 — *Nelsoniella aceras* Cookson et Eisenack, 1960a, обр. 3169/40; 7 — *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, обр. 3169/65; 8 — *Exochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, обр. 3169/65; 9 — cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991, обр. 3169/90; 10 — *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, обр. 3169/65; 11 — *Isabelidinium bakeri* (Deflandre et Cookson, 1955) Lentin et Williams, 1977a, обр. 3169/85; 12 — *Dinogymnium muticum* (Vozzhennikova, 1967) Lentin et Williams, 1973, обр. 3169/85; 13 — *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, обр. 3169/65; 14 — *Membranilarnacia polycladiata* Cookson et Eisenack in Eisenack, 1963a, обр. 3169/50; 15 — *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937b) Lentin et Williams, 1973, обр. 3169/65; 16 — *Raetiaedinium truncigerum* (Deflandre, 1937) Kirsch, 1991, обр. 3169/85; 17 — *Xenascus wetzellii* Slimani, 1996, обр. 3169/90; 18 — *Pervosphaeridium intervalum* Kirsch, 1991, обр. 3169/70; 19 — *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010, обр. 3169/95.

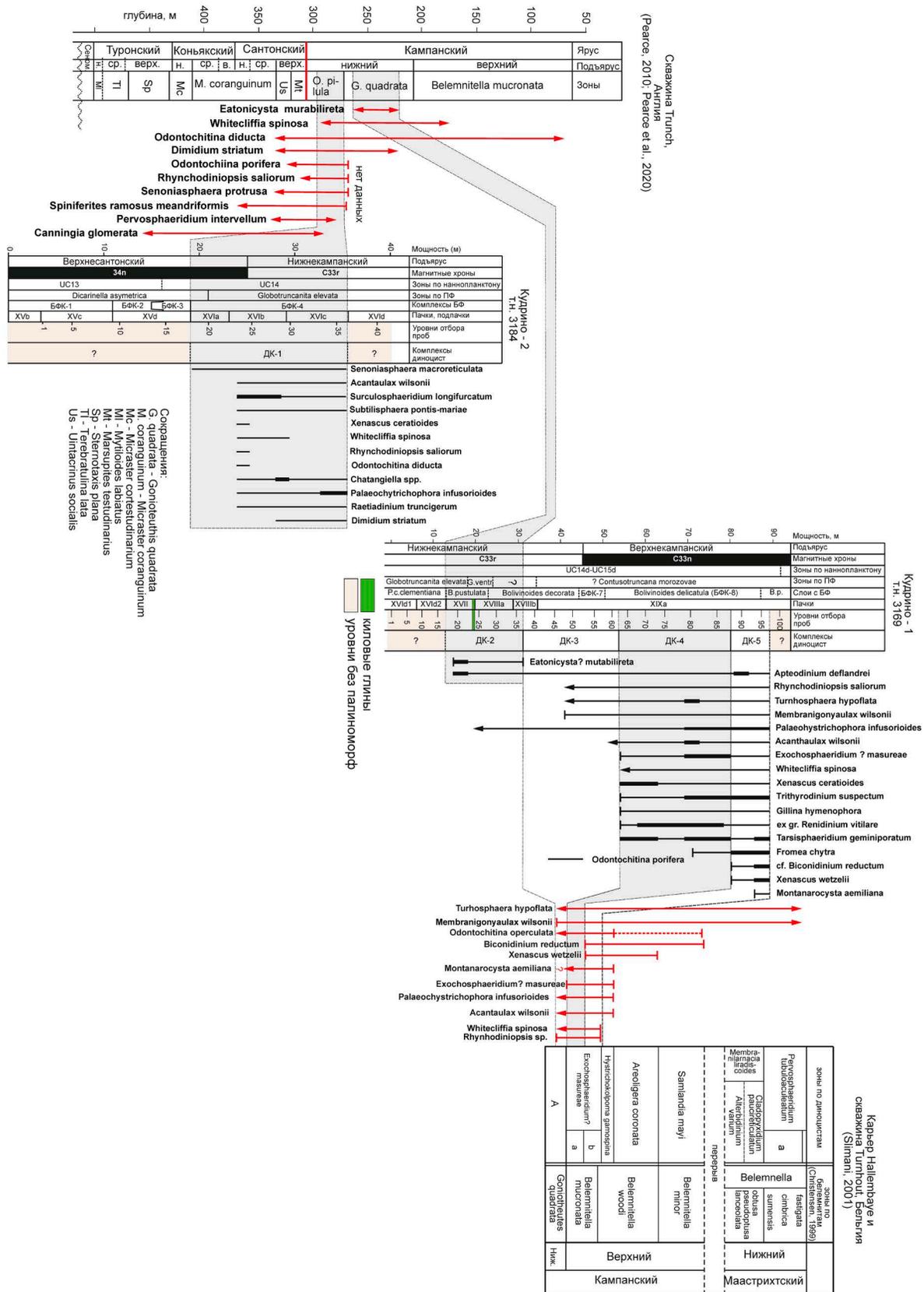


Рис. 10. Биостратиграфическая корреляция комплексов диноцист разреза Кудрино-1 с разрезами Trunch (Pearce, 2010; Pearce et al., 2020), Hallembaye и Turnhout (Slimani, 2001) и Кудрино-2 (с учетом корреляции на рис. 3).

различия в их систематическом составе, либо наличие перерывов, что делает невозможным их прямое сопоставление.

Изменения в составе ассоциаций диноцист позволили выделить последовательность из четырех диноцистовых комплексов (ДК — диноцисты Кудрино), установленных по присутствию/появлению стратиграфически важных таксонов и/или по определенным количественным характеристикам комплексов палиноморф. Их номера продолжают нумерацию комплексов, установленных ранее в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а).

Стратиграфическое распределение диноцист показано на рис. 9, 10, а изображения руководящих форм приведены на табл. VII.

Комплекс с *Eatonicysta? mutabilireta* (ДК-2) (пачка XVII—низы подпачки XVIIIб, интервал образцов 3169/20—3169/35). Чрезвычайно бедный комплекс (рис. 9). Наиболее полная количественная характеристика получена в образце 3169/20, в котором присутствуют *Eatonicysta? mutabilireta* Pearce, 2010, *Lanternosphaeridium lanosum* Morgenroth, 1966, *Isabelidinium cf. magnum* (Davey, 1970) Stover et Evitt, 1978, *Membranilarnacia polycladiata* Cookson et Eisenack in Eisenack, 1963, *Batiacasphaera cf. euteiches* (Davey, 1969) Davey, 1979, *Heterosphaeridium verdieri* Yun Hyesu, 1981, *Circulodinium distinctum* (Deflandre et Cookson, 1955) Jansonius, 1986. В более высокой части разреза (т.н. 3169) палиноморфы представлены единичными экземплярами.

На основании присутствия *Eatonicysta? mutabilireta* Pearce, 2010, впервые описанной из нерасчлененной толщи мела Бернхем-Флемборо (Burnham-Flamborough Chalk) в разрезе скважины Trunch (юго-восток Англии (Pearce, 2010)) и имеющей узкий стратиграфический диапазон распространения внутри зоны *Goniatheuthis quadrata* (рис. 10), интервал ДК-2 сопоставляется со средней—верхней частями нижнего кампана.

Комплекс с *Odontochitina porifera*—*Nelsoniella aceras* (ДК-3) (подпачка XVIIIб—нижняя часть подпачки XIXа, интервал образцов 3169/40—3169/60). Состав комплекса диноцист снизу вверх по разрезу обогащается, в основном за счет таксонов широкого стратиграфического распространения, а также *Turnhosphaera hypoflata* (Yun Hyesu, 1981) Slimani, 1994, *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, 1972 и др. (рис. 9). В интервале разреза, охарактеризованного ДК-3, снизу вверх увеличивается как количество таксонов, так и различных видов *Spiniferites*, вплоть до доминирования последних (рис. 9). Только на этом уровне встречены *Isabelidinium cretaceum* (Cookson, 1956) Lentin et Williams, 1977а, *Odontochitina porifera* Cookson, 1956, *Nelsoniella aceras* Cookson et Eisenack, 1960,

широкое распространение которых присуще разрезам кампана и маастрихта Южного полушария.

Присутствие в ДК-3 *Turnhosphaera hypoflata* (Yun Hyesu, 1981) Slimani, 1994, *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935, *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwye, 1997, *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, 1994, совместная встречаемость которых указывается для диноцистовой зоны “А”, установленной на уровне зоны *Goniatheuthis quadrata* Бельгии (Slimani, 2001), свидетельствует о раннекампанском возрасте пород (рис. 10).

В разрезах гельветских и ультрагельветских покровов Германии *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 и *Arteodinium deflandrei* (Clarke et Verdier, 1967) Lucas-Clark, 1987 установлены внутри зоны “4 *Areoligera coronata*”, которая охватывает большую часть кампана — от середины зоны *Globotruncanites elevata* до зоны *Radotruncana calcarata* по планктонным фораминиферам (Kirsch, 1991). В разрезах верхнего мела Англии первое появление единичных экземпляров *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 выявлено в середине конька, а постоянное присутствие фиксируется с зоны *Uitacrinus socialis* верхнего сантона (Pearce et al., 2020). В австрийских и венгерских разрезах данный таксон отмечается на уровне подзоны *Arteodinium deflandrei* зоны *Odontochitina operculata* по диноцистам и зон CC18—CC19 (нижняя половина) по наннопланктону (Siegl-Farkas, 1997; Siegl-Farkas, Wagreich, 1996). Появление *Odontochitina porifera* Cookson, 1956 в Полярном Предуралье установлено в нижнем кампане в основании слоев с *Chatangiella niiga* (Лебедева, 2005, 2006).

По распространению руководящего вида эта часть разреза может быть сопоставлена со слоями с *Odontochitina porifera* по диноцистам, установленными в пудовкинской свите Нижнего Поволжья в пределах зоны *Cibicidoides temirensis*/*Bolivinooides decoratus* (LC13) по БФ и слоев с *Prunobrachium crassum*—*Archaeospongoprunum salumi* по радиоляриям нижнего кампана (Александрова и др., 2012а).

Состав диноцист не позволяет точно судить о возрасте вмещающих пород в этой части разреза. По своему положению и на основании комплексов фораминифер и магнитостратиграфических данных интервал ДК-3 отвечает пограничным частям нижнего и верхнего кампана (рис. 10).

Комплекс с *Exochosphaeridium? masureae*—*Tarsisphaeridium geminiporatum* (ДК-4) (средняя часть подпачки XIXа, интервал образцов 3169/65—3169/85). Ассоциация диноцист очень разнообразна — определено более 80 таксонов (рис. 9). Состав диноцист на этом уровне значительно обогащается за счет новых таксонов в дополнение к уже упомянутым. Впервые отмечаются в основании этого

интервала (образец 3169/65) *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, *Eochosphaeridium cf. muelleri* Yun Hyesu, 1981, *Gillinia hymenophora* Cookson et Eisenack, 1960a, *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969, cf. *Renidinium vitilare* (Cookson, 1965) Stover et Evitt, 1978, *Pervosphaeridium intervalum* Kirsch, 1991, cf. *Dapsilidinium ambiguum* (Deflandre, 1937) Wheeler et Sarjeant, 1990, *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937) Lentin et Williams, 1973, *Cometodinium whitei* (Deflandre et Courteville, 1939) Stover et Evitt, 1978, *Trigonopyxidina ginella* (Cookson et Eisenack, 1960) Downie et Sarjeant, 1965 и празиофиты *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, в средней и верхней частях — *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978, различные виды *Dinogymnium*, *Cleistosphaeridium aciculare* Davey, 1969 и др. Комплекс диноцист характеризуется преобладанием *Spiniferites* spp., частой постоянной встречаемостью cf. *Renidinium vitilare* (Cookson, 1965) Stover et Evitt, 1978, *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969, *Cometodinium whitei* (Deflandre et Courteville, 1939) Stover et Evitt, 1978, *Xenascus ceratioides* (Deflandre, 1937) Lentin et Williams, 1973 и празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, а также обильными и разнообразными представителями рода *Dinogymnium*.

Комплекс диноцист ДК-4 на основании присутствия *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996, *Acantaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981, *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997, *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010, *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978 уверенно коррелируется с подзоной “а” зоны *Eochosphaeridium? masureae* Бельгии, установленной в нижней части зоны *Belemnitella mucronata* (Slimani, 2001; Slimani et al., 2011), что свидетельствует о позднекампанском (при двучленном делении кампана) возрасте пород (рис. 10).

Частая встречаемость празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975 зафиксирована в венгерских и австрийских разрезах в подзоне *Tarsisphaeridium geminiporatum* зоны *Odontochitina operculata* по диноцистам на уровне зон СС19 (*C. ovalis*, вторая половина)–СС20 (*C. aculeus*) по наннопланктону (Siegl-Farkas, Wagreich, 1996; Siegl-Farkas, 1997). Вышесказанное позволяет датировать интервал с комплексом диноцист ДК-4 первой половиной позднего кампана.

Высокое разнообразие диноцист в ДК-4, а также частая встречаемость празиофитов *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975, относимых к семейству *Tasmanitaceae* (Tappan, 1980), свидетельствуют о теплых, близких к тропическим условиях накопления осадков. Вероятно, эта часть разреза отвечает так называемому “Mid-Campanian event” — положительному изотопному

экспедиции $\delta^{13}\text{C}$, установленному в основании зоны *Belemnitella mucronata* (Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006; Voigt et al., 2010) и связываемому с крупной “мукронатовой” трансгрессией (“*mucronata-transgression*”).

Комплекс с *Xenascus wetzeli*–cf. *Biconidinium reductum* (ДК-5) (верхняя часть подпачки XIXa, интервал образцов 3169/90–3169/95). В ДК-5 отмечается плохая сохранность диноцист и много разрушенных форм. Присутствует большая часть встреченных ниже по разрезу таксонов. Впервые появляются *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996; *Neosphaerodictyon filosum* Slimani, 2003; cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991; *Chatangiella? robusta* (Benson, 1976) Stover et Evitt, 1978; *Hystrichosphaeridium proprium* Slimani, 2003; *Dinogymnium nelsonense* (Cookson, 1956) Evitt et al., 1967; *Dinogymnium microgranulosum* Clarke et Verdier, 1967; *Dinogymnium longicorne* (Vozzhennikova, 1967) Harland, 1973; *Coronifera oceanica* subsp. *hebosspina* Yun Hyesu, 1981; *Tanyosphaeridium variecalamum* Davey et Williams, 1966; *Hystrichostrogylon* sp., *Ithnacysta elongata* Slimani, 1994; *Montanarocysta aemiliana* Corradini, 1973; *Eochosphaeridium striolatum* (Deflandre, 1937) Davey, 1969; *Fromea fragilis* (Cookson et Eisenack, 1962) Stover et Evitt, 1978 и др. (рис. 9).

Для комплекса характерно доминирование *Spiniferites* spp. и частая встречаемость *Fromea chytra* (Drugg, 1967) Stover et Evitt, 1978; *Trithyrodinium suspectum* (Manum et Cookson, 1964) Davey, 1969; *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996; *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, 1935; *Gillinia hymenophora* Cookson et Eisenack, 1960; cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991; *Tarsisphaeridium geminiporatum* Riegel, 1975.

Первое появление *Xenascus wetzeli* Slimani, 1996, cf. *Biconidinium reductum* (May, 1980) Kirsch, 1991 и их совместное распространение с *Eochosphaeridium? masureae* Slimani, 1996; *Rhynchodiniopsis saliorum* Louwey, 1997; *Acantaulax wilsonii* Yun Hyesu, 1981; *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier, 1967) Pearce, 2010 позволяют коррелировать данную часть разреза с подзоной “b” зоны *Eochosphaeridium? masureae* Бельгии, установленной в верхней части зоны *Belemnitella mucronata* (Slimani, 2001; Slimani et al., 2011), что свидетельствует о ее позднекампанском возрасте (рис. 10). Однако таксонов, характерных для второй половины позднего кампана, не встречено.

В результате анализа данных по диноцистам показано, что в разрезе Кудрино-1 достоверно присутствует уровень средней части нижнего кампана–основания верхнего кампана при его двучленном делении, а граница нижнего и верхнего подъярусов проходит внутри интервала

с комплексом диоцист ДК-3 между образцами 3169/50 и 3169/55.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

Петромагнитные и магнито-минералогические исследования

Методика исследований. В разрезе Кудрино-1 с помощью шанцевого инструмента отобраны ориентированные штуфы для палео- и петромагнитных исследований со 102 уровней. Для лабораторных измерений из каждого штуфа выпиливались 3–4 образца кубической формы размером $2 \times 2 \times 2$ см.

Массовые петромагнитные исследования включали измерения следующих параметров: K — магнитная восприимчивость и ее анизотропия (АМВ); K_f (термокаппа) — магнитная восприимчивость после прогрева пород при температуре 500°C в течение часа (приrost $dK = K_f - K$ при этом отражает содержание тонкодисперсного пирита в образце, благодаря фазовому переходу немагнитного FeS_2 в сильномагнитный Fe_3O_4 при температуре свыше 400°C); J_n — естественная остаточная намагниченность; J_{rs} — остаточная намагниченность насыщения (максимально возможная остаточная намагниченность в образце, создаваемая искусственным магнитным полем); B_{cr} — поле, соответствующее остаточной коэрцитивной силе, которую нужно приложить, чтобы полностью разрушить J_{rs} образца. Помимо характеристик, установленных опытным путем, рассчитывались параметры: фактор Q (параметр Кенигсбергера), равный отношению J_n к индуктивной намагниченности; параметр магнитной жесткости $S = -J_{r(-300)}/J_{rs}$ (где $J_{r(-300)}$ — остаточная намагниченность после воздействия полем 300 мТл, обратным направлению поля насыщения) и отношение K/J_{rs} . Фактор $Q \geq 1$ указывает на высокую степень упорядоченности магнитных моментов частиц. Величины параметра S , близкие к нулю, свидетельствуют о доминировании в образце магнито жесткой фазы, а близкие к единице — о преобладании магнитомягких минералов. Отношение K/J_{rs} пропорционально среднему размеру ферромагнитных зерен, при условии постоянства вида минерала — носителя J_n .

Измерения K велись на каппабридже МФК1-ФВ, J_n — на спин-магнитометре JR-6. Гистерезисные характеристики (J_{rs} , B_{cr}) получены с помощью регулируемого электромагнита с максимальной интенсивностью поля 700 мТл (поэтому в данной работе за J_{rs} условно принята остаточная намагниченность после воздействия полем интенсивностью 700 мТл, заведомо достаточным для насыщения магнитомягких образцов). Величина dK измерялась после нагрева образцов в печи СНОЛ-6/11-В. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (agico.com).

Выборочные образцы подвергались термомагнитному анализу (ТМА) на термоанализаторе фракций ТАФ-2 (“магнитные весы”) и изучались на коэрцитивном спектрометре J_meter в Казанском федеральном университете.

Палеомагнитные исследования проводились по стандартной методике (Молостовский, Храмов, 1997), заключающейся в измерениях J_n ориентированных образцов на спин-магнитометре JR-6 после магнитных чисток переменным полем (\tilde{H}) или температурой (T°). Возможные фазовые превращения минералов при нагревании контролировались путем измерения K образцов после каждой термочистки. Для проведения \tilde{H} -чисток использовалась установка LDA-3AF, для терморазмагничивания — печь конструкции Апарина. Палеомагнитные исследования образцов с 33 различных уровней продублированы на криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprices в ИФЗ РАН (Москва). Для компонентного анализа использовалась программа Remasoft 3.0 (Chadima, Hroudá, 2006).

Магнитная минералогия и петромагнетизм. Носителем намагниченности в исследуемых отложениях являются магнитомягкие минералы. Близкие к единице значения параметра S поля, соответствующие значениям остаточной коэрцитивной силы 35–55 мТл, и поля насыщения (B_s) < 300 мТл (рис. 11, 12а) характерны для тонкодисперсного магнетита и/или титаномагнетитов, близких по составу к Fe_3O_4 . Единичное повышение B_{cr} до 114 мТл (рис. 11), скорее всего, связано с магнито жесткими гидроксидами железа — продуктами окисления магнетита (титаномагнетитов) и/или пирита.

По термомагнитным кривым магнетит (как и другие магнитные фазы) диагностировать не удалось, ввиду крайне малой концентрации ферромагнетиков. Однако в соседнем разрезе Кудрино-2, в котором вскрываются низы подпачки XVIa, на некоторых кривых ТМА были зафиксированы малозаметные перегибы в районе температуры Кюри Fe_3O_4 — 578°C , а также термомагнитные эффекты, характерные для титаномагнетитов из вулканических пеплов (Гужиков и др., 2021б).

Коэрцитометрические характеристики образцов на диаграмме Дея (рис. 12б) располагаются вблизи участка теоретической кривой, соответствующей псевдооднодоменному магнетиту (Dunlop, 2002).

Магнитная текстура изученных отложений соответствует первичной текстуре осадков с аллотипными ферромагнетиками (короткие оси магнитных эллипсоидов ($K3$) группируются в центре, а длинные и средние оси ($K1$ и $K2$ соответственно) равномерно распределены по краю стереопроекции; рис. 12в-1), что является благоприятной предпосылкой для сохранности первичной намагниченности. Показатель магнитной анизотропии P , за редкими исключениями, варьирует от 1 до 1.4, указывая на близкую к изометричной форму

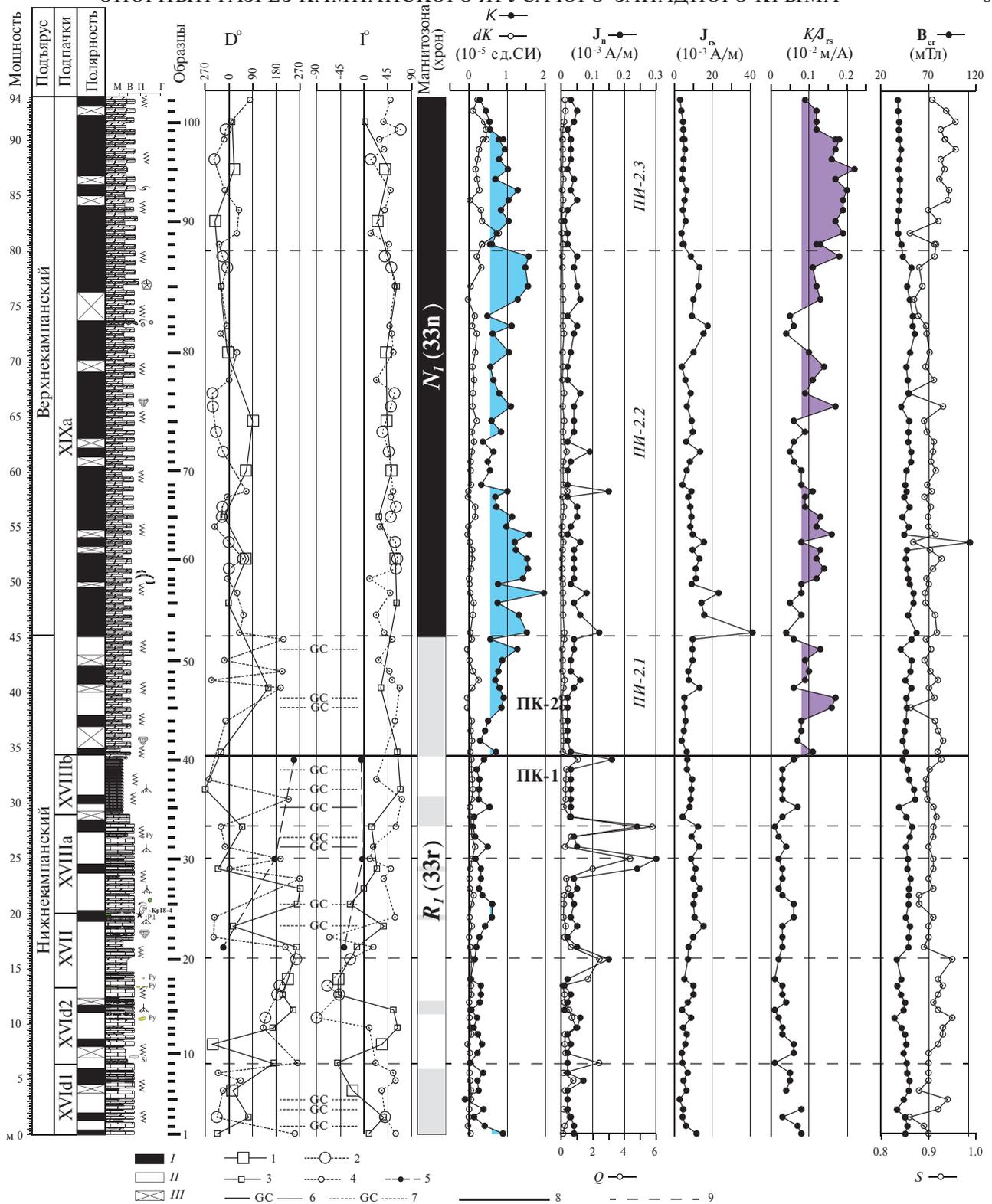


Рис. 11. Магнитостратиграфический разрез Кудрино-1.

На петромагнитных графиках заливкой показаны интервалы, в которых величины параметров превышают медианные значения параметров по всему разрезу. Затемнения в нижней части палеомагнитной колонки “Магнитозона (хрон)” означают участки, на которые определения обратной полярности интерполированы или экстраполированы. Условные обозначения: I — полярность прямая; II — полярность обратная; III — отсутствие данных о полярности; 1, 2 — ChRM; 3, 4, 5 — J_{st} ; 6, 7 — большие круги по результатам Н-чисток на SQUID (1, 3, 6), JR-6 (2, 4, 6) и Т⁺-чисток на JR-6 (5); 8 — уровень границы петромагнитных комплексов (ПК), 9 — границы петромагнитных интервалов (ПИ).

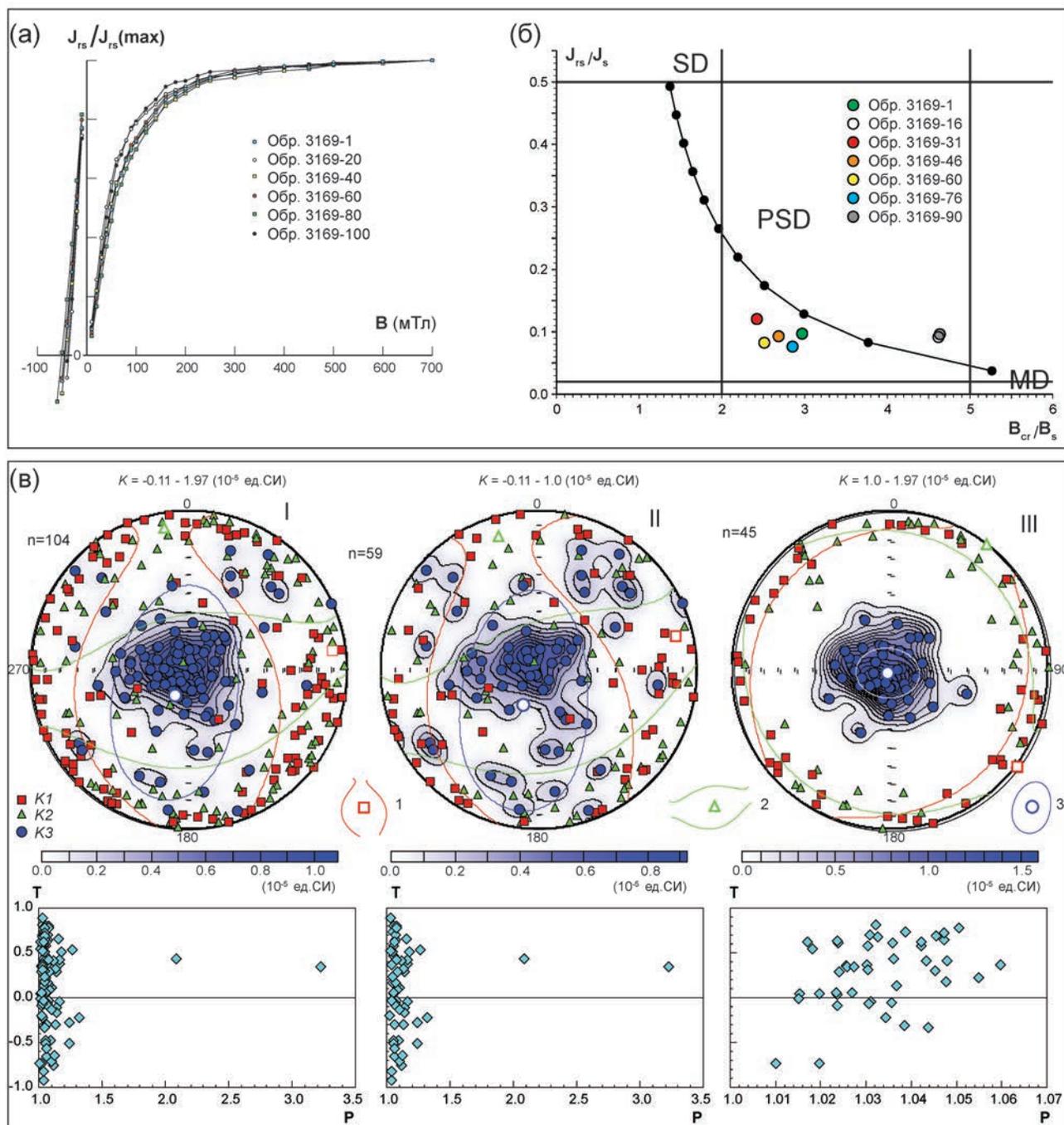


Рис. 12. Результаты магнито-минералогических исследований.

(а) — кривые магнитного насыщения и разрушения; (б) — диаграмма Дея (SD, PSD и MD — области однодоменных, псевдооднодоменных и многодоменных частиц соответственно); (в) — данные по анизотропии магнитной восприимчивости: стереограммы проекций длинных (K1), средних (K2) и коротких (K3) осей АМВ в палеогеографической системе координат (изолинии отражают концентрацию K3) и диаграммы P–Т (P — показатель анизотропии, положительные и отрицательные значения Т указывают на уплощенные и удлиненные формы ферромагнитных частиц соответственно). I — данные АМВ для всего разреза, II — данные АМВ для низов разреза (ниже уровня обр. 3169/53), III — данные АМВ для верхов разреза (выше уровня обр. 3169/52). n — число образцов в выборке. Условные обозначения: 1, 2, 3 — средние направления с овалами доверия K1, K2 и K3 соответственно.

ферромагнитных частиц (рис. 12в-1). На первый взгляд может показаться, что значительные отклонения KZ от вертикали и повышенные P свойственны только низам разреза, в то время как для верхов характерны почти идеальная первичная магнитная текстура и практически изометричная форма магнитных частиц ($P < 1.1$). Однако сопоставление данных АМВ с величиной магнитной восприимчивости не оставляет сомнений в том, что разброс KZ и увеличение P обусловлены в основном погрешностью измерений, потому что фиксируются только в самых слабомагнитных образцах (рис. 12в-II) и отсутствуют в выборке с относительно высокой магнитной восприимчивостью (рис. 12в-III).

Изученные породы очень слабомагнитны: магнитная восприимчивость варьирует от (-0.1) до 2×10^{-5} ед. СИ (при этом более 75% образцов характеризуются $K < 1 \times 10^{-5}$ ед. СИ), а естественная остаточная намагниченность изменяется от 0.01 до 0.3×10^{-3} А/м (свыше 80% образцов имеют $J_n < 0.05 \times 10^{-3}$ А/м) (рис. 11). Несмотря на это, разрез Кудрино-1 дифференцирован в петромагнитном отношении: верхи разреза (обр. 3169/41–3169/102) отличаются от нижележащих отложений повышенными относительно медианы значениями K , K/J_{rs} и (не столь явно) dK (рис. 11). Началу устойчивого превышения медианных значений K и K/J_{rs} предшествуют аномальные пики Q и J_n (обр. 3169/40), наиболее четко определяющие уровень границы между нижним и верхним петромагнитными комплексами (ПК-1 и ПК-2 соответственно). Приуроченность рубежа между ПК-1 и ПК-2 к подошве пачки XIX (рис. 11) закономерна, потому что и литологические особенности, и магнитные свойства пород обусловлены перестройкой режима осадконакопления. Поэтому уровень обр. 3169/40 (точнее, между образцами 3169/40 и 3169/41) мы помещаем в основание подпачки XIXа, отвечающей верхнему кампану по (Алексеев, 1989). Низкие, даже по меркам осадочных пород, значения Q (в основном порядка 0.01–0.1) типичны для детритной природы намагниченности, что согласуется с предположением о преимущественно аллотигенном происхождении ферромагнетиков, основанном на материалах АМВ. В этом случае повышенную магнитную восприимчивость верхов разреза можно связать с замедлением скорости поставки карбонатного микрита, вследствие чего аллотигенные компоненты в ПК-2 разубожены в меньшей степени, чем в ПК-1, а вариации K по разрезу следует рассматривать как обратное отражение скорости седиментации (Гужиков, Суринский, 2017).

Нижние границы подпачки XVIд2, пачки XVII, подпачек XVIIIа и XVIIIб в целом не находят прямого отражения в петромагнетизме, но петромагнитная ритмичность в этой части разреза хорошо проявлена на графиках Q и J_n (рис. 11). Особенностью ПК-1 является наличие отдельных уровней с максимальными значениями Q (несколько

единиц), в сочетании, как правило, с повышенными величинами J_n ($> 0.1 \times 10^{-3}$ А/м) (рис. 11). Эти петромагнитные аномалии не сопровождаются существенными изменениями других магнитных свойств, что позволяет исключить их связь с увеличением концентраций или появлением новых видов ферромагнитных минералов. Оставшиеся варианты интерпретации природы всплесков Q допускают либо резкое увеличение напряженности геомагнитного поля во время формирования пород, либо химический генезис намагниченности. В случае справедливости последней версии, носителем химической намагниченности может быть аутигенный магнетит, возможно биогенного происхождения, продуцированный во время замедления скорости седиментации или кратковременных перерывов в осадконакоплении. При таких обстоятельствах аномалии Q фиксируют естественные границы дробных литологических подразделений (рис. 11), а приуроченность трех из пяти петромагнитных границ, намеченных в пределах ПК-1, к подошвам подпачки XVIд2, пачки XVII, подпачек XVIIIа и XVIIIб (рис. 11) не случайна.

Верхи разреза (в пределах ПК-2) также дополнительно могут быть расчленены по особенностям вертикального распределения петромагнитных параметров. Вариации графика J_{rs} образуют три петромагнитных интервала (ПИ-2.1, ПИ-2.2 и ПИ-2.3), средний из которых выделяется повышенными значениями этого параметра (рис. 11). Подошва ПИ-2.2 отмечена возрастанием J_{rs} . Подошва ПИ-2.3, фиксируемая по уменьшению параметра, менее выразительна, но этот интервал дополнительно индивидуализирован заметным убыванием V_{cr} и возрастанием S . Вероятно, снижение магнитной жесткости связано с менее интенсивным окислением магнетитовых зерен.

Палеомагнетизм. Палеомагнитное качество изученных пород нельзя признать хорошим, но всесторонний анализ полученных данных позволяет дать магнитополярную характеристику разреза, пригодную для использования в магнитостратиграфических целях.

\tilde{H} -чистки, в которых были задействованы спин-магнитометр JR-6 и установка LDA-3AF, проводились до 20 мТл (в редких случаях до 30–40 мТл), с шагом в 2 мТл. Дальнейшее размагничивание было невозможно, потому что при воздействии более высоких полей величина намагниченности становилась сопоставимой с измерительной погрешностью прибора, и направления J_n изменялись хаотично. \tilde{H} -чистки с помощью криогенного магнитометра позволяли проследить изменение вектора намагниченности до 50 мТл (редко до 60 мТл), с шагом 1–4 мТл в диапазоне до 20 мТл и с шагом 4–5 мТл в диапазоне свыше 20 мТл. Результаты размагничивания переменным полем, полученные на разных приборах в независимых

лабораториях, обнаружили хорошую сходимость (рис. 13а), что позволяет с доверием относиться к результатам измерений на спин-магнитометре, несмотря на ограниченный верхний диапазон разрывающего поля.

Малые величины J_n (зачастую $< 0.000015 \times 10^{-3} \text{А/м}$ уже после самых слабых воздействий переменным полем или температурой) являются причиной невысокого качества диаграмм Зийдервельда, построенных по результатам измерений как на JR-6, так и на SQUID (рис. 13б, 13в). Тем не менее на большинстве диаграмм удается выделить участки, при аппроксимации которых прямолинейными отрезками максимальный угол отклонения (MAD) менее 15° (в противном случае компоненты J_n не выделялись). В образцах с 26 уровней выделены характеристические компоненты намагниченности (ChRM), при расчете которых центр координат учитывался в качестве конечной точки (рис. 13б, в). Если аппроксимирующая интервал диаграммы прямая существенно отклонялась от направления к началу координат, то дополнительные точки в расчеты не включались, а выделенные компоненты намагниченности условно назывались “стабильными” (J_{st}). В образцах с 22 уровней никаких компонент J_n выделить не удалось. Термочистки, выполненные в диапазоне от 100 до 400°C , с шагом 50°C , оказались безрезультатными (за исключением 3 уровней, на которых все же удалось выделить J_{st}). В образцах с 13 уровней в нижней части разреза проекции J_n в процессе размагничивания смещаются вдоль дуг большого круга (GC) (рис. 13г).

Верхам разреза (обр. 3169/53–3169/102) свойственны компоненты намагниченности, группирующиеся в северных румбах нижней полусферы (рис. 11, 13б, 14а). Такие направления типичны для прямой полярности (N, n) геомагнитного поля.

Низы разреза (обр. 3169/1–3169/52) отмечены хаотичным распределением компонент J_n на сфере и наличием GC (рис. 11, 13в, 14б). Одни компоненты проецируются на южные румбы верхней полусферы, что характерно для обратной полярности (R, r) поля, другие соответствуют прямой полярности. Значительная часть J_{st} (реже ChRM) имеет южные склонения (D) при положительных (нередко пологих) наклонениях (I) или северные склонения при отрицательных наклонениях. В практике магнитостратиграфических исследований подобных аномальных направлений встречаются часто. Как правило, они представляют собой стабилизированные суммы двух антипараллельных

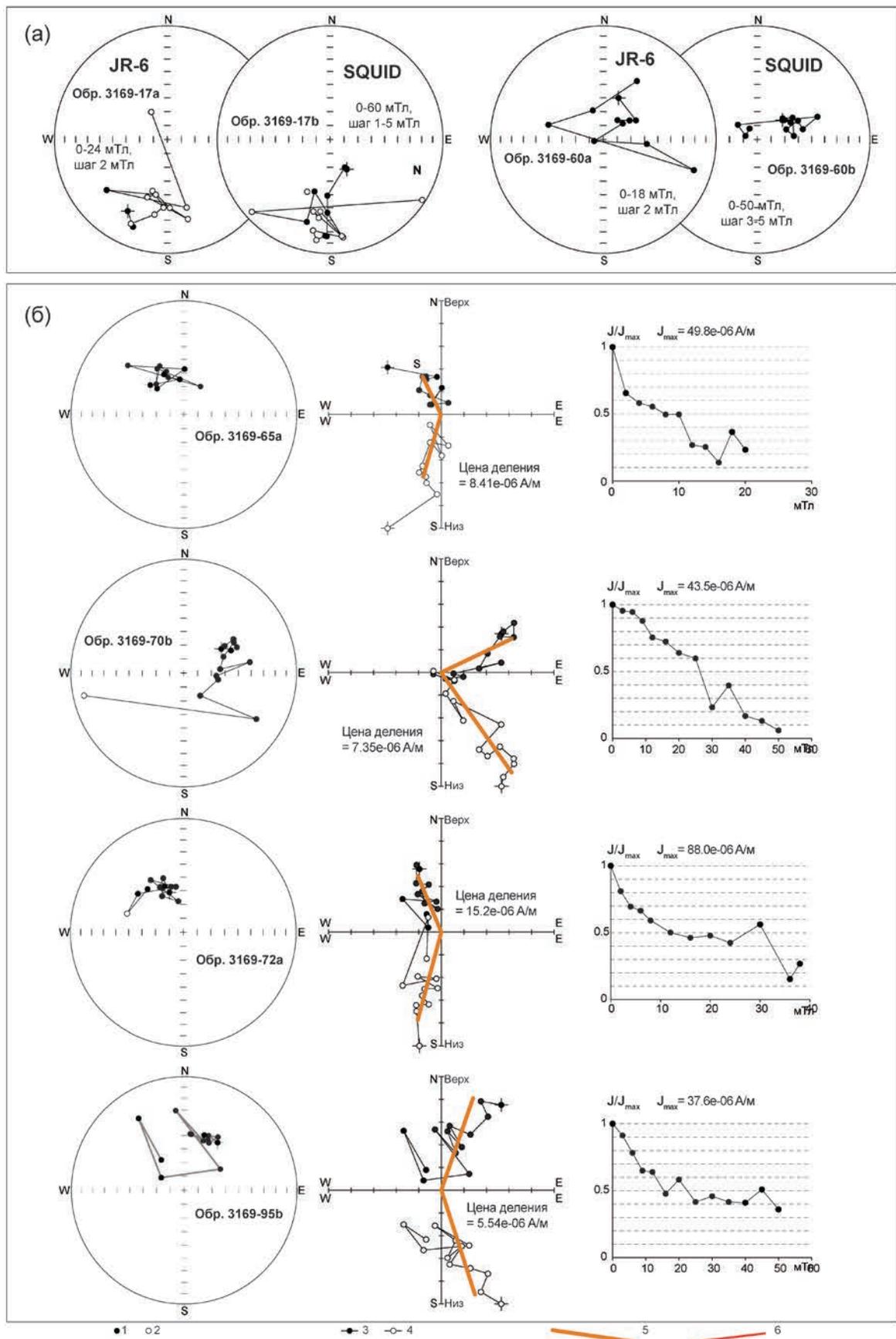
компонент — первичной, соответствующей обратной полярности, и вторичной, связанной с современным полем. Разная степень “загрязнения” суммарной намагниченности вязкой компонентой приводит к очень большому разбросу J_{st} в случае обратного знака древней намагниченности и меньше сказывается на палеомагнитной статистике по изначально нормально намагниченным образцам ввиду того, что направления современного и позднемелового нормального поля близки. Наличие разнонаправленных компонент намагниченности является также причиной смещения палеомагнитных векторов по дугам больших кругов (Гужиков и др., 2010, 2021а; Karpuk et al., 2018 и др.). Поэтому в палеомагнитной колонке на уровнях, где зафиксированы GC или аномальные компоненты J_n с отрицательными и пологими положительными ($< 20^\circ$) наклонениями, показан знак обратной полярности (рис. 11).

Обсуждая структуру палеомагнитной колонки, необходимо отметить, что уровни с прямой полярностью встречаются повсеместно, а с обратной — только в нижней половине разреза, не выше интервала между обр. 3169/52 и 3169/53 (рис. 11). Из 12 п-интервалов, зафиксированных в низах разреза, 10 обоснованы образцами с одного, а 2 — с двух уровней, в то время как для выделения магнитозоны необходимо документировать один и тот же знак полярности минимум на трех соседних уровнях (Храмов, Шолпо, 1967). Между тем на ряде участков г-интервалы группируются в разрезе на трех (обр. 3169/12–3169/15, обр. 3169/30–3169/33), на четырех (обр. 3169/25–3169/29, обр. 3169/37–3169/40), даже на семи (обр. 3169/17–3169/23) уровнях подряд (рис. 11, 14в). Поскольку, в соответствии с формальными требованиями (Храмов, Шолпо, 1967), единичные п-интервалы не должны учитываться при выделении магнитостратиграфических подразделений, низы разреза (обр. 3169/1–3169/52) остаются охарактеризованными только R-зонами, которые объединяются в одну крупную зону обратной полярности (R_1). Выделение зоны прямой полярности (N_1) в верхах разреза (обр. 3169/53–3169/102) в дополнительной аргументации не нуждается (рис. 11).

К полученным материалам невозможно применить стандартные полевые тесты, потому что данные, по которым обоснована зона R_1 (рис. 13б, 14в), непригодны для расчета палеомагнитной статистики, а предпосылки для проведения тестов складки и конгломератов отсутствуют. Однако

Рис. 13. Типичные результаты компонентного анализа (полярные стереопроекции, диаграммы Зийдервельда, графики размагничивания).

(а) — сопоставление результатов \tilde{N} -чисток образцов-дублей на JR-6 и SQUID; (б–г) — результаты по образцам, в которых выделены ChRM, соответствующие прямой полярности (б), обратной полярности (в) и большие круги (г). Все данные приведены в стратиграфической системе координат. Условные обозначения: 1–4 — проекции J_n на нижнюю (1) и верхнюю (2) полусферы, на горизонтальную (3) и вертикальную (4) плоскости; 5, 6 — отрезки, аппроксимирующие ChRM (5) и “низкокоэрцитивную” компоненту J_n (6).



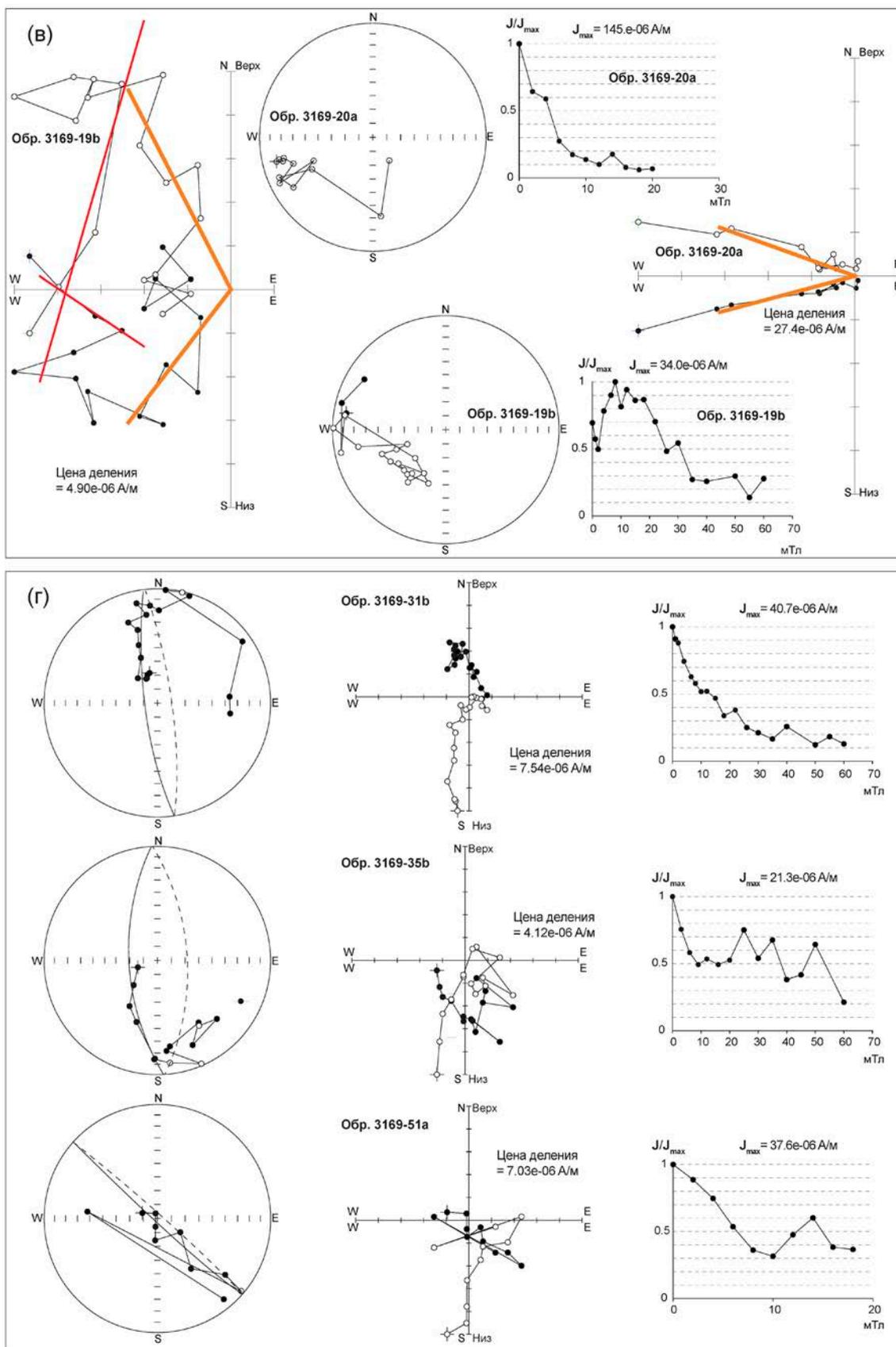


Рис. 13. Окончание

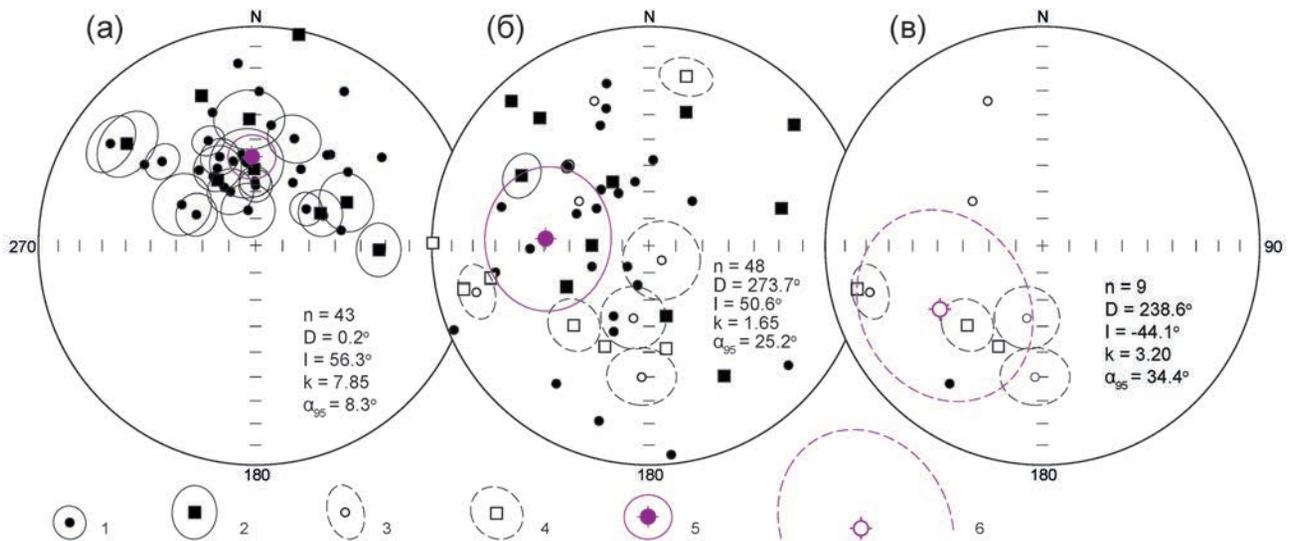


Рис. 14. Полярные стереопроекции компонент J_n (в стратиграфической системе координат).

(а) — в верхах разреза (выше уровня обр. 3169/52), (б) — в низах разреза (ниже уровня обр. 3169/53), (в) — в интервале между обр. 3169/17-23. n — число образцов в выборке, D , I — склонение и наклонение среднего палеомагнитного вектора соответственно, k — межпластовая кучность, α_{95} — радиус доверия. Условные обозначения: 1–4 — проекции компонент J_n с кругами доверия (радиусом которых является MAD) на нижнюю (1, 2) и верхнюю (3, 4) полусферы (компоненты определены по данным измерений на JR-6 (1, 3) и SQUID (2, 4), круги доверия показаны только для ChRM); 5, 6 — проекции средних палеомагнитных направлений с кругами доверия (α_{95}) для них на нижнюю (5) и верхнюю (6) полусферы. Остальные условные обозначения см. на рис. 13.

о первичности J_n можно судить по ряду косвенных признаков, совокупность которых свидетельствует в пользу того, что зафиксированная нами последовательность магнитозон отражает режим кампанского геомагнитного поля:

1. Интервалы одного знака полярности, определенного по направлениям ChRM, закономерно группируются по разрезу, образуя две крупные магнитозоны — R_1 и N_1 (рис. 11).

2. Независимость знака полярности от вещественного состава и физических свойств пород является признаком древней природы J_n , в то время как приуроченность той или иной полярности к определенному типу отложений наводит на мысль о возможном перемагничивании. Явной связи выделенных магнитозон с литологическими и петромагнитными подразделениями не наблюдается, но приуроченность участков разреза с более надежно обоснованной обратной полярностью к слабому магнитному ПК-1 и совпадение кровли зоны R_1 с подошвой петромагнитного ритма ПИ-2.2, на первый взгляд, кажутся подозрительными. Однако наличие R-зоны в разрезе Кудрино-2 (сопоставимой по качеству палеомагнитных определений с зоной R_1 в Кудрино-1) в “сильномагнитных” ($K = 1-2 \times 10^{-5}$ ед. СИ и более) низах подпачки XVIa (Гужиков и др., 2021a) опровергает предположение о корреляции обратного знака полярности с минимальными значениями магнитной

восприимчивости. Скачкообразные изменения петромагнитных параметров, как правило, соответствуют перерывам в осадконакоплении (Гужиков, 2013), и резкий рост величин J_{rs} в основании ПИ-2.2, скорее всего, фиксирует кратковременное прекращение или замедление седиментации. Совпадение же палеомагнитной и петромагнитной границ на уровне перерыва не является редкостью.

3. Среднее палеомагнитное направление, определенное по N-зоне (рис. 14а), статистически совпадает со средним направлением в верхнекампанских–маастрихтских отложениях разреза Бешкош (примерно в 4.5 км к С–СЗ от разреза Кудрино-1) (Барабоскин и др., 2020), но значительно отличается от направления современного поля в стратиграфической системе координат. В первом случае угол между векторами (4.7°) меньше ошибки ($\pm 6.7^\circ$), определяемой согласно (Debiche, Watson, 1995), во втором, напротив, больше: $9.8^\circ \pm 9.5^\circ$. (При статистической проверке за α_{95} для современного поля была принята максимальная амплитуда вековой вариации — 10° (Бахмутов, 2006).)

4. Полученные палеомагнитные данные соответствуют критерию внешней сходимости, то есть согласуются с известными представлениями о магнитополярной структуре кампана (Gradstein et al., 2020). С учетом полученных палеонтологических данных о кампанском (ранне- и позднекампанском) возрасте отложений в выделенных

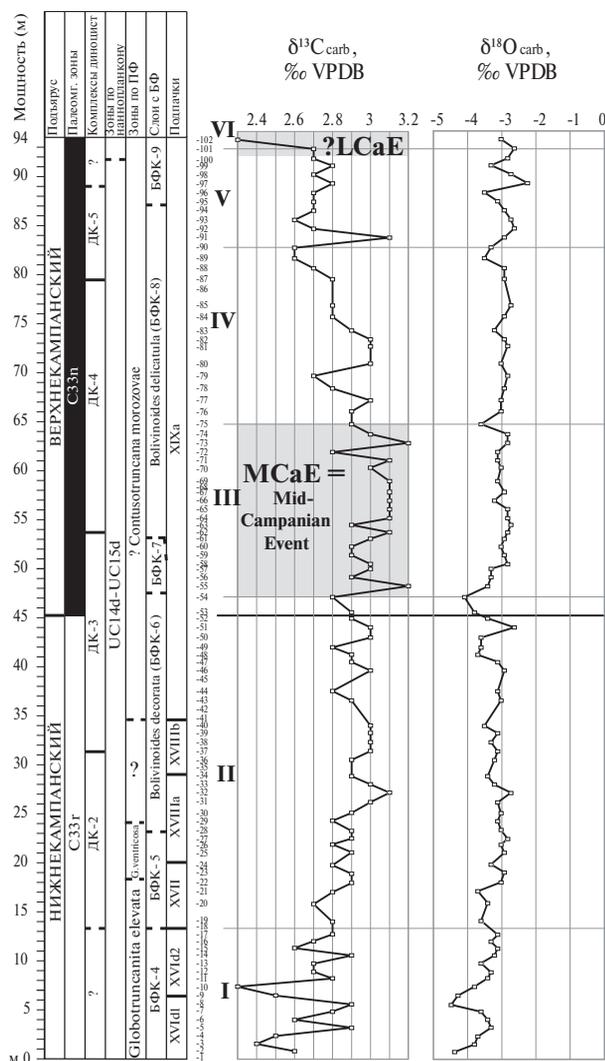


Рис. 15. Изотопные данные $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ‰ VPDB и $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, ‰ VPDB для кампанских отложений разреза Кудрино-1 и характерные интервалы $\delta^{13}\text{C}$ (римские цифры). LCaE — Late Campanian Event.

магнитозонах R_1 и N_1 легко опознаются аналоги хронов 33г и 33п соответственно (рис. 11).

Очевидно, что в разрезе Кудрино-1 обнаружены верхи хрона 33г, низы которого зарегистрированы ранее в соседнем разрезе Кудрино-2 и, вероятно, в Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б). Благодаря выдержанному залеганию пластов (падение к 3–С3 под углами от 9° до 19°), можно оценить истинную мощность аналога хрона 33г в районе с. Кудрино. Она составляет приблизительно 120 м (при расчете использованы горизонтальное проложение 500 м, взятое между подошвой 33г в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021а, 2021б) и предполагаемой кровлей этого хрона в разрезе Кудрино-1, средний азимут падения 310° и угол падения 14°). Средняя

скорость седиментации (sedimentation rate) определяется как отношение мощности пород к продолжительности временного интервала, за который они образовались. С учетом данных о длительности 33г (~3 млн лет; Gradstein et al., 2020), средняя скорость формирования отложений в разрезах Кудрино-1 и Кудрино-2 в течение хрона обратной полярности равнялась примерно 4 см/тыс. лет.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Измерение изотопного состава углерода (C) и кислорода (O) в образцах проведены на масс-спектрометре Delta V Advantage с приставкой GasBench II (Лаборатория геохимии изотопов и геохронологии, ГИН РАН). Разложение карбонатов проводилось в 100%-ной ортофосфорной кислоте при температуре 50°C . Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ даны в промилле относительно стандарта VPDB. При калибровке использованы международные стандарты IAEA C-O-1. Через каждые 10 образцов для контроля точности измерений использовалась сверочная проба. Ошибка определения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составляет $\pm 0.1\text{‰}$ для $\delta^{13}\text{C}$ и $\pm 0.2\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$. Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr не определялись.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в изученных известняках варьируют от -4.5 до -2.2‰ (рис. 15). Это ниже, чем в мезозойских морских карбонатах тетических палеобассейнов (от -2 до 0‰). Как и в разрезе Кудрино-2 (Гужиков и др., 2021б), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ не обнаруживают зависимостей друг от друга, что свидетельствует об отсутствии эпигенетической перекристаллизации при участии атмосферных вод (Покровский и др., 2020).

Значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 2.3 до 3.2‰ (рис. 15) и близки к аналогичным значениям в мезозойских морских карбонатах тетических и перитетических палеобассейнов (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022; Jarvis et al., 2023). По значениям $\delta^{13}\text{C}$ можно выделить несколько интервалов, которые частично согласуются с выделенными литологическими интервалами. В интервале I (подпачки XVIId1–XVIId2) значения $\delta^{13}\text{C}$ варьируют от 2.0 до 2.9‰ (рис. 15). В интервале II (пачка XVII–нижняя часть подпачки XIXa, немного выше кровле хрона С33г) значения повышенные при небольшом разбросе: от 2.4 до 2.9‰. В интервале III (подпачка XIXa, обр. 3169/54–3169/75) значения $\delta^{13}\text{C}$ максимальны и варьируют от 2.8 до 3.2‰. Представляется, что этот интервал, приходящийся на нижнюю часть верхнего кампана, может быть сопоставлен с положительной аномалией (или ее частью) “BUCE” — Base Upper Campanian Event (Voigt et al., 2010, 2012; Wendler, 2013) или “MCaE” — Mid-Campanian Event (Pearce et al., 2022). Вышележащий интервал IV (подпачка XIXa, обр. 3169/76–3169/90) характеризуется устойчивым снижением значений $\delta^{13}\text{C}$ от 3.0 до 2.6‰. Интервал V (подпачка XIXa,

обр. 3169/91–3169/101) начинается одиночным максимумом $\delta^{13}\text{C}$ в 3.1‰, но выше значения сно-ва уменьшаются до 2.8–2.6‰. Наконец, самый верхний интервал VI отвечает единичному минимальному значению 2.3‰ (подпачка XIXa, образец 3169/102). Возможно, это аналог события “LCE” — Late Campanian Event (Wendler, 2013), но для уверенности в этом выводе нужны дополнительные данные, которые могут быть получены по соседним разрезам. Корреляция выделенных интервалов с палеомагнитными и биособытиями рассмотрена ниже.

U–Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ

Методика исследований. Образец киловых глин (обр. 1-2018) был помещен в дистиллированную воду, и с помощью ультразвукового диспергирования была подготовлена суспензия, которая позволила при последующем удалении глинистой взвеси в воде предварительно отделить минеральные фракции высокой плотности от глин. Затем были выделены цирконы с использованием стандартной техники, включающей разделение в тяжелых жидкостях и электромагнитную сепарацию. 25 кристаллов циркона поместили в шашку из особо чистой эпоксидной смолы (диск диаметром 25 мм и толщиной около 4 мм) вместе с зернами стандартного циркона TEMORA. Затем шашка была отполирована, и таким образом была обнажена внутренняя часть кристаллов циркона. Наблюдения под микроскопом в проходящем и отраженном свете помогли наметить чистые, без трещин и микровключений, участки кристаллов, пригодные для ионного микроанализа. Перед анализом были получены изображения кристаллов в катодолюминесцентном излучении и обратнорассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе, что позволило выявить характер зональности и внутреннюю структуру циркона (рис. 16).

U–Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (вторично-ионная масс-спектрометрия с высоким пространственным разрешением) в ЦИИ ВСЕГЕИ с использованием стандартных процедур (Williams, 1998). Обработку результатов измерений осуществляли с помощью программы Isoplot (Ludwig, 2012). Традиционно для относительно молодых меловых цирконов опирались только на возраст, рассчитанный по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, так как для таких кристаллов, учитывая низкое количество накопленного радиогенного ^{207}Pb и большую погрешность определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, существует проблематичность оценки дискордантности возрастов по двум независимым изотопным системам. В нашем случае $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты скорректированы на ^{207}Pb (Williams, 1998), при допущении, что небольшая дискордантность цирконов является следствием

простого смешения обыкновенного и радиогенного Pb. Воспроизводимость SHRIMP-анализа для изотопного отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ в стандарте составляет порядка 1–2% (Black et al., 2004), что эквивалентно погрешности в датировании для фанерозойских цирконов на 1–3 млн лет и меньше.

Результаты U–Pb датирования цирконов. Практически все извлеченные кристаллы циркона размером около 130–300 мкм хорошо ограненные, прозрачные и удлиненные, с отношением толщина/длина от 1 : 3 до 1 : 8 (в большинстве случаев 1 : 5). Это указывает на их интритный генезис, характерный для вулканических пеплов, вероятно, риолитового или дацитового состава. В катодолюминесцентном излучении в кристаллах наблюдается осцилляционная и секториальная зональность, обычная для магматического циркона (рис. 16). Отношения Th/U в 12 измеренных кристаллах варьируют от 0.9 до 1.6 (табл. 1), что также характерно для циркона магматического генезиса. Средневзвешенное значение конкордантного возраста для двенадцати кристаллов циркона составило 77 ± 1 млн лет (СКВО = 0.08, $p = 0.77$, $N = 12/12$, рис. 16), при этом в большинстве кристаллов возраст варьирует от 77 до 80 млн лет, что соответствует раннему кампану.

По оценкам (Gradstein et al., 2020), уровень смены геомагнитной полярности C33g–C33n имеет возраст 79.9 млн лет. Отобранные образцы цирконов происходят из интервала обратной полярности C33g, ниже уровня смены полярности. Учитывая разброс полученных абсолютных значений, они в целом согласуются с указанной цифрой.

Датировки несколько отличаются от существующих оценок возраста биостратиграфических зон. Согласно (Walaszczyk, 1997), кровля иноцерамовой зоны *Sphaeroceramus sarumensis*–*Cataceramus dariensis* примерно совпадает с кровлей нижнего кампана североамериканской шкалы и может быть датирована примерно в 80.5 млн лет (Walaszczyk et al., 2008), тогда как в разрезе Кудрино-1 этот уровень, хотя и более молодой по датировкам, расположен ниже уровня находок *Sphaeroceramus cf. sarumensis*.

Согласно датировкам туфов из разрезов на территории США, граница нижнего и верхнего кампана европейской шкалы, отвечающая подошве зоны *Vacuulites obtusus* (подошва среднего кампана североамериканской шкалы), имеет возраст 80.58 ± 0.55 млн лет (Cobban et al., 2006, 2008). Этот уровень попадает внутрь интервала обратной полярности C33g (Leahy, Lerbekmo, 1995), подобно образцу из разреза Кудрино-1, и, как мы видим, близок к нему по возрасту.

Учитывая недостаточную прецизионность инструмента SHRIMP в части измерений

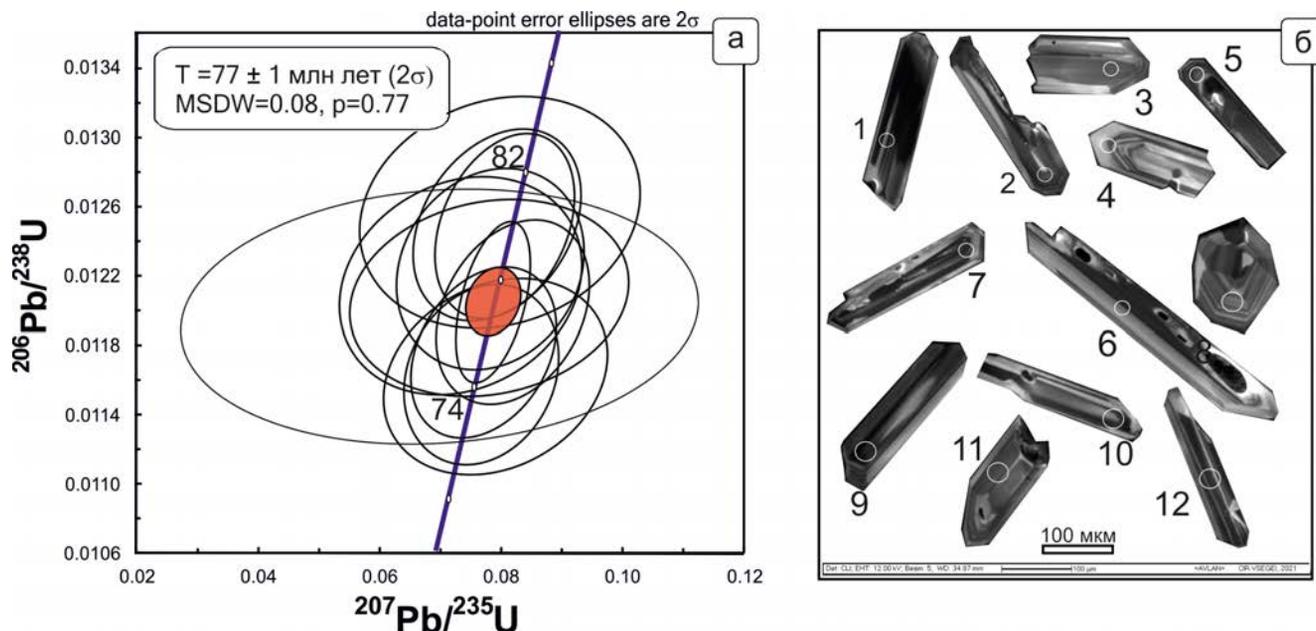


Рис. 16. Диаграмма с конкордией результатов U–Pb датирования циркона из килowych пеплов Крыма (а) и изображение кристаллов датированных цирконов в катодоллюминисцентном излучении (б). Номера соответствуют точкам в табл. 1.

содержания ^{207}Pb и связанную с этим проблематичность корректной оценки конкордантности, можно принять, что с наибольшей вероятностью возраст килowego прослоя находится в интервале от 77 до 80 млн лет, и в этом случае наши результаты согласуются с существующими оценками возраста по другим данным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О подъярусном делении кампана

Существуют представления о двух-, трех- и четырехчленном делении кампанского яруса на подъярусы (Стратиграфия..., 1986–1987). После обсуждения этой проблемы и голосования на Международном меловом симпозиуме в Брюсселе в 1995 г. было рекомендовано разделение кампана на три подъяруса примерно равного объема (Hancock, Gale, 1996), но официальных предложений по определению подъярусов или их GSSP пока нет (Gradstein et al., 2020).

В Европе кампан традиционно имеет двучленное строение, предложенное А. Де Гроссувром (De Grossouvre, 1901). При этом делении граница подъярусов маркируется вымиранием белемнитов *Goniatites quadrata* (Blainville) и появлением белемнитов группы *Belemnitella mucronata*, с некоторым перекрытием их вертикального распространения (зона *Goniatites quadrata gracilis*/*Belemnitella mucronata senior*; Ernst et al., 1979; Schulz et al., 1984), а за подъярусную границу принимается уровень

исчезновения рода *Goniatites* (Christensen, 1997). По бентосным фораминиферам подошва европейского верхнего кампана проводится в основании зоны *Gavelinella monterelensis*–*Gavelinella costulata* с почти одновременным появлением *Brotzenella monterelensis* и *C. voltzianus* (Walaszczuk et al., 2016).

В североамериканской шкале кампан подразделяется на три подъяруса примерно равной продолжительности, которые начинаются по первому появлению эндемичных аммонитов *Scaphites leei* III Cobban, *Vaculites obtusus* Meek и *Didymoceras nebrascense* (Meek et Hayden) соответственно (Cobban et al., 2006). Подошва аналогов североамериканского среднего кампана по аммонитам недавно была установлена в разрезе р. Северная Сосьва на восточном склоне Урала (Барабошкин и др., 2022), однако проследить ее на территории Восточно-Европейской платформы и южнее пока не удается.

При двучленном разделении подошва верхнего кампана примерно соответствует подошве зоны “*Vaculites sp. (smooth)*” У. Коббана и др. (Cobban et al., 2006), что основано на распространении *Scaphites hippocrepis* III в обоих регионах (Kennedy, 2019; Ernst et al., 1979). При этом поздний кампан имеет существенно большую продолжительность, чем ранний. По иноцерамам это сопоставление представляется несколько иначе (Walaszczuk et al., 2016): основание североамериканского среднего кампана находится в пределах нижней части зоны “I.” *azerbaydjanensis*–*vorhelmensis*, что отвечает

Таблица 1. Результаты U–Pb (SHRIMP) датирования циркона из киловых (бентонитовых) глин из заброшенного карьера около разреза Кудрино-1 (обр. 1-2018, координаты: 44°42'20.4" с.ш., 33°56'29.4" в.д., h = 248 м)

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	мкг/г U	мкг/г Th	²³² Th / ²³⁸ U	мкг/г ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст ± 1σ	(1) ±% ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	(1) ±% ²⁰⁷ Pb* / ²⁰⁶ Pb*	(1) ±% ²⁰⁷ Pb* / ²³⁵ U	(1) ±% ²⁰⁶ Pb* / ²³⁸ U	err corr
1	0.00	762	672	0.91	7.89	77.2 ±1.2	83 1.6	0.0473 2.8	0.0787 3.2	0.01205 1.6	0.508
2	1.04	225	216	0.99	2.36	77.4 ±1.5	82.8 1.9	0.047 12	0.0783 12	0.01208 1.9	0.164
3	0.82	120	112	0.96	1.31	80.5 ±1.7	79.6 2.2	0.0459 12	0.0795 12	0.01257 2.2	0.183
4	0.70	148	123	0.86	1.55	77.8 ±1.6	82.4 2.1	0.0438 11	0.0734 11	0.01214 2.1	0.193
5	0.38	284	361	1.32	2.94	76.8 ±1.4	83.4 1.8	0.0495 6.1	0.0818 6.3	0.01199 1.8	0.284
6	0.39	258	363	1.46	2.77	80 ±1.4	80.1 1.8	0.0458 6.5	0.0789 6.8	0.01249 1.8	0.267
7	0.35	294	341	1.20	3.17	80 ±1.4	80.1 1.8	0.0472 5.9	0.0813 6.1	0.01249 1.8	0.288
8	0.51	209	232	1.15	2.21	78.4 ±1.5	81.7 1.9	0.0464 7.9	0.0782 8.1	0.01224 1.9	0.235
9	0.50	493	753	1.58	5	75.4 ±1.3	85 1.7	0.0476 6.1	0.0773 6.3	0.01176 1.7	0.266
10	0.59	190	236	1.28	1.91	74.4 ±1.4	86.2 2	0.0495 9.3	0.0791 9.5	0.01161 2	0.206
11	2.08	113	124	1.14	1.18	76.7 ±1.9	83.5 2.5	0.042 25	0.07 25	0.01197 2.5	0.099
12	0.00	357	359	1.04	3.56	74.5 ±1.3	86 1.8	0.0479 6.5	0.0768 6.7	0.01163 1.8	0.266

Примечание. Spot – номер кристалла и точки анализа (рис. 2). ²⁰⁶Pb_c и ²⁰⁶Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. Погрешности единичных анализов – 1σ. (1) – скорректировано с учетом содержания на обыкновенный свинец, используя измеренный ²⁰⁴Pb. “err corr” – корреляция ошибок. Погрешность калибровки стандарта TEMORA – 0.42% (не включено в погрешности единичных анализов).

зоне *Pachydiscus stobaei*/*Galeola papillosa basiplana*–*Galerites vulgaris*/*Galeola papillosa basiplana*. Поэтому подошва зоны *Vaculites obtusus* должна соответствовать основанию европейской зоны *stobaei*/*basiplana* или более высокому уровню, т.е. она должна быть проведена несколько выше подошвы традиционного европейского верхнего кампана. По белемнитам корреляцию провести невозможно, а по бентосным фораминиферам эта граница в Европе совпадает с основанием зоны *Gavelinella annae* (Walaszczuk et al., 2016).

Положение подошвы североамериканского верхнего кампана в европейских разрезах может быть определено по иноцерамидам (Walaszczuk et al., 2016). Она располагается в верхней части зоны “*Inoceramus*” *tenuilineatus*, что соответствует средней части аммонитовой зоны *Didymoceras donezianum*. По бентосным фораминиферам эта граница должна проходить примерно в пределах зоны *Bolivina incrassata*–*Globorotalites michelinianus*.

В Общей стратиграфической шкале России кампанский ярус традиционно разделялся на два подъяруса (Стратиграфия..., 1986–1987). В ее действующем варианте нижний кампан начинается аммонитовой зоной *Placenticeras bidorsatum*, а верхний – зоной *Noplitoplacenticeras marroti* (Олферьев, Алексеев, 2002). Эти формы, однако, не встречены

ни на Русской плите, ни в разрезах на ее южном обрамлении. Границы зоны ПФ *Globotruncanites elevata* и зоны по наннопланктону *Broinsonia parca*, помещенных в ОСШ, также не совпадают с подъярусными границами кампана и, аналогично другим палеонтологическим границам, отличаются диахронностью.

Трехчленное разделение кампанского яруса ранее предлагалось для разрезов Мангышлака на основе бентосных фораминифер (Кораевич et al., 1999) и для разрезов кампана Русской плиты на основе бентосных и планктонных фораминифер, диноцист и радиолярий (Александрова и др., 2012а, 2012б; Гужиков и др., 2017). К сожалению, это разделение почти никак не соотносится с трехчленным разделением кампана североамериканских разрезов, а ссылка на их привязку к “Секвентной стратиграфии позднего мела Западной Европы” в работе (Hardenbol et al., 1998) в действительности переадресует нас именно к североамериканскому разделению, обозначенному как “неформальное”. Представления авторов (Александрова и др., 2012б) о трехчленном делении кампана по белемнитам на нижний (“этап” *Belemnitella mucronata alpha* (s.l.)), средний (*B. mucronata mucronata*) и верхний (*B. langei* (s.l.)) кампан также не совсем точное, принимая

во внимание зону *Belemnella licharewi* и то, что граница кампана и маастрихта проводится теперь на Русской плите внутри зоны *Belemnella lanceolata* (Барабошкин и др., 2019). Зональные виды-индексы бентосных фораминифер для установления трех ярусов кампана предлагались разные (сравни Кораевич et al., 1999 и Александрова и др., 2012а, 2021б), а стратоны на базе планктонных фораминифер, диноцист и радиолярий в разрезах на территории Поволжья пока выделены только в ранге слоев с фауной (Александрова и др., 2012а, 2012б).

Предложение о выделении в кампане трех подъярусов обсуждалось на совещании по совершенствованию ОСШ (Барабошкин и др., 2013), что нашло свое развитие в небольшой статье В.Б. Сельцера и В.Н. Беньямовского (2014). В ней, помимо трехчленного деления кампана на основе БФ, предлагалось его разделение по встречающимся на Русской плите аммонитам, увязанное с границами белемнитовых зон этого региона. Нижнюю границу среднего кампана предлагалось проводить в подошве зон *Hoplitoplacenticerias coesfeldiense* и *Belemnitella mucronata*, а нижнюю границу верхнего кампана — по подошве зон *Didymoceras donezianum* и *Belemnitella langei*. При этом подошва и кровля кампана по аммонитам авторами не были обозначены, а по белемнитам совпадали с принятыми для ВЕП границами — подошвой зоны *Belemnitella praecursor mucronatiformis* и кровлей зоны *Belemnella licharewi* соответственно (Олферьев, Алексеев, 2005). Это предложение лишь частично отвечает представлениям о корреляции одноименных (и эквивалентных) зон и границ кампана Северной Европы и Северной Америки (Hardenbol et al., 1998; Walaszczyk et al., 2016), что, впрочем, признавали и сами авторы (Сельцер, Беньямовский, 2014).

Перечисленные проблемы заставляют пока с осторожностью относиться к предложениям о трехчленном разделении кампанского яруса, хотя и заслуживают внимания и дальнейшего анализа.

Полученные нами результаты (Гужиков и др., 2021а, 2021б и настоящая статья) позволяют несколько иначе подойти к подъярусному делению кампана. Как было обозначено в начале статьи, мы (1) придерживаемся здесь традиционного двучленного деления кампанского яруса и (2) поддерживаем предложения рабочей группы по границе сантона и кампана о проведении подошвы кампана по основанию магнитного хрона, практически совпадающего с положением изотопной аномалии SCBE (Gale et al., 2023). В такой трактовке граница сантона и кампана является глобальной и изохронной для разнофацальных (включая морские и континентальные) отложений в силу природы магнитного поля. Поэтому ее принятие вносит больше определенности в межрегиональную

корреляцию границы сантонского и кампанского ярусов. Используя тот же самый подход, мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана по границе магнитных хронов C33г и C33п, что обсуждается ниже.

Корреляция пограничных отложений нижнего и верхнего кампана по палеомагнитным и изотопно-геохимическим данным

В настоящее время в кампанском интервале, отвечающем по стратиграфическому объему разрезам Кудрино-1 и Кудрино-2, выделяют до 10 изотопных событий (Jarvis et al., 2006; Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022). Наиболее крупными из них являются SCaBE (Santonian–Campanian Boundary Event), MСaE (Mid-Campanian Boundary Event) и LCaE (Late Campanian Boundary Event) (Pearce et al., 2022), аналоги которых установлены в изученных разрезах. Согласно (Thibault et al., 2016, fig. 8), изотопное событие на границе хронов C33г и C33п — это событие “*Papillosa*”, которое в разрезе Губбио отвечает максимальным значениям $\delta^{13}\text{C}$ в кровле хрона прямой полярности C34п (рис. 17). По данным (Thibault et al., 2016), “*Papillosa*” прослеживается в разрезе Сиффорд Хед в Англии, но приходится на интервал обратной полярности (согласно Montgomery et al., 1998), отождествление которого с хроном 33г в работе (Gale et al., 2023) признается недостаточно обоснованным. На наш взгляд, идентификация изотопного события “*Papillosa*” в разрезе Сиффорд Хед не менее спорная, поскольку сведения о положении границы хронов C33г и C33п для него отсутствуют.

В разрезе Губбио событие “*Papillosa*” (по Thibault et al., 2016) расположено несколько ниже кровли зоны *Globotruncanita elevata* по ПФ. Кровля зоны *G. elevata* в разрезе Кудрино-1 находится в пачке XVII и в верхней части хрона C33г (т.е. ниже, чем в Губбио), а также в слоях с *Bolivinooides pustulata* по БФ, надстраивающих зону *Pseudogavelinella clementiana clementiana* и перекрываемых слоями с *Bolivinooides decorata* БФ. В разрезе Пуаньи во Франции граница нижнего и верхнего кампана и изотопное событие “MСaE” — Mid-Campanian event (Pearce et al., 2022) располагаются в зоне *Bolivinooides decorata*. Событие “*Papillosa*” в том же разрезе интерпретируется в середине зоны *P. clementiana clementiana* по БФ, то есть существенно ниже, чем в Кудрино-1. Даже если коррелировать уровень появления *V. decorata* в разрезах Кудрино-1 и Пуаньи, все равно ближайшим значимым изотопным событием будет MСaE, что подтверждается и положением уровня последнего присутствия диноцист *Eatonicysta? mutabilireta* в верхней части хрона C33г в разрезах Кудрино-1, Пуаньи и Транч (Pearce et al., 2020, 2022). Исходя из сказанного, мы считаем, что изотопный максимум “*Papillosa*” разреза Губбио (по Thibault et al., 2016) и MСaE разреза Пуаньи (Pearce et al., 2022) — это

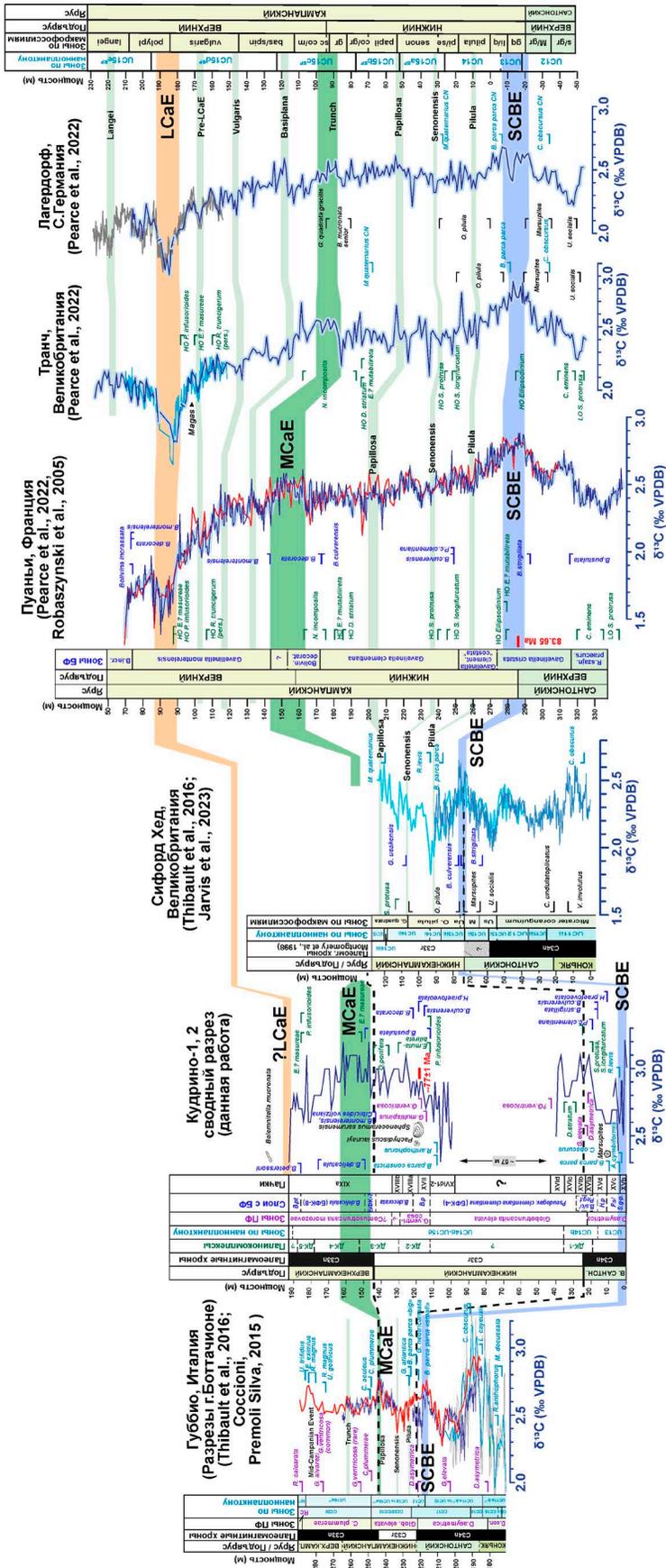


Рис. 17. Палеомагнитная и изотопно-геохимическая корреляция разреза и биособытий Губбио (Боттачионе) (по Thibault et al., 2016, с изменениями), Сифорд Хед (по Thibault et al., 2016; Jarvis et al., 2023, с изменениями), Пуаньи (по Pearce et al., 2005, с изменениями – ми), Транч и Лагердорф (по Pearce et al., 2022, с изменениями). Сокращения. К разрезу Губбио: D.con. = Dicarinella concavata, Rc = Radotruncana calcarata. К разрезу Кудрино-1: В.р. = Bolivinoidea pustulata, В. incr. = Bolivina incrassata, Bolivin. decorat. = Bolivinoidea decorata, R. szajin. praecurs. = Reussella szajinochae praecursor; В.pt = Bolivinoidea petersoni. К разрезу Пуаньи: В.incr. = Bolivina incrassata, sq = Goniatheuthis granulataquadrata, li/q = Sphenoceramus linguat / Goniatheuthis granulata, M/gr = Marsupites testudinarius / Goniatheuthis granulata, gr = Goniatheuthis granulataquadrata, li/q = Sphenoceramus linguat / Goniatheuthis quadrataquadrata, ptilula = Offaster ptilula, pi/se = Offaster ptilula/Galeola senonensis, senon = Galeola senonensis, papil = Galeola papillosa, co/gr = Echinocorys conica/Goniatheuthis quadrata gracilis, gr = Goniatheuthis quadrata gracilis, sc = Belemnitella mucronata senior, co/m = Echinocorys conica/Belemnitella mucronata, bas/spin = Galerites papillosa basiplana/ Trachyscarphites spiniger, vulgari = Galerites vulgari, polypl = Bostrochoceras polyplacum, langei = Belemnitella langei. Изотопные события, скоррелированные по даным (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022): Langei, Laegerdorf, Pre-LSaE, Vulgaris, Trunch, Papillosa, Senonensis, Mid-Samptonian Event. Изотопные события, скоррелированные в данной работе, с учетом корреляции (Thibault et al., 2016; Pearce et al., 2022): SCBE — сантон-кампанское, MSAe — середины кампана, LSAe — позднего кампана. Пунктир — корреляция на основе палеомагнитных данных.

одно и то же событие. Граница нижнего и верхнего кампана при такой корреляции должна быть проведена существенно ниже, чем в (Thibault et al., 2016). Это подтверждается и сравнением положения МСаЕ в разрезе Губбио, где оно обозначено вблизи кровли зоны UC15a наннопланктона, т.е. относительно высоко в верхнем кампане (Thibault et al., 2016), и в разрезе Лагердорф, где это событие расположено выше кровли зоны UC15a.

Если следовать изотопной корреляции, предложенной в работе (Pearce et al., 2022), то событие МСаЕ, прослеживающееся в разрезе Транч, отвечает одноименному событию по (Thibault et al., 2016) и уровню последнего присутствия *Goniatites quadrata gracilis* (Stolley) в разрезе Лагердорф, что выглядит вполне правдоподобно с учетом данных по польским разрезам и корреляций по бентосным фораминиферам (Walaszczuk et al., 2016). В разрезах Крыма находки *Goniatites* крайне редки (Йолкичев, Найдин, 1999), а их точное положение в кампанской последовательности, к сожалению, неизвестно.

Еще один потенциальный уровень изотопной корреляции расположен в кровле изученного разреза (интервал VI, рис. 15). Он отвечает самым низким значениям $\delta^{13}\text{C}$ и может быть сопоставлен с изотопным событием LCaE (Late Campanian Event). Хотя на схеме корреляции этот уровень приходится на слои с *Bolivina* *peterssoni* (БФК-9), он попадает в интервал, где продолжают совместно встречаться *B. monterelensis* и *B. decorata*, аналогично разрезу Пуаньи, в котором зона *Brotzenella monterelensis*, ограниченная сверху по появлению "*Bolivina*" (= *Coryphostoma*) *incrassata* (Robaszynski et al., 2005), имеет больший объем. Кроме того, последнее нахождение диноцист *Palaeohystrichophora infusorioides* и *Eochosphaeridium? masureae* в разрезах Пуаньи и Транч почти аналогично по отношению к изотопному уровню LCaE и приходится на его основание (Pearce et al., 2022). В разрезе Кудрино-1 это событие фиксируется по единичному уровню немного ниже основания негативного изотопного экскурса в интервале VI, что очень близко к таковому в упомянутых разрезах. К сожалению, этот негативный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ пока не подтвержден в других разрезах на территории Крыма, а учитывая, что он установлен на основании единственного образца, то, безусловно, нуждается в дополнительном обосновании.

Остальные менее выразительные изотопные экскурсы коррелировать достаточно проблематично и чревато ошибочными выводами, во всяком случае до получения надежных изотопных данных для полного разреза кампана Крыма.

Из проведенной корреляции (рис. 17) следует, что биостратиграфические события, если их сопоставлять с хорошо опознаваемыми изохронными уровнями, проведенными по смене магнитной

полярности или изотопным экскурсам, являются в разной степени диахронными. Хотя это хорошо известно (Гужиков, Барабошкин, 2006; Гужиков и др., 2021б; Jarvis et al., 2023), первичными маркерами ("событиями") для большинства меловых GSSP являются биостратиграфические (Kennedy et al., 2004, 2005; Walaszczuk et al., 2021 и др.). В этой связи мы предлагаем изменить подход к установлению границ ярусов и подъярусов и проводить их по наиболее заметным палеомагнитным или изотопным событиям, вблизи соответствующих биотических событий, по которым эти границы изначально и были намечены. Де-факто этот подход уже в какой-то мере реализован при выборе ряда меловых GSSP (например, Odin, Lamaurelle, 2001; Kennedy et al., 2005, 2017), в том смысле, что положение первичного биостратиграфического маркера находится вблизи или на уровне какого-либо изотопного события.

Предложения по проведению границы нижнего и верхнего кампана

Как уже отмечалось, граница нижнего и верхнего кампана в российской шкале принята в основании аммонитовой зоны *Hoplitoplacenticeras marroti* (Олферьев, Алексеев, 2003). Находки этого аммонита неизвестны на территории России и, более того, крайне редки в Европе, включая стратотипическую местность кампана (Kennedy, 1986). Несмотря на встречаемость вида в Европе (Франция, Испания, Португалия, Бельгия, Германия), в Израиле, Таджикистане, в США, Анголе и на Мадагаскаре трассировать подошву верхнего кампана по находкам *Hoplitoplacenticeras marroti* весьма затруднительно.

Из ядер аммонитов зоны *Marroti* (включая сам вид-индекс) типового района верхнего кампана Аквитании (департамент Арьеж) был изучен наннопланктон, показавший ее принадлежность к подзоне CC18B (Kennedy et al., 1992), отвечающей подзоне UC14c середины нижнего кампана (Burnett, 1998). Зона CC18 — это зона совместного распространения, устанавливаемая как интервал между появлением *Broinsonia parca parca* (Stradner) Bukry и исчезновением *Marthasterites furcatus* (Deflandre in Deflandre et Fert) Deflandre (Sissingh, 1977).

Сочетание находок *Hoplitoplacenticeras* spp. (но не *H. marroti*) и наннопланктона подзоны CC18c приводится для разреза Мезино-Лапшиновка в Поволжье (Олферьев и др., 2004). Хотя комплекс наннопланктона справедливо интерпретируется как раннекампанский, стоит отметить его общую бедность.

В крымских разрезах Кудрино-2 и Аксу-Дере подвид *Broinsonia parca parca* появляется уже в верхней части сантона, в интервале прямой полярности хрона C34n, где встречены представители

Marsupites (Гужиков и др., 2021a, 2021b), а вид *Marthasterites furcatus* вообще не встречен. Таким образом, если использовать наннопланктон как косвенный критерий для прослеживания аммонитовой зоны *Hoplitoplacenticeras marroti*, мы зайдем в тупик, поскольку тогда в разрезах Кудрино и Аксу-Дере эта зона должна начинать кампан.

В работе (Олферьев, Алексеев, 2002), вслед за (Hardenbol et al., 1998), зона *Marroti* сопоставлена с зоной CC19 тетической шкалы по наннопланктону, относимой к “позднему раннему кампану” (Perch-Nielsen, 1985, p. 346). Согласно этой работе, верхний кампан начинается с зоны CC21 (Perch-Nielsen, 1985, p. 346), что отвечает середине верхнего кампана ОСШ (Олферьев, Алексеев, 2002).

Из сказанного понятно, что границы зон наннопланктона могут обладать значительной диахронностью и, к сожалению, их сложно использовать для определения подошвы нижнего кампана.

Важные сведения о находках *Hoplitoplacenticeras marroti* в нескольких метрах выше основания хрона нормальной полярности C33n приводятся для разреза Laño в Испании (Corral et al., 2016), что подтверждает близость подошвы этого хрона к подошве верхнего кампана. В разрезах Северной Испании появление *Hoplitoplacenticeras marroti* сопровождается находками морских ежей *Offaster pilula* (Küchler, 2000), однако в других регионах появление этих ежей (“событие *Pilula*”) происходит существенно раньше (рис. 17).

Hoplitoplacenticeras marroti были найдены в Техасе и Вайоминге (США) (Young, 1963; Cobban, Kennedy, 1992; Kennedy, Cobban, 2001 и др.). Находки из Вайоминга происходят из зоны *Vaculites obtusus* среднего кампана североамериканской шкалы (Cobban, Kennedy, 1992, p. 445) и, согласно данным (Leahy, Lerbekmo, 1995), должны быть отнесены к средней части интервала обратной полярности C33g. В той же самой работе (Leahy, Lerbekmo, 1995, fig. 11) указывается, что смена полярности C33g/C33n происходит стратиграфически выше — в середине зоны *Vaculites asperiformis*. На основе совместного нахождения *Vaculites obtusus* и *Hoplitoplacenticeras marroti* кампанский ярус североамериканской шкалы был скоррелирован с европейской шкалой и разделен на две части (Cobban et al., 2006, 2008), а подъярусная граница была совмещена с подошвой зоны *Vaculites obtusus* и датирована в 80.58 ± 0.55 млн лет назад.

Планктонные фораминиферы также не позволяют точно фиксировать положение подошвы верхнего кампана, если ее принимать в основании зоны *Marroti*. Согласно (Hardenbol et al., 1998; Олферьев, Алексеев, 2002), эта граница приходится на верхнюю часть зоны *Globotruncanita elevata*, но не совпадает с ее кровлей. При этом она попадает внутрь хрона обратной полярности C33g. В разрезе Губбио кровля зоны *G. elevata* проводится

в нижней части хрона C33n (Coccioni, Premoli Silva, 2015), т.е. она моложе, чем в разрезах Центральной Европы (см. рис. 17). Разрез Кудрино-1 в таком случае ближе именно к центральноевропейским разрезам.

Про бентосные фораминиферы уже было сказано выше, в соответствующем разделе. Здесь можно добавить, что в разрезах Нидерландов (Robaszynski et al., 1985) граница подъярусов кампана проводится по появлению белемнитов *Belemnitella mucronata* и БФ *Brotzenella monterelensis*, правда, после небольшого перерыва и при отсутствии *Hoplitoplacenticeras*. В скважине Пуаньи в Парижском бассейне (Robaszynski et al., 2005; Pearce et al., 2022) эта же граница (в оригинале — граница между нижней и верхней частями кампана) намечена в подошве зоны *Brotzenella monterelensis*. В разрезах на Русской плите граница нижнего и верхнего кампана проводится вблизи основания или в основании зоны *B. monterelensis* (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005; Олферьев и др., 2004; Беньямовский, 2008 и др.) и сопровождается появлением *Belemnitella mucronata mucronata* (v. Schlotheim), *Belemnitella mucronata senior* (Nowak), *Hoplitoplacenticeras coesfeldiense* и *H. vari* (Олферьев, Алексеев, 2005). Если обратиться к конкретным разрезам на ВЕП, то *Belemnitella mucronata mucronata* и *B. mucronata senior* указываются и из нижнего кампана (Олферьев и др., 2004, 2007a, 2007b). При этом надо отметить, что существование подвида *Belemnitella mucronata senior* вообще подвергается сомнению (Christensen, 1995).

В Крыму находки белемнитов редки, и в большинстве случаев их точная привязка неизвестна. В разрезе Кудрино-1, как уже было сказано, по появлению *Brotzenella monterelensis* биостратиграфически установлена подошва верхнего кампана, а *B. mucronata* по нашим данным появляется значительно выше (в Кудрино-3, см. описание разреза). Несмотря на то что белемниты широко применяются для деления кампана в Северной Европе (Ernst et al., 1979; Schulz et al., 1984; Christensen, 1995, 1997 и др.), использовать их в качестве надежного маркера подъярусной границы довольно сложно не только из-за диахронности их появления, но и из-за дискуссионности видовых признаков поздне меловых белемнитов и проблем идентификации.

Разрезов, в которых встречаются те или иные биостратиграфические маркеры, претендующие на использование для установления границы нижнего и верхнего кампана, довольно много, но, как следует даже из приведенной информации, все эти маркеры в разной степени диахронны. Поэтому мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана по изохронному уровню — границе магнитных хронов C33g и C33n. Этот уровень, расположенный между обр. 3169/52 и 3169/53 в разрезе Кудрино-1, лежит в пределах слоев с БФ *Bolivinooides*

decorata (БФК-6) и слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides vultziana* (БФК-7), находится на 0.5 м ниже начала изотопного события $\delta^{13}\text{C}$ МСаЕ и на 2.4 м выше подошвы зоны *Globotruncana ventricosa* по ПФ, приходится на середину интервала с комплексом диоцист с *Odontochitina porifera*—*Nelsoniella aceris* (ДК-3) и занимает положение внутри интервала подзон UC14d—UC15d по наннопланктону. Очевидно, что разрез Кудрино-1 по комплексности обоснования может быть потенциальным кандидатом в лимитотипы границы нижнего и верхнего подъярусов кампана или, по крайней мере, дополнительным разрезом к лимитотипу.

В дальнейшем, если возникнет необходимость в более детальном разделении кампанского яруса, существует достаточное количество изохронных уровней и в более высокой части кампанской последовательности. К ним, в частности, относится негативный изотопный экскурс LCaE, который, возможно, присутствует и в разрезе Кудрино-1, или хрон C32г, пока не выявленный в кампане Крыма.

ВЫВОДЫ

Подводя итог, можно сделать следующие выводы.

1. Получены новые данные по нижней части стратотипа кудринской свиты Кудрино-1, которые дополняют опубликованные ранее сведения по разрезам Кудрино-2 и Аксу-Дере (Гужиков и др., 2021а, 2021б). По своему комплексному охвату (аммониты, белемниты, иноцерамы, бентосные и планктонные фораминиферы, наннопланктон, диоцисты, жилианеллы, стабильные изотопы, палеомагнетизм и радиоизотопные датирование) они не уступают данным по наиболее хорошо изученным разрезам кампанского яруса — Губбио, Сиффорд Хед, Пуаньи, Транч, Лагердорф, с которыми проведена корреляция. В дальнейшем результаты по разрезу Кудрино могут быть дополнены и детализированы.

2. В разрезе установлен уровень границы нижнего и верхнего кампана ОСШ и европейской шкалы, подтверждаемый разными группами биоты и другими методами. Биостратиграфически наиболее убедительно этот уровень определяется по смене комплексов бентосных фораминифер и проводится по появлению *Brotzenella monterelensis*, аналогично разрезам, расположенным на Русской плите (Олферьев, Алексеев, 2003, 2005; Беньямовский, 2008 и др.), в Западной Европе (разрез Пуаньи) (Pearce et al., 2022; Robaszynski et al., 2005) и других регионах.

3. Подошва слоев с *Brotzenella monterelensis*, *Cibicides vultziana* (БФК-7) в разрезе Кудрино-1 почти совпадает с границей магнитных хронов C33г и C33н и с началом изотопного события $\delta^{13}\text{C}$ МСаЕ. Поэтому мы предлагаем проводить границу нижнего и верхнего подъярусов кампана

по подошве магнитного хрона C33н. Сам разрез Кудрино-1 в случае принятия такого предложения можно рассматривать как лимитотип границы нижнего и верхнего кампана в ОСШ при его двучленном делении или как дополнительный к лимитотипу МСШ разрез.

4. Палеомагнитная и изотопно-геохимическая корреляция позволила проследить и уточнить границу нижнего и верхнего кампана в других хорошо изученных разрезах и, в частности, исправить неточности изотопной корреляции с разрезом Губбио (Thibault et al., 2016). Стоит отметить, что, несмотря на все плюсы корреляции на основе изотопно-геохимических данных, в ряде случаев возникают заметные сложности в идентификации изотопных экскурсов. В этом смысле корреляция на основе палеомагнитных данных (при условии их хорошей сохранности) выглядит более однозначно, хотя, разумеется, и здесь могут быть проблемы. Использование не палеонтологических методов, наряду с биостратиграфическими, позволяет делать их взаимодополняющими и в целом повышает надежность корреляций, особенно в удаленных друг от друга регионах.

5. Получены первые результаты U—Pb датирования цирконов из слоя килевых глин вблизи интервала находок важных биостратиграфических маркеров — аммонита *Pachydiscus (Pachydiscus) launayi* и иноцерамов, характеризующих нижнекампанскую зону *Sphaeroceramus sagumensis*—*Cataceramus dariensis*. Датировка относится примерно к средней части зоны БФ *Bolivinooides pustulata* (БФК-5) и диоцистового комплекса ДК-2, а также к пограничному интервалу зон *Globotruncana elevata* и *Globotruncana ventricosa* ПФ. Средневзвешенное значение конкордантного возраста для двенадцати кристаллов циркона составило 77 ± 1 млн лет, при этом в большинстве кристаллов возраст варьирует от 77 до 80 млн лет, что дополнительно подтверждает раннекампанский возраст килевого прослоя.

Благодарности. Авторы признательны А.Г. Маникину и Е.В. Наумову (СГУ) за участие в полевых работах, В.А. Грищенко (СГУ) за помощь в отборе образцов и лабораторных исследованиях, И. Валашику (Варшавский университет, Республика Польша) за определения иноцерамов, Н. Кетгену (Университет природных ресурсов и естественных наук, Австрия) за обсуждение находок белемнитов, Б.Г. Покровскому (ГИН РАН) за консультации по геохимии изотопов, А.М. Захаревичу (СГУ) за проведение съемки раковин БФ на сканирующем микроскопе.

Мы благодарим рецензентов за большую работу с рукописью, способствовавшую существенному улучшению статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского

научного фонда № 22-17-00091, <https://rscf.ru/project/22-17-00091/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожных А.С.* Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012а. Т. 20. № 5. С. 25–64.
- Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф.* К вопросу о среднем кампане и нижней границе маастрихта на Восточно-Европейской платформе // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VI Всеросс. совещ., Геленджик, 10–15 сентября 2012 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Барабошкин К.Е., Бондаренко Н.А. Краснодар: Изд-во Кубанского гос. ун-та, 2012б. С. 8–11.
- Алексеев А.С.* Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
- Аркадьев В.В., Богданова Т.Н.* (Ред.). Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: Пангея, 1997. 357 с.
- Барабошкин Е.Ю.* Ихнокомплексы сантон-кампанских отложений (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МА-ОБТИ”, 2020. С. 24–27.
- Барабошкин Е.Ю.* Первая находка *Pachydiscus launayi* (De Grossouvre) в нижнекампанских отложениях (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2023. № 1. С. 31–34.
- Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Яхт-Языкова Е.А.* Стратиграфическая шкала мела России: состояние дел, основные проблемы, пути совершенствования // Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Сборник статей Всеросс. конф., Москва, 23–25 мая 2013 г. Ред. Федонкин М.А. М.: ГИН РАН, 2013. С. 289–297.
- Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Овечкина М.Н., Калякин Е.А., Копаевич 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 // Проблемы геологии и расширения минерально-сырьевой базы стран Евразии. Материалы Международной научной конференции. Ред. Жолтаев Г.Ж. Алматы: ТОО “Институт геологических наук К.И. Сатпаева”, 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.
- Барабошкин Е.Ю., Маринов В.А., Семаков Н.Н., Мирзабаев Д.А., Барабошкина Т.А.* Новые данные о кампанских отложениях р. Северная Сосьва (Северный Урал). Предварительные результаты // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ред. Барабошкин Е.Ю. Материалы XI Всеросс. совещ., Томск, 19–24 сентября 2022 г. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2022. С. 45–49.
- Бахмутов В.Г.* Палеоэоковые геомагнитные вариации. Киев: Наукова думка, 2006. 295 с.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 65–79.
- Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н.* Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2018. № 1. С. 26–35.
- Гужиков А.Ю.* Геологическая информативность магнетизма керна и шлама осадочных пород, полученных при бурении разведочных скважин // Приборы и системы разведочной геофизики. 2013. № 4 (46). С. 51–61.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю.* Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела тетического и бореального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.
- Гужиков А.Ю., Сурицкий А.М.* Способ оценки скорости осадконакопления. Патент на изобретение № 2633659. Дата государственной регистрации в Государственном реестре изобретений РФ 16.10.2017.
- Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Маленкина С.Ю., Маникин А.Г., Астаркин С.В.* Результаты палеомагнитных, петромагнитных и терригенно-минералогических исследований верхнебатских–нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 1. С. 45–66.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Гужикова А.А.* Новые био- и магнитостратиграфические данные по кампанским–маастрихтским отложениям классического разреза Нижняя Банновка (юг Саратовского Правобережья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 24–61.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А.* Новые данные по

- био- и магнитостратиграфии пограничного интервала сантона—кампана ЮЗ Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 76–80.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29. № 4. С. 71–117.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона—кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хеомостратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29. № 5. С. 27–58.
- Гужикова А.А. Первые магнитостратиграфические данные по маастрихту Горного Крыма (Бахчисарайский район) // Изв. Саратовского ун-та. Нов. сер. Сер.: Науки о Земле. 2019. Т. 18. Вып. 1. С. 41–49.
- Гужикова А.А., Рябов И.П., Копаевич Л.Ф. Новые палеомагнитные и микрофаунистические данные по турону—сантону разреза Аксу-Дере (ЮЗ Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всеросс. совещ., Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 24–27.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 75. Вып. 5. С. 48–59.
- Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
- Копаевич Л.Ф., Хотылев А.О. Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2014. № 6. С. 59–69.
- Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 114–131.
- Лебедева Н.К. Первая находка цист динофлагеллат в верхнемеловых отложениях Полярного Предуралья // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. № 8. С. 107–123.
- Лебединский В.И., Кириченко Л.Н., Ладан А.Н. Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма // Докл. АН СССР. 1974. Т. 218. № 6. С. 1442–1445.
- Маслакова Н.И. Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвин М.М. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.
- Маслакова Н.И. Зональная схема верхнего мела юга СССР по глоботрунканидам и методы ее разработки // Вопр. микропалеонтологии. 1977. Вып. 19. С. 77–98.
- Матвеев А.В. Палеогеографический анализ распространения известкового наннопланктона в позднем мелу юга Украины // Вестн. Харьковского нац. ун-та. Сер. геол.—геогр.—экол. 2015. № 42 (1157). С. 31–36.
- Михайлов Н.П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии (кампан, маастрихт) // Тр. ИГН. 1951. Вып. 129. Геол. сер. № 50. 142 с.
- Молоствовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1997. 180 с.
- Москвин М.М. Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 503 с.
- Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Янаскурт В.О. Меловые вулканические пояса и история формирования Черноморского бассейна // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2013. № 3. С. 6–18.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66–80.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Зональная стратиграфическая шкала верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 75–101.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 203 с.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С., Беньямовский В.Н., Вишневская Г.С., Иванов А.В., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Опорный разрез верхнего мела у села Мезино-Лапшиновка и проблемы границ сантона и кампана в Саратовском Поволжье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 69–102.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения СЗ Саратовской области. Статья 1. Разрез у д. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007а. Т. 15. № 6. С. 62–109.
- Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Овечкина М.Н., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения СЗ Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона //

- Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007б. Т. 16. № 3. С. 47–74.
- Плотникова Л.Ф., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Корбут Е.Б.* Меловая система. Верхний отдел // Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережье Черного моря). Ред. Тесленко Ю.В. Киев: Наукова думка, 1984. С. 74–84.
- Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., Колесникова А.А.* С-, О-, Sr- изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию на западном склоне Алданского щита (р. Олекма) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.
- Сельцер В.Б., Беньямовский В.Н.* Этапность эволюции головоногих моллюсков и бентосных фораминифер как основа деления кампана Восточно-Европейской платформы на три подъяруса // Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Материалы LX сессии Палеонтологического о-ва при РАН. Ред. Богданова Т.Н. СПб.: Палеонт. о-во при РАН, 2014. С. 117–120.
- Стратиграфия СССР. Меловая система. Ред. Москвин М.М. М.: Недра, 1986–1987. Полутом I. 340 с.; Полутом II. 326 с.
- Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии. Л.: Недра, 1967. 251 с.
- Шуменко С.И., Стеценко В.П.* Известковые наннофоссилии в верхнемеловых отложениях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 1. С. 130–137.
- agico.com — AGICO (Advanced Geoscience Instruments Company) [Электронный ресурс]. <https://www.agico.com/text/software/anisoft/anisoft.php>
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F.* Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian–Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1997. V. 67. P. 103–118.
- Bison K.-M., Wendler J., Versteegh G.J.M., Willems H.* *Tetrapropis terrina* sp. nov., a new calcareous dinoflagellate cyst from the Upper Campanian polyplacum zone of Lägerdorf (NW Germany) // J. Micropalaeontol. 2004. V. 23. P. 127–132.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.W., Mundil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.
- Blaszkiewicz A.* Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River valley, Poland: a stratigraphic and paleontological study // Prace Inst. 1980. Geol. V. 92. 63 p.
- Bown P.R., Young J.R.* Techniques // Calcareous nannofossil biostratigraphy (British Micropalaeontol. Soc. Ser.). Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall, 1998. P. 16–28.
- Bromley R.G.* A stratigraphy of marine bioerosion // The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Ed. McIlroy D. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2004. V. 228. P. 455–481.
- Burnett J.* Upper Cretaceous // Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall/Kluwer Academic Publ., 1998. P. 132–199.
- Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // Travaux Géophysiques. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Christensen W.K.* Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania, Sweden // Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca. 1986. № 57. P. 1–57.
- Christensen W.K.* Belemnite from the Upper Campanian and Lower Maastrichtian Chalk of Norfolk, England // Spec. Pap. Palaeontol. 1995. V. 51. 84 p.
- Christensen W.K.* Palaeobiogeography and migration in the Late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae // Acta Palaeontol. Polon. 1997. V. 42. № 4. P. 457–495.
- Christensen W.K.* Upper Campanian and Lower Maastrichtian belemnites from the Mons Basin, Belgium // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1999. V. 69. P. 97–131.
- Cobban W.A., Kennedy W.J.* Campanian Ammonites from the Upper Cretaceous Gober Chalk of Lamar County, Texas // J. Paleont. 1992. V. 66. № 3. P. 440–454.
- Cobban W.A., Walaszczyk I., Obradovich J.D., McKinney K.C.* A USGS Zonal table for the Upper Cretaceous middle Cenomanian–Maastrichtian of the Western Interior of the United States based on ammonites, inoceramids, and radiometric ages // U. S. Geol. Surv. Open-File Report 2006–1250, 2006. 46 p.
- Cobban W.A., Hook S.C., McKinney K.C.* Upper Cretaceous molluscan record along a transect from Virden, New Mexico, to Del Rio, Texas // New Mexico Geol. 2008. V. 30. № 3. P. 75–92.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48/1. P. 47–90.
- Corral J.-C., Pueyo E.L., Berreteaga A., Rodríguez-Pintó A., Sánchez E., Pereda-Suberbiola X.* Magnetostratigraphy and lithostratigraphy of the Laño vertebrate-site: implications in the uppermost Cretaceous chronostratigraphy of the Basque-Cantabrian Region // Cretaceous Res. 2016. V. 57. P. 473–489.
- De Grossouvre A.* Recherches sur la craie supérieure. 1: Stratigraphie Générale. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris: Imprimerie Nationale, 1901. 1013 p.
- Debiche M.G., Watson G.S.* Confidence limits and bias correction for estimating angles between directions with applications to paleomagnetism // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B12. P. 24405–24430.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B3. 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000487>

- Ernst G., Schmid F., Klischies G.* Multistratigraphische Untersuchungen in der Oberkreide des Raumes Braunschweig-Hannover // *Aspekte der Kreide Europas*. Ed. Wiedmann J. IUGS Ser. A. 1979. V. 6. S. 11–46.
- Farouk S., Jain S., Faris M., Elarmi Z., Ahmad F.* Campanian carbon isotope calibrated paleofertility estimates from north western Tunisia: inferences from calcareous nannofossils // *Marine Micropaleont.* 2019. V. 148. P. 78–102. <https://doi.org/10.1016/j.micropaleont.2019.03.009>
- Flügel E.* Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation and Application. Berlin: Springer, 2010. 894 p.
- Gale A.S., Batenburg S., Coccioni R., Dubicka Z., Erba E., Falzoni F., Haggart J., Hasegawa T., Ifrim Ch., Jarvis I., Jenkyns H., Jurowska A., Kennedy J.W., Maron M., Muttoni G., Pearce M., Petrizzo M.R., Premoli-Silva I., Thibault N., Voigt S., Wagreich M., Walaszczyk I.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Campanian Stage at Bottaccione (Gubbio, Italy) and its Auxiliary Sections: Seaford Head (UK), Boceniec (Poland), Postalm (Austria), Smoky Hill, Kansas (U.S.A), Tepayac (Mexico) // *Episodes*. 2023. № 2. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2022/022048>
- Gawor-Biedowa E.* Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, eastern Poland // *Palaeont. Polon.* 1992. V. 52. 187 p.
- Georgescu M.D.* Upper Cretaceous planktic foraminiferal biostratigraphy // *Studia UBB Geologia*. 2017. V. 61. P. 5–20.
- Georgescu M.D.* Monographic study of the Late Cretaceous representatives of the bolivinoiid benthic foraminifera // *Studia UBB Geologia*. 2018. V. 62. № 1. P. 5–57.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* (Eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. V. 1–2. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1144 p.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M.* (Eds.). *Geologic Time Scale 2020*. Vol. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.
- Hancock J.M., Gale A.S.* (Coord.). *The Campanian Stage* // *Proc. Second Int. Sympos. on Cretaceous Stage Boundaries*, Brussels, September 8–16, 1995. Eds. Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J. Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. 66-Suppl. P. 103–109.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C., Vail P.* Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // *SEPM Spec. Publ.* 1998. № 60. Charts 1, 4.
- 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: 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>
- Jagt J.W.M., Walaszczyk I., Yazykova E.A., Zatoń M.* Linking southern Poland and Northern Germany: Campanian cephalopods, inoceramid bivalves and echinoids // *Acta Geol. Polon.* 2004. V. 54. P. 573–586.
- Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., de Cabrera S.* Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sealevel change and correlation of the Tethys and Boreal realms // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 188. P. 215–248.
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.* Secular variations in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geol. Mag.* 2006. V. 143. P. 561–608.
- Jarvis I., Pearce M.A., Monkenbusch J., Jurkowska A., Ullmann C.V., Dubicka Z., Thibault N.* Carbon isotopes, palynology and stratigraphy of the Santonian–Campanian boundary: The GSSP auxiliary sections, Seaford Head (England) and Boceniec (Poland), and correlation between the Boreal and Tethyan realms // *Cretaceous Res.* 2023. V. 143. P. 105415.
- Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M.* Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. P. 1–34.
- Karpuk M.S., Shcherbinina E.A., Brovina E.A., Aleksandrova G.N., Guzhikov A. Yu., Shchepetova E.V., Tesakova E.M.* Integrated stratigraphy of the Upper Barremian–Aptian sediments from the south-eastern Crimea // *Geol. Carpathica*. 2018. V. 69. № 5. P. 498–511.
- Kennedy W.J.* Campanian and Maastrichtian ammonites from northern Aquitaine, France // *Spec. Pap. Palaeontol.* 1986. V. 36. 145 p.
- Kennedy W.J.* *The Ammonoidea of the Upper Chalk*. Part 1 // *Palaeontogr. Soc. Monographs*. 2019. V. 173. 112 p.
- Kennedy W.J., Cobban W.A.* Campanian (Late Cretaceous) ammonites from the upper part of the Anacacho limestone in South-Central Texas // *Acta Geol. Polon.* 2001. V. 51. № 1. P. 15–30.
- Kennedy W.J., Hansotte M., Bilotte M., Burnett J.A.* Ammonites and nannofossils from the Campanian of Nalzen (Ariège, France) // *Géobios*. 1992. V. 25. P. 263–278.
- Kennedy W.J., Gale A.S., Lees J.A., Caron M.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France // *Episodes*. 2004. V. 27. № 1. P. 21–32.
- Kennedy W.J., Walaszczyk I., Cobban W.A.* The Global boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, U.S.A. // *Episodes*. 2005. V. 28. № 2. P. 93–104.
- Kennedy W.J., Gale A.S., Huber B.T., Petrizzo M.R., Bown P., Jenkyns H.C.* The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Albian Stage, of the Cretaceous, the Col de Pré-Guittard section, Arnanon, Drôme, France // *Episodes*. 2017. V. 40. № 3. P. 177–188.
- Keutgen N.* The belemnite zonation of the uppermost Cretaceous in the Maastricht–Aachen–Liège, Brabant–Méhaigne and Mons areas (Belgium, southeast Netherlands) // *Netherlands J. Geosciences*. 2011. V. 90. № 2/3. P. 165–178.
- 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: John Wiley & Sons, 1989. P. 372–417.
- Kirsch K.-H.* Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // *Munchener Geowiss. Abh. Reihe A Geol. Paläont.* 1991. V. 22. P. 1–306.
- Koch W.* Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // *Geol. Jahrb.* 1977. A. 38. P. 11–123.
- Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. Spec. Iss. V. 441. P. 493–515.
- Kopaevich L.F., Alekseev A.S., Baraboshkin E. Yu., Beniamovskii V.N.* Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak peninsula (Western Kazakhstan) // *Geodivers.* 1999. V. 21. № 3. P. 407–418.
- Küchler T.* Upper Cretaceous of the Barranca (Navarra, northern Spain); integrated litho-, bio- and event stratigraphy. Part II: Campanian and Maastrichtian // *Acta Geol. Polon.* 2000. V. 50. № 4. P. 441–499.
- Leahy G.D., Lerbekmo J.F.* Macrofossil magnetobiostratigraphy for the upper Santonian–lower Campanian interval in the Western Interior of North America: comparisons with European stage boundaries and planktonic foraminiferal zonal boundaries // *Can. J. Earth Sci.* 1995. V. 32. P. 247–260.
- Lebedeva N.K.* Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // *Paleont. J.* 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Foraminiferal genera and their classification. New York: Van Nostrand Reinhold, 1987. 2031 p.
- Loeblich A.R., Tappan H.* Present status of foraminiferal classification // *Studies in Benthic foraminifera. Proc. of the Fourth Symposium on benthic foraminifera, Sendai, 1990.* Eds. Takayanagi Y., Saito T. Tokyo: Tokai University Press, 1992. P. 93–102.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronological Center Spec. Publ.* 2012. V. 5. P. 1–75.
- Magniez-Jannin F.* Cretaceous stratigraphic scales based on benthic foraminifera in West Europe (biochronohorizons) // *Bull. Soc. Geol. France.* 1995. № 166. P. 565–572.
- Mandur M.M.M.* Late Cretaceous nannofossil biostratigraphy and paleoecology in the NorthWestern Desert, Egypt // *Arabian J. for Science and Engineering.* 2016. V. 41. № 6. P. 2271–2284.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.* The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 156. P. 209–224.
- Nøhr-Hansen H.* Upper Cretaceous dinoflagellate cyst stratigraphy, onshore West Greenland // *Bull. Grønlands Geol. Undersøgelse.* 1996. V. 170. 104 p.
- Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Alsen P.A.* Cretaceous dinoflagellate cyst zonation for NE Greenland // *Geol. Mag.* 2019. <https://doi.org/10.1017/S0016756819001043>
- Odin G.S.* Description et illustration de quarante-quatre giliannelles (microproblematica) et dix autres microproblematica du Cretacé de la section stratotypique de Tercis (limite Campanien–Maastrichtien), Sud-Ouest France // *Notebooks on Geology. Mem.* 82. 2008a. <http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2008–M01/>
- Odin G.S.* Biostratigraphie de Radotruncana calcarata (foraminifere), des gilianelles et autres microproblematica dans le Campanien–Maastrichtien du domaine péryrénéen occidental // *Comptes Rendus Palevol.* 2008b. № 7. P. 195–203.
- Odin G.S.* Description de nouvelles Gilianelles (microproblematica) et de leurs expansions; identité, classification, évolution, distribution, biologie au Cretacé Supérieur // *Revue de Paleobiol.* 2009. V. 28. P. 175–209. URL: <http://www.ville-ge.ch/mhng/paleo/paleo-pdf/28–1/pal-28–1–10.pdf>
- Odin G.S.* Gilianelles: Late Cretaceous microproblematica from Europe and Central America // *Palaeontology.* 2011. V. 54. Pt. 1. P. 133–144.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A.* The global Campanian–Maastrichtian stage boundary // *Episodes.* 2001. V. 24. № 4. P. 229–238.
- Ogg J.G., Agterberg F.P., Gradstein F.M.* The Cretaceous Period // *The Geologic Time Scale 2004.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. P. 344–383.
- Ovechkina M.N., Alekseev A.S.* Quantitative changes of calcareous nannoflora in the Saratov region (Russian Platform) during the late Maastrichtian warming event // *J. Iberian Geol.* 2004. V. 31. P. 149–165.
- Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N., Proshina P.A., Ryabov I.A., Baraboshkin E. Yu., Guzhikov A. Yu., Mostovski M.B.* Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian–Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // *Cretaceous Res.* 2021. V. 119. 104706.
- Pearce M.A.* New genera and species of organic-walled dinoflagellate cysts from the Cenomanian to lower Campanian of the Trunch borehole, southeast England // *J. Micropalaeontol.* 2010. V. 29. P. 51–72.
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J.* Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) Chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2020. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104188>
- Pearce M.A., Jarvis I., Monkenbusch J., Thibault N., Ullmann C.V., Martinez M.* Coniacian–Campanian palynology, carbon isotopes and clay mineralogy of the Poigny borehole (Paris Basin) and its correlation in NW Europe // *Comptes Rendus. Geoscience — Sciences de la Planete.* 2022. V. 354. Spec. Iss. S3. P. 45–65.
- Perch-Nielsen K.* Mesozoic calcareous nannofossils // *Plankton Stratigraphy.* Ed. Bolli H.M., Saunders J.B.,

- Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1985. P. 329–426.
- Peryt D.* Planktic Foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River valley, Poland // *Palaeont. Polon.* 1980. V. 41. P. 3–101.
- Petrizzo M.R., Falzoni F., Premoli Silva I.* Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncana ventricosa Zone: comments on reliability and global correlations // *Cretaceous Res.* 2011. V. 32. № 3. P. 387–405.
- Radmacher W., Perez-Rodríguez I., Arz J.A., Pearce M.A.* Dinoflagellate biostratigraphy at the Campanian–Maastrichtian boundary in Zumaia, northern Spain // *Cretaceous Res.* 2014. V. 51. P. 309–320.
- Radmacher W., Mangerud G., Tyszká J.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous strata from two wells in the Norwegian Sea // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. V. 216. P. 18–32.
- Remin Z.* The Belemnella stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach // *Acta Geol. Polon.* 2012. V. 62. P. 495–533.
- Remin Z.* The Belemnella stratigraphy of the Upper Campanian–basal Maastrichtian of the Middle Vistula section, central Poland // *Geol. Quart.* 2015. V. 59. P. 783–813.
- Robaszynski F., Caron M.* Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée // *Bull. Soc. geol. France.* 1995. V. 166. № 6. P. 681–692.
- Robaszynski F., Bless M.J.M., Felder P.J., Foucher J.-C., Legoux O., Manivit H., Meessen J.P.M. Th., Van Der Tuuk L.A.* The Campanian–Maastrichtian boundary in the chalky facies close to the type-Maastrichtian area // *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf-Aquitaine.* 1985. V. 9/1. 113 p.
- Robaszynski F., Pomerol B., Masure E., Bellier J.-P., Deconinck J.-F.* Stratigraphy and stage boundaries in reference sections of the Upper Cretaceous Chalk in the east of the Paris Basin: the “Craie 700” Provins boreholes // *Cretaceous Res.* 2005. V. 26. № 2. P. 157–169.
- Sanjary S., Hadavi F., Notghi-Moghaddam M., Al-lameh M.* Calcareous nannofossils from chalky limestone interval of the Abderas formation in the Kopet Dagh range, NE Iran // *Iranian J. Earth Sci.* 2019. V. 11. P. 47–55.
- Schönfeld J.* Zur Stratigraphie und Ökologie benthischer Foraminiferen im Schreibkreide-Richtprofil von Lägerdorf/Holstein // *Geol. Jb. (A).* 1990. V. 117. P. 3–151.
- Schulz M.-G., Ernst G., Ernst H., Schmid F.* Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section of the Upper Cretaceous White Chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): definition and proposals // *Bull. Geol. Soc. Denmark.* 1984. V. 33. P. 203–215.
- Siegl-Farkas Á.* Dinoflagellate stratigraphy of the Senonian formations of the Transdanubian Range // *Acta Geol. Hungarica.* 1997. V. 40/1. P. 73–100.
- Siegl-Farkas Á., Wagreich M.* Correlation of palyno- (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary) // *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research. 1000 years Austria & 1100 years Hungary.* Budapest: MÁFI (Geological Institute of Hungary), 1996. P. 127–135.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nanoplankton // *Geologie en Mijnbouw.* 1977. V. 56. P. 37–65.
- Slimani H.* Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique, Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): biozonation et corrélation avec d’autres régions en Europe occidentale // *Geol. Palaeontol.* 2001. V. 35. P. 161–201.
- Slimani H., Louwye S., Dusar M., Lagrou D.* Connecting the Chalk group of the Campine Basin to the dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Campanian to Danian in Borehole Meer (northern Belgium) // *Netherlands J. Geosci.* 2011. № 90. P. 129–164.
- Swiecicki A.* A foraminiferal biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian chalks of the United Kingdom. Unpublished C. N.A.A PhD Thesis. Plymouth Polytechnic University, 1980. V. 1. 358 p.; V. 2. 156 p.
- Tappan H.* The Paleobiology of Plant Protist. San Francisco: Freeman, 1980. 1028 p.
- Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // *Paleoceanography.* 2016. V. 31. P. 847–865.
- Versteegh G.J.M., Servais T., Streng M., Munnekes A., Vachard D.* A discussion and proposal concerning the use of the term Calcispheres // *Palaeontology.* 2009. V. 52. P. 343–348.
- Voigt S., Friedrich O., Norris R.D., Schönfeld J.* Campanian–Maastrichtian carbon isotope stratigraphy: shelf-ocean correlation between the European shelf sea and the tropical Pacific Ocean // *Newslett. Stratigr.* 2010. V. 44. № 1. P. 57–72.
- Voigt S., Gale A.S., Jung C., Jenkyns H.C.* Global correlation of Upper Campanian–Maastrichtian successions using carbon-isotope stratigraphy: development of a new Maastrichtian timescale // *Newslett. Stratigr.* 2012. V. 45. № 1. P. 25–53.
- Walaszczyk I.* Biostratigraphie und Inoceramen des oberen Unter-Campan und unteren Ober-Campan Norddeutschlands // *Geol. Paläont. Westfalen.* 1997. Hf. 49. 111 S.
- Walaszczyk I.* Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland // *Acta Geol. Polon.* 2004. V. 54. P. 95–168.
- Walaszczyk I., Cobban W.A.* Palaeontology and biostratigraphy of the Middle-Upper Coniacian and Santonian of the US Western Interior // *Acta Geol. Polon.* 2006. V. 56. P. 241–348.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., Harries P.J.* Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Campanian and Maastrichtian of the United States Western Interior Basin // *Rev. Paléobiol.* 2001. V. 20. № 1. P. 117–234.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., Wood C.J., Kin A.* The ‘Inoceramus’ azerbaijanensis fauna (Bivalvia) and its value for chronostratigraphic calibration of the European Campanian

- (Upper Cretaceous) // Bull. l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 2008. V. 78. P. 229–238.
- Walszczyk I., Jagt J.W.M., Keutgen N. The youngest Maastrichtian 'true' inoceramids from the Vijlen Member (Gulpen Formation) in northeast Belgium and the Aachen area (Germany) // Netherlands Journ. Geosci.—Geol. en Mijnbouw. 2010. V. 89. P. 147–167.
- Walszczyk 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.
- Walszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim C., Jarvis I., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman B.B., Schioler P., Todes J., Uličný D., Voigt S., Wiese F., Linnert Ch., Püttmann T., Toshimitsu S. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // Episodes. 2021. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021022>
- Wendler J. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation // Earth Sci. Rev. 2013. V. 126. P. 116–146.
- Wendler J., Willems H. Pithonelloid wall-type of the Late Cretaceous calcareous dinoflagellate cyst genus Tetraropsis // Rev. Palaeobot. Palynol. 2004. V. 129. P. 133–140.
- Williams I.S. U–Th–Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
- Young K. Upper Cretaceous ammonites from the Gulf Coast of the United States // Univ. of Texas. 1963. № 6304. VIII+373 p.

Рецензенты

А. С. Алексеев, М. А. Рогов, Е. А. Языкова

Reference Section of the Campanian Stage of the Southwestern Crimea: Problems of Substage Subdivision and Global Correlation

E. Yu. Baraboshkin^{a, c, #}, A. Yu. Guzhikov^b, G. N. Aleksandrova^{c, a}, V. V. Akinin^d, I. P. Ryabov^c, M. A. Ustinova^{c, a}, N. A. Rtischev^{a, c}, V. S. Vishnevskaya^c

^a Moscow State University, Moscow, Russia

^b Saratov State University, Saratov, Russia

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

^d North-Eastern Complex Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Magadan, Russia

[#] e-mail: barabosh@geol.msu.ru

This paper is devoted to new data on the stratigraphy of Campanian deposits in the stratotype of the Kudrinskaya Formation of South-Western Crimea. For the first time, integrated sedimentological, biostratigraphical (ichnofossils, cephalopods, inoceramids, foraminifera, dinocysts, nannoplankton, gilianellids), isotope-geochemical, palaeo- and petromagnetic characteristics of the section were obtained. The boundary of the lower and upper Campanian is determined, confirmed by U–Pb dating of zircons from the well-known keel (bentonite) clay layer in the interval of 77–80 Ma. It is proposed to accept the Campanian substages boundary of the General Stratigraphic Chart of Russia (with a two-fold subdivision) at the top of the C33r Magnetic Chron, located near the $\delta^{13}\text{C}$ isotopic excursion “MCaE” — Mid-Campanian Event, near the first occurrence of the benthic foraminifer *Brotzenella monterelensis* and a number of other traditional biomarkers.

Keywords: Kudrino Formation, Upper Cretaceous, stratigraphy, belemnites, ammonites, inoceramids, foraminifera, nannoplankton, dinocysts, gilianelles, magnetostratigraphy, Chron 33r, stable isotopes

УДК 551.79

ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА ПЕСКОВ СО СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫМИ КОМПЛЕКСАМИ ТЕРИОФАУНЫ В НИЗОВЬЯХ РЕКИ ОБЬ БЛИЗ ПОСЕЛКА ХАШГОРТ (СЕВЕР ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

© 2024 г. И. Д. Зольников^{1, 2}, А. В. Бородин^{3, 4, *}, Е. А. Филатов¹, С. Е. Коркин^{3, 5}, Е. А. Маркова³, Л. Э. Ялковская³, А. Т. Галимов^{3, 4}, П. С. Левицкая^{1, 2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург

⁴Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия

⁵Нижевартовский государственный университет, Нижневартовск, Россия

*e-mail: bor@ipae.uran.ru

Поступила в редакцию 15.01.2023 г.

После доработки 24.08.2023 г.

Принята к публикации 16.09.2023 г.

Более полувека оставался нерешенным вопрос — почему во флювиальных песках, залегающих поверх среднечетвертичного диамиктона в двух близкорасположенных разрезах около пос. Хашгорт в низовьях р. Обь, содержатся разновозрастные териофауны: позднечетвертичная (430 км от устья Оби) и среднечетвертичная (442 км от устья Оби — обычно упоминается как “440 км”). Это противоречило общепринятым представлениям, согласно которым в данном районе предполагалось отсутствие среднечетвертичного аллювия, и ставило под вопрос либо адекватность событийной истории плейстоцена севера Западной Сибири, либо корректность современных принципов стратиграфической диагностики палеофауны мелких грызунов. В данной статье представлены результаты сравнения двух разрезов с использованием геологических и палеонтологических методов, а также предложена обновленная биостратиграфическая интерпретация материалов, относящихся к каргинскому и тазовскому горизонтам Западной Сибири, собранных в 1980-х и 2016–2022 годах. Проведенные исследования позволили установить, что позднечетвертичный комплекс териофауны из разреза 430 км Оби приурочен к аллювию II надпойменной террасы Оби, а среднечетвертичная ассоциация мелких грызунов в местонахождении 442 км Оби происходит из флювиогляциальных песков с остатками мелких грызунов близкого переотложения из отторженцев в среднечетвертичном хашгортском валунодержателем пескоалевропелите. Таким образом, удалось согласовать геологические и палеонтологические данные, находившиеся более полувека в противоречии.

Ключевые слова: стратиграфия, плейстоцен, мелкие млекопитающие, аллювий, флювиогляциал, отторженцы, Нижнее Приобье

DOI: 10.31857/S0869592X24020044, EDN: DECPJI

ВВЕДЕНИЕ

Четвертичные комплексы териофауны являются традиционными объектами биостратиграфических, биохронологических и палеоэкологических исследований (Агаджанян, 1979, 2009; Зажигин, 1980; Смирнов, 1994; van Kolfshoten, 1995; Вангенгейм и др., 2001; Hernández Fernández, 2001; Тесаков, 2004; Maul, Markova, 2007; Эволюция..., 2008 и др.), а эволюционные характеристики широко распространенных руководящих форм мелких млекопитающих служат корреляционными

сигналами при сопоставлении стратиграфических подразделений различного ранга. В ходе анализа материалов из отложений флювиального генезиса важнейшим моментом при решении задач региональных и межрегиональных сопоставлений является определение степени переотложения остеологического материала как для оценки валидности самого фаунистического комплекса в целом, так и при использовании морфологических характеристик отдельных таксонов как показателей эволюционного уровня фаун и относительного возраста вмещающих отложений. Для территории севера

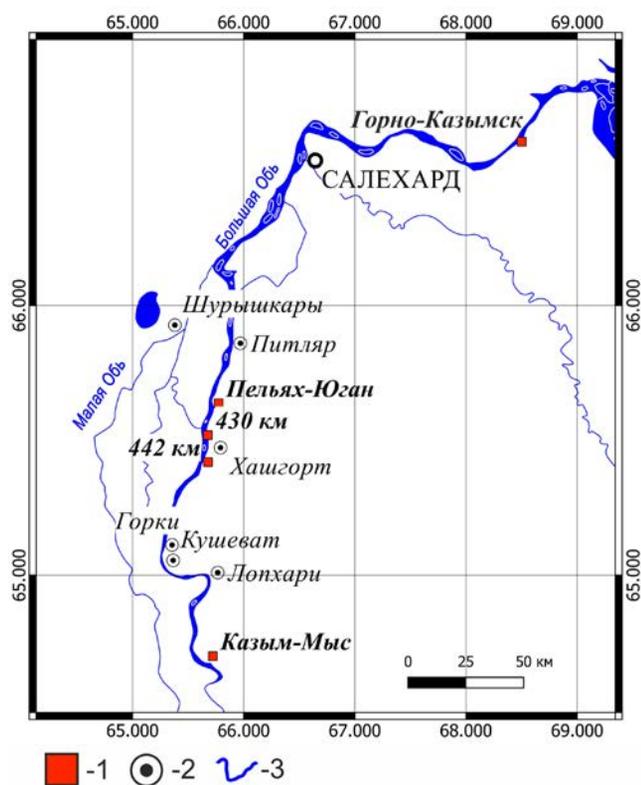


Рис. 1. Район исследований.

1 — местонахождения геологических разрезов (№ 1 — 430 км; № 2 — 442 км); 2 — населенные пункты; 3 — гидросеть.

Западно-Сибирской равнины на протяжении десятилетий нерешенным оставался вопрос — почему в “мусорных” песках над мореной около поселка Хашгорт на правом берегу Большой Оби (рис. 1), которые традиционно относили к верхнечетвертичным образованиям (Архипов, 1997), находится как позднечетвертичная (430 км от устья Оби), так и среднечетвертичная териофауна (442 км от устья Оби) (Смирнов и др., 1986; Бородин, Косинцев, 2001). Здесь и далее километраж дается по речной лоции-карте. Под “мусорными” в данном случае понимаются косослойчатые либо перекрестно- или мульдовидно-слоистые пески, в которых содержатся гравийной размерности окатыши алевропелитов и пескоалевропелитов, а также гравий литифицированных пород. Кроме хашгортских местонахождений на Большой Оби известны также сборы териофауны на левом берегу ее правого притока — р. Пельях-Юган (в другой транскрипции Пельот-Юган), где из аллювиальных песков террасы, сниженной до 4 м от бровки бечевника (под бечевником понимается пологий берег у основания обрывов, заливаемый во время весеннего паводка), получен позднечетвертичный комплекс териофауны, а также около поселка Казым-Мыс, где из песков в основании яра высотой более 25 м

(рис. 1) получен среднечетвертичный комплекс териофауны, возраст которого определяется палеонтологическим методом как вторая половина среднего плейстоцена.

Стратиграфическая диагностика отложений, вскрываемых в обрывах правобережья нижней Оби, осложняется тем, что гипсометрические отметки дневной поверхности здесь фактически не коррелируют с типом геологического разреза отложений (Зольников и др., 2021). В обнажениях района зафиксирована очень контрастная литологическая изменчивость отложений как по вертикали, так и по горизонтали, в результате которой могут принципиально различаться по геологическому строению расчистки в береговых обрывах на расстоянии всего лишь нескольких десятков метров друг от друга. По всей вероятности, именно этими затруднениями обусловлена проблема в определении геолого-геоморфологической позиции и пространственных взаимоотношений стратифицированных местонахождений фауны мелких млекопитающих. Если эволюционный уровень полевков из местонахождений фауны 430 км соответствует второй половине позднего неоплейстоцена и не противоречит ни геоморфологическим характеристикам береговых обнажений, ни положению в разрезе костеносных слоев, ни радиоуглеродным датам (Смирнов и др., 1986; Материалы..., 1994), то среднечетвертичный уровень хашгортской фауны явно входит в противоречие с официальными представлениями о позднечетвертичном возрасте отложений, вскрываемых в береговых обнажениях нижней Оби (Архипов, 1997; Астахов, 2006, 2009 и др.). Недавно получены новые комплексные данные по местонахождению Хашгорт–Большая Обь 440 км (Vorodin et al., 2023), что позволяет дать характеристику не только териофауне, но и залегающим совместно с ней комплексам насекомых и растений (по данным анализа макроостатков).

Цель данной работы — охарактеризовать геологический контекст обобщенных палеонтологических данных, полученных в разные годы на ключевых обнажениях около пос. Хашгорт у 430 км и 442 км от устья Оби, и представить их биогеографическую интерпретацию.

СТРАТИГРАФИЯ РАЙОНА

Прежде всего охарактеризуем стратиграфию района (табл. 1). Согласно официально утвержденной стратиграфической схеме (Унифицированная..., 2000), на территории Западной Сибири в состав верхнего неоплейстоцена входят четыре горизонта палеоклиматического обоснования: казанцевский межледниковый (130–100 тыс. лет назад), ермаковский (раннезырянский) ледниковый (100–50 тыс. лет назад), каргинский

Таблица 1. Стратиграфические схемы четвертичных отложений района

Ступени стратиграфической шкалы РФ (Постановления..., 2008)	Региональная схема Западно-Сибирской равнины (Унифицированная..., 2000)	Архипов, 1997	Зольников и др., 2022
Ш ₄	Сартанская морена	Сартанская морена (несколько стадий) и низкие террасы	Субаэральный покров
Ш ₃	Каргинский мариний	Верхнекаргинский аллювий Лохподгорская морена Золотомысский аллювий	Лохподгорский субаэрал Кушеватский аллювий
Ш ₂	Ермаковская морена	Хашгортская морена Богдашкинские слои Кормужихантская морена	Казыммыский лимногляциал
Ш ₁	Казанцевский мариний	Казанцевский мариний	Золотомысский и шурьшкарский аллювий
П ₄	Тазовская морена	Тазовская морена	Хашгортский гляциокомплекс
П ₃	Ширтинский аллювий	Ширтинский аллювий	Питлярские пески

межледниковый (50–25 тыс. лет назад), сартанский (позднезырянский) ледниковый (25–11 тыс. лет назад). Интересующий нас район охватывает участок вдоль правобережья р. Большая Обь от устья р. Казым до слияния рек Большая и Малая Обь (рис. 1). Для низовьев р. Обь региональная стратиграфическая схема была детализирована в конце XX в. С.А. Архиповым (1997), который выделил внутри каргинского горизонта три подгоризонта: нижнекаргинский, представленный харсоимским маринием и золотомысским аллювиом, верхнекаргинский, представленный аллювиом и палеопочвами, а также разделяющий их среднекаргинский с возрастом 33–30 тыс. лет, представленный лохподгортской мореной и казыммыским лимногляциалом. Для ермаковского горизонта С.А. Архиповым было также предложено трехчленное деление на нижнюю кормужихантскую морену, верхнюю хашгортскую морену и разделяющие их богдашкинские слои возрастом 80–65 тыс. лет. Непосредственно на правобережье р. Большая Обь геологический разрез начинается с хашгортской морены и надстраивается золотомысским аллювиом, который, в свою очередь, перекрывается казыммыским лимногляциалом. В эти отложения врезаются низкие надпойменные террасы и поймы, а на водоразделе аллювий замещается субаэральным покровом.

Впоследствии при реализации международных проектов PECHORA и QUEEN было получено большое количество новейших радиоуглеродных (AMS) и оптико-люминесцентных (OSL)

дат (Астахов, 2006, 2009; Астахов, Назаров, 2010), с учетом которых устоявшиеся стратиграфические построения, основанные на обычном радиоуглеродном анализе, нередко дававшим на севере омоложенные за счет примеси современной мелкой органики “условно-конечные” даты, были подвергнуты кардинальной ревизии. Стратиграфические построения С.А. Архипова были существенно упрощены. Возраст морских каргинских отложений оказался соответствующим первому межледниковью верхнего неоплейстоцена (около 130–120 тыс. лет), а возраст казанцевских морских отложений оказался среднееоплейстоценовым (около 240–190 тыс. лет). Для хашгортского гляциокомплекса определен среднечетвертичный возраст (ориентировочно в хронологическом интервале 130–180 тыс. лет). Кроме того, было доказано, что сартанского покровного ледника и соответствующего ему подпрудного бассейна на севере Западной Сибири не было. Также было выяснено, что не было лохподгорского оледенения, а значит, и соответствовавшего ему гляциокомплекса.

Основываясь на новых геохронометрических данных и детальных описаниях опорных разрезов, для нижней Оби была разработана местная стратиграфическая схема (Зольников и др., 2022), согласно которой историю формирования четвертичных отложений в районе правобережья Большой Оби можно представить в виде следующей событийной последовательности: 1) 180–250 тыс. лет назад (МИС7), питлярский аллювий; 2) 180–130 тыс. лет назад (МИС6), хашгортский гляциокомплекс: нижняя

пачка ленточных глин, диамиктон основной морены с отторженцами питлярских песков и хашгортских ленточных глин, верхняя пачка ленточных глин, флювиогляциальные пески; 3) 130–110 тыс. лет назад (МИС5e), золотомысский аллювий и шурышкарский торфяник; 4) 110–60 тыс. лет назад (МИС5b, 5d), казыммысский гляциокомплекс: лимногляциальные ленточно-слоистые глины, алевриты, пески и флювиогляциальные пески этапа спуска подпрудного озера; 5) 60–25 тыс. лет назад (МИС3): кушеватский аллювий (II надпойменная терраса) и фациально замещающий его лопхаринский субаэральный комплекс; 6) 25–15 тыс. лет назад (МИС2), субаэральный покров: лёссы, эоловые пески, делювий, солифлюксий, термокарстовый лимний, палеопочвы и торфяники; 7) 15–11.5 тыс. лет назад, I надпойменная терраса; 8) последние 11.5 тыс. лет назад (МИС1): пойменная терраса, делювий, голоценовые торфяники, почвы, солифлюксий.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

При анализе палеонтологических материалов в работе использованы как опубликованные данные

по составу четвертичных фаун и флор из нижнеобских местонахождений (Бородин, Смирнов, 1984; Смирнов и др., 1986; Панова и др., 1988; Киселев, 1988; Материалы..., 1994; Бородин, Косинцев, 2001; Borodin et al., 2023), так и новые сборы 2016–2022 гг., проведенные в рамках полевых работ Лаборатории филогенетики и биохронологии Института экологии растений и животных (ИЭРиЖ) УрО РАН (рис. 2, 3). Учитывая изменения таксономической интерпретации таксонов родового уровня некоторых грызунов подсемейства Arvicolinae на протяжении последних десятилетий, видовые списки приведены в соответствии с современным представлением о родовой принадлежности рассматриваемых форм (Абрамсон, Лисовский, 2012). Так, полевки, относившиеся ранее к роду *Microtus*, в настоящее время относятся к *Alexandromys* (полевка Миддендорфа и полевка-экономка) и *Lasiopodomys* (узкочерепная полевка).

Для определения эволюционного уровня фаун использованы копытные лемминги рода *Dicrostonyx*, а также серые полевки группы родов *Microtus sensu lato* — традиционные руководящие формы для корреляции стратиграфических подразделений севера Западной Сибири (Бородин и др., 2019). Определение

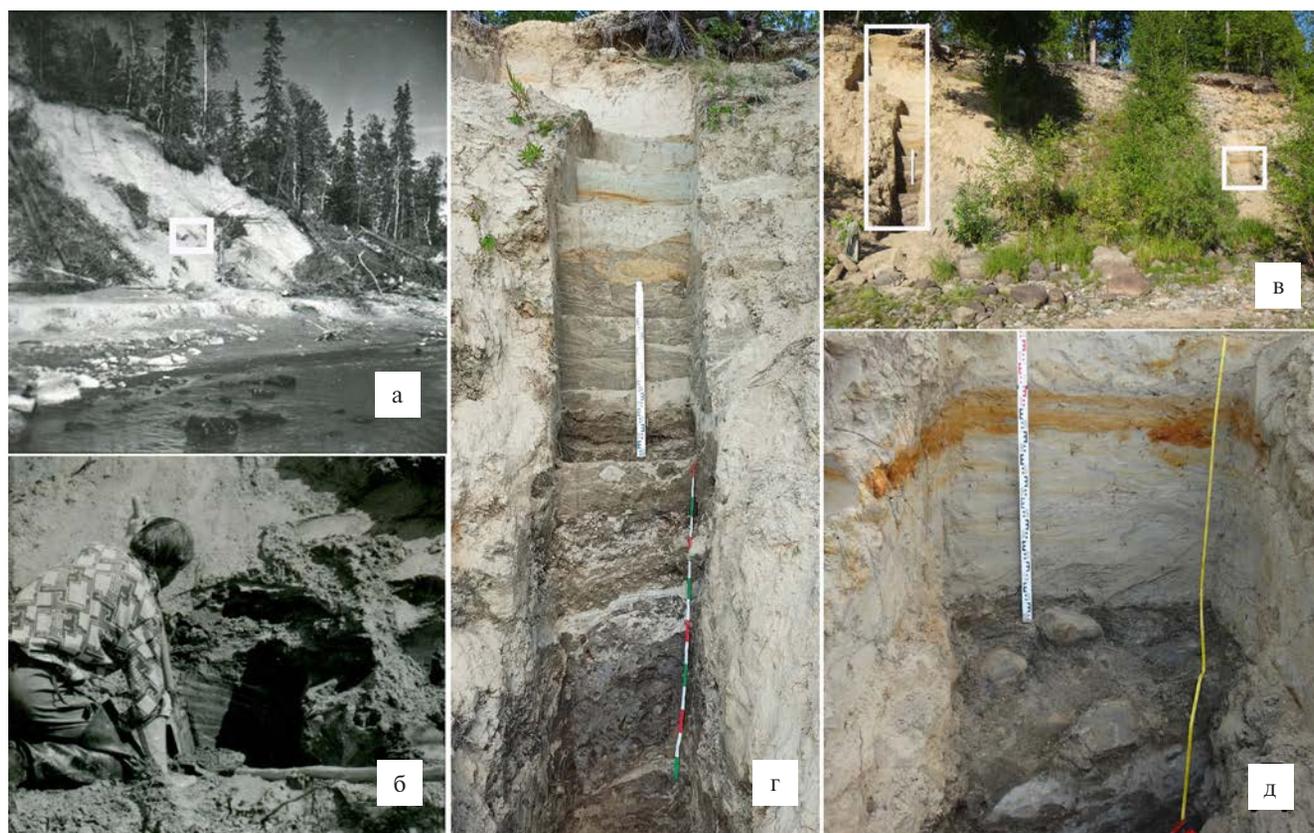


Рис. 2. Местонахождение 430 км: общий вид берегового обнажения и расчистки четвертичных отложений.

(а) — общий вид местонахождения 430 км в 1981 г., белым прямоугольником обозначено место отбора палеонтологического материала; (б) — место отбора палеонтологического материала из аллювиальных отложений, содержащих ископаемые остатки, 1981 г.; (в) — общий вид местонахождения 430 км в 2021 г., контурами отмечены места расчисток: белый вертикальный прямоугольник — расчистка 1, белый квадрат — расчистка 2; (г) — расчистка 1 местонахождения 430 км, 2021 г.; (д) — расчистка 2, нижняя часть, 2021 г.



Рис. 3. Местонахождение 442 км (другие названия — Хашгорт, Большая Обь 440 км): общий вид берегового обнажения четверичных отложений и их расчистки.

(а) — западная экспозиция правого берега Большой Оби в 1981 г.; стрелкой отмечен верх слоя, соответствующего слою 15 разреза 442 км; (б) — западная экспозиция правого берега Большой Оби в 2021 г., стрелкой отмечен верх слоя 15 разреза 442 км; (в) — процесс расчистки левого берега лога (северная экспозиция) разреза 442 км, стрелкой отмечен верх слоя 15 разреза; (г) — нижняя часть разреза 442 км, левый берег лога, северная экспозиция, стрелкой отмечен слой 15 разреза; (д) — расчистка слоев 15–18 разреза 442 км (западная экспозиция) на стыке с расчисткой левого берега лога (северная экспозиция).

серых полевков группы родов *Microtus* s.l. проводили с использованием предложенных ранее подходов (Бородин, 2009; Markova, Borodin, 2023). При определении хроновидов копытных леммингов основывались на трактовке Н.Г. Смирнова с соавторами (1997), согласно которой в рассматриваемом временном интервале последовательно сменили друг друга *D. simplicior* Fejfar, *D. gulielmi* Sanford и *D. torquatus* Pall. В рамках этой трактовки для *D. simplicior* характерно абсолютное преобладание морфотипа *sim* на первом и втором верхних зубах, второй и третий нижние зубы постепенно усложняются на протяжении среднего неоплейстоцена. У *D. gulielmi*

преобладающим морфотипом первого и второго верхних зубов становится более прогрессивный вариант *hen*, и начинается их усложнение вплоть до смены преобладающего морфотипа на вариант *tor* у современного *D. torquatus*. Число вымерших таксонов и интерпретация их границ у разных авторов различаются (Смирнов и др., 1986, 1997; Зажигин, 2003; Агаджанян, 2009; Borodin et al., 2023). В случаях несовпадения трактовки разных авторов, соответствие таксонов приводится в скобках при первом упоминании. Для экологической характеристики микротериофаун использованы разработанные ранее подходы (Markova et al., 2018, 2022).

Радиоуглеродные даты приведены в двух вариантах — без калибровки (в соответствии с оригинальными публикациями), а также с калибровкой. Калибровка осуществлена с помощью пакета Vchron, среды R с использованием калибровочной кривой IntCal20 (Haslett, Parnell, 2008; Reimer et al., 2020).

Макровизуальное описание отложений проводили традиционными полевыми методами по вертикальным расчисткам береговых обнажений. Замеры геологических границ между слоями в расчистках проводили при помощи рулеток, а также высокоточного GNSS оборудования EFT M3 Plus в качестве ровера и EFT M1 Plus в качестве

базовой станции. Съемка осуществлялась только в режиме высокой точности RTX (фикс.).

ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ С ТЕРИОФАУНОЙ НА ПРАВОМ БЕРЕГУ БОЛЬШОЙ ОБИ У ПОСЕЛКА ХАШГОРТ

Разрез 430 км от устья Оби по лощи. Находится на правом берегу Большой Оби в 5 км ниже по течению от поселка Хашгорт (65.51372 с.ш.; 65.67416 в.д.). Выполнено две расчистки (рис. 4).

Расчистка № 1 (на рис. 1—430 км). Правый берег Большой Оби. Расчистка в береговом обрыве

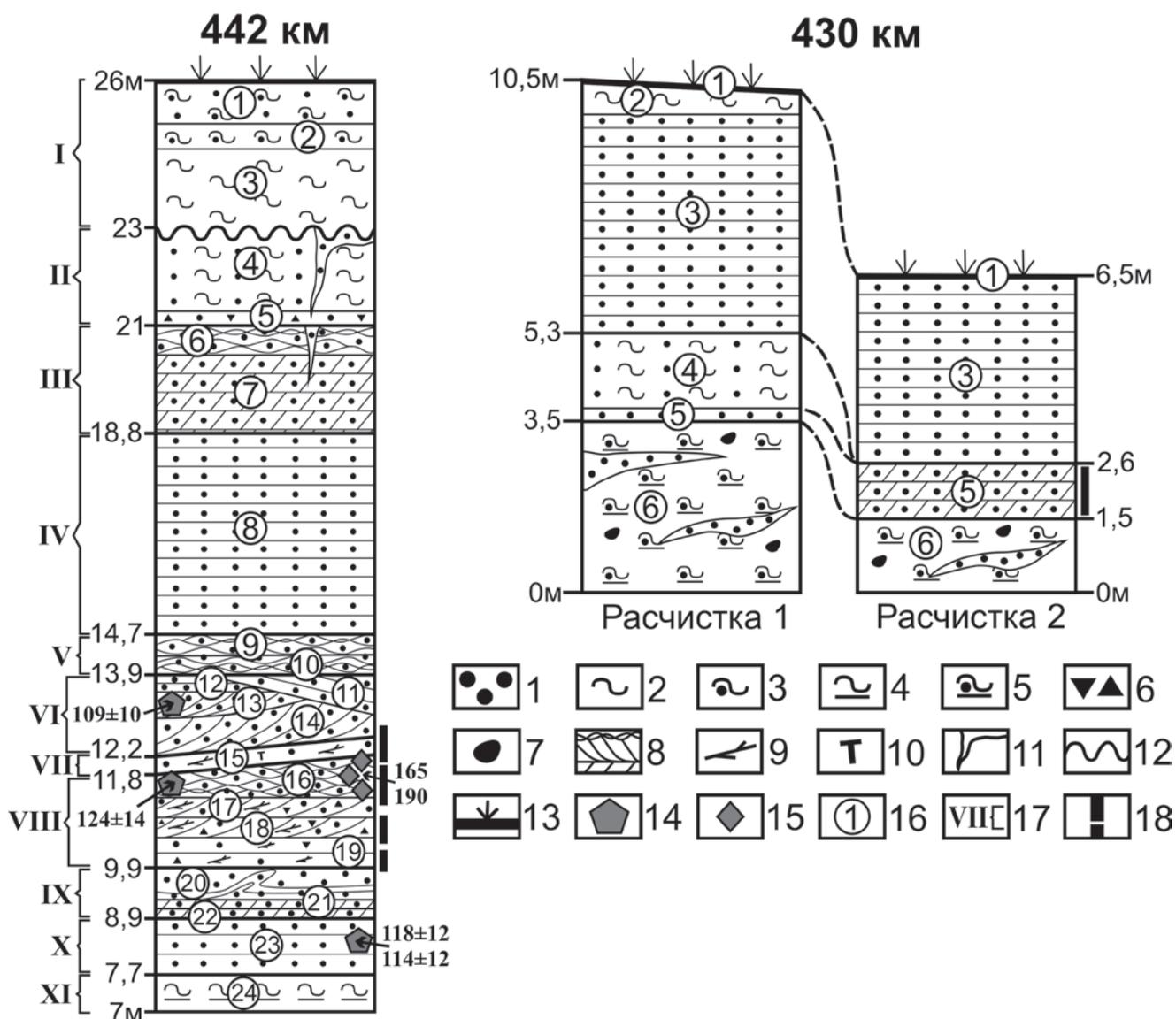


Рис. 4. Литологические колонки по обсуждаемым разрезам Нижней Оби (Шурьшкарский район, ЯНАО). 1 — песок; 2 — алеврит; 3 — алевроспесок; 4 — алевропелит; 5 — пескоалевропелит; 6 — дрова; 7 — гальки, валуны; 8 — слоистость; 9 — растительный детрит; 10 — аллохтонный торф; 11 — криогенные клинья; 12 — прослой с конволюциями; 13 — современная почва; 14 — ОСЛ-даты Лаборатории оптически стимулированной люминесценции ВСЕГЕИ; 15 — ОСЛ-даты Лаборатории люминесцентного датирования Орхусского университета (Дания); 16 — номера слов; 17 — номера пачек; 18 — места отбора териофауны.

высотой 10.5 м от бровки бечевника. Сверху вниз от дневной поверхности обнажаются:

0.0–0.1 м. Слой 1. Современная лесная почва с темно-серой дерниной и песчаным подзолистым почвенным горизонтом. Общая мощность почвы 0.1 м.

0.1–0.6 м. Слой 2. Алеврит светло-коричневый неслоистый. Мощность 0.5 м. Лёсс.

0.6–5.35 м. Слой 3. Песок светло-серый, мелкозернистый, с редкими тонкими субгоризонтальными параллельными прослоями, рыжеватыми за счет ожелезнения. Алевритовая и пелитовая примеси отсутствуют. Нижний контакт резкий, четкий, средневолнистый. Мощность 4.65 м. Нивейные пески.

5.35–6.8 м. Слой 4. Субпараллельное мелкое (с раздувами, выклиниваниями, линзами) переслаивание серого алеврита и светло-серого, иногда рыжеватого за счет ожелезнения мелкозернистого песка. Текстуры типа мутьевых потоков и оплывания на подводном прибрежном склоне. Нижний контакт четкий, резкий, облекающего типа, субгоризонтальный. Мощность 1.55 м. Оплывневые отложения.

6.8–6.9 м. Слой 5. Песок серый, параллельно-субгоризонтально-тонкослоистый, мелкозернистый. Мощность 0.1 м. Прирусловой аллювий.

6.9–8.7 м. Слой 6. Диамиктон серый с табачным оттенком, плотный — пескоалевропелит с редкими валунами и гальками ледогранниками, дресвой. Отмечаются наклонные деформированные полосы толщиной 5–10 см светло-серого промытого мелко-среднезернистого песка. Отторженцы песка в диамиктоне образуют гнейсовидную текстуру. Подошва не вскрыта. Видимая мощность 1.8 м. Основная монолитная хашгортская морена.

Расчистка № 2 (на рис. 1–430 км). Правый берег Большой Оби. Расчистка в береговом обрыве высотой 6 м от бровки бечевника, 8 м выше по течению Оби от расчистки № 1. Сверху вниз от дневной поверхности обнажаются:

0.0–0.2 м. Слой 1. Современная лесная почва с темно-серой дерниной и песчаным подзолистым почвенным горизонтом. Общая мощность почвы 0.2 м.

Слой 2. Уничтожен дефляцией.

0.2–3.9 м. Слой 3. Песок светло-серый, мелкозернистый, с редкими тонкими субгоризонтальными параллельными прослоями, рыжеватыми за счет ожелезнения (примерно через 30 см). Алевритовая и пелитовая примеси отсутствуют. Нижний контакт резкий, четкий, пологоволнистый. Мощность 3.7 м. Нивейные пески.

Слой 4. Уничтожен дефляцией.

3.9–4.9 м. Слой 5. Песок светло-серый, мелкими с желтоватым оттенком, мелкозернистый.

В прикровельном участке рыжеватый оттенок за счет ожелезнения. В приподошвенной части на протяжении 25 см косая слоистость с дресвой пескоалевропелита серого с табачным оттенком — “мусорный прослой” с териофауной позднео-плейстоценового возраста. В средней части слоя косая слоистость сменяется перистой, а в прикровельном участке — параллельной. Мощность 1.0 м. Русловой аллювий.

4.9–5.3 м. Слой 6. Диамиктон серый с табачным оттенком, плотный, неслоистый — пескоалевропелит с редкими валунами и гальками ледогранниками, дресвой. Наблюдаются уплощенные деформированные отторженцы светло-серого до белого хорошо промытого мелко-среднезернистого песка. Подошва не вскрыта. Видимая мощность 0.4 м. Кровля диамиктона неровная, со следами размыва и перемещения мелких полиэдрических обломочков диамиктона в вышележащий песок. Основная монолитная хашгортская морена.

Разрез 442 км от устья Оби по лощи. Находится на правом берегу Большой Оби в 7 км выше по течению от поселка Хашгорт (на рис. 1 — 442 км). Координаты: 65.40715 с.ш., 65.64085 в.д. Выполнена одна расчистка в овраге, перпендикулярном линии берегового обрыва высотой 26 м от бровки бечевника. Простирание стенки с востока (левая часть расчистки) на запад (правая часть). Сверху вниз от дневной поверхности из-под современной почвы вскрыты (рис. 4 — 442 км):

Пачка 1 (слои 1–3). Субаэральный покров. Мощность 3 м.

26.0–25.1 м. Слой 1. Песок и алевропесок неслоистые, с пятнисто-полосчатой текстурой. Солифлюксий. Мощность 0.9 м.

25.1–24.6 м. Слой 2. Алевропесок коричневый, гумусированный, с линзами и пятнами торфа. Палюстрий. Мощность 0.5 м.

24.6–23.0 м. Слой 3. Алеврит серо-зеленый, неслоистый. Солифлюксий. Мощность 1.6 м.

Пачка 2 (слои 4, 5). Казыммысский лимногляциал. Мощность 2 м.

23.0–21.1 м. Слой 4. Параллельное мелкое переслаивание светло-серого песка и серого алеврита. Встречается крошка глин дресвяной размерности. В кровле песчаный прослой инволюций мощностью 10–15 см, из подошвы которого прослеживается криогенный клин до подошвы слоя 4. Казыммысский лимногляциал. Мощность 1.9 м.

21.1–21.0 м. Слой 5. Параллельное переслаивание песка и алевропеска, встречаются гравий, мелкая галька литифицированных пород, а также алевропелитовая дресва. Уровень размыва (базальный слой лимногляциальных отложений). Срезает криогенный клин в нижележащих отложениях. Мощность 0.1 м.

Хашгортские флювиогляциальные (катафлювиальные) пески (рис. 5).

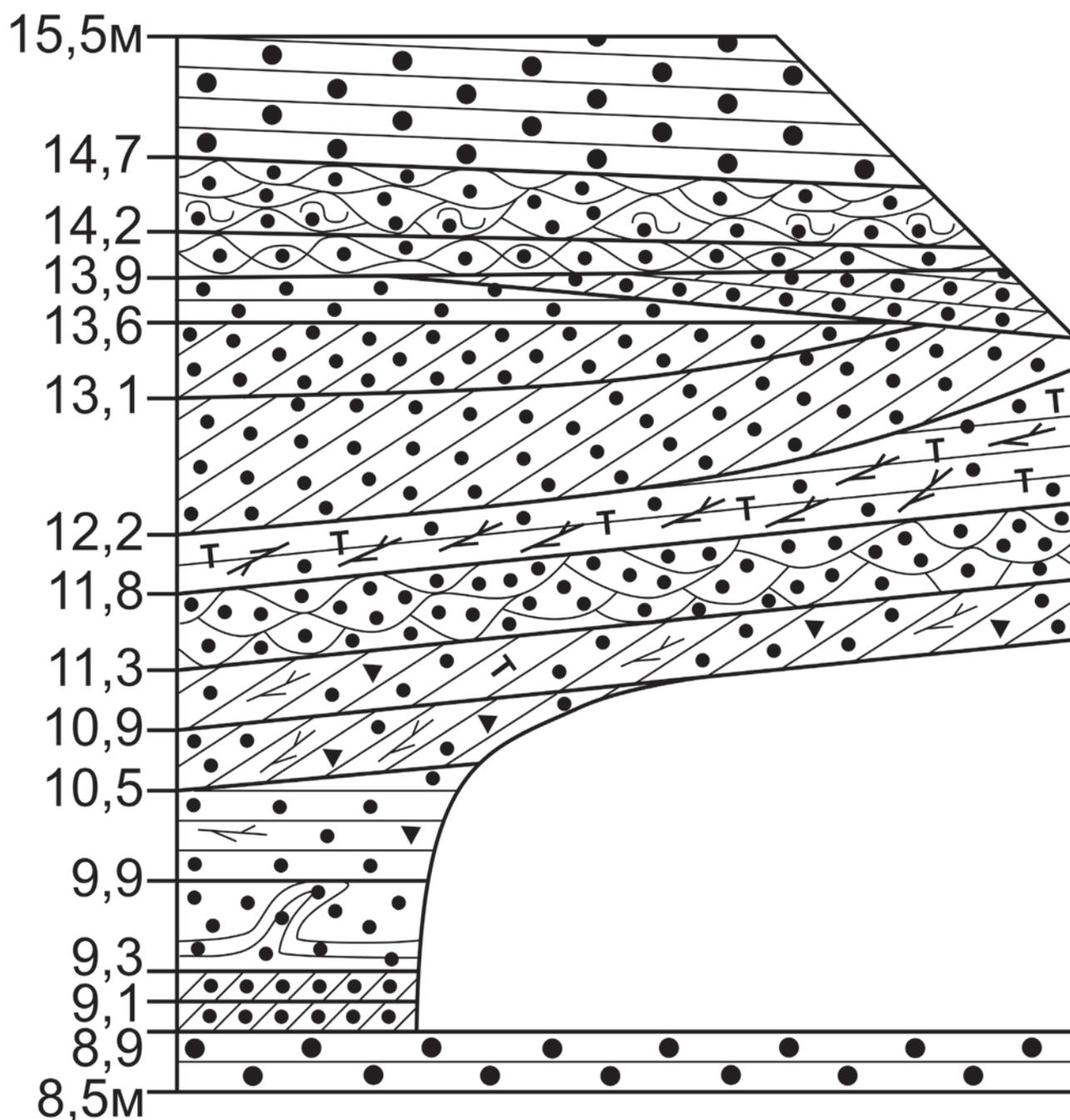


Рис. 5. Детальный разрез нижней части катафлювиальной толщи 442 км. Условные обозначения см. рис. 4.

Пачка 3 (слои 6, 7). Пески катафлювиальные, с плоскопараллельно-косой и линзовидно-косой слоистостью влекаемого наноса. Мощность 2.2 м. Из кровли вниз на глубину до метра прослежен клин — псевдоморфоза по эпигенетическим повторно-жильным льдам.

21.0–20.4 м. Слой 6. Песок светло-серый и серый, мелко-, среднезернистый, с пологолинзовидной слоистостью (рис. 6а). Мощность 0.6 м.

20.4–18.8 м. Слой 7. Песок светло-серый и серый мелко-, среднезернистый, с плоскопараллельно-пологолинзовидно-косой слоистостью (рис. 6б). Мощность 1.6 м.

Пачка 4 (слой 8). Песок катафлювиальный, параллельно-слоистый взвешенного наноса (рис. 6в). Мощность 4.1 м.

18.8–14.7 м. Слой 8. Песок мелкозернистый, тонкопараллельно-слоистый. Наклон слоистости

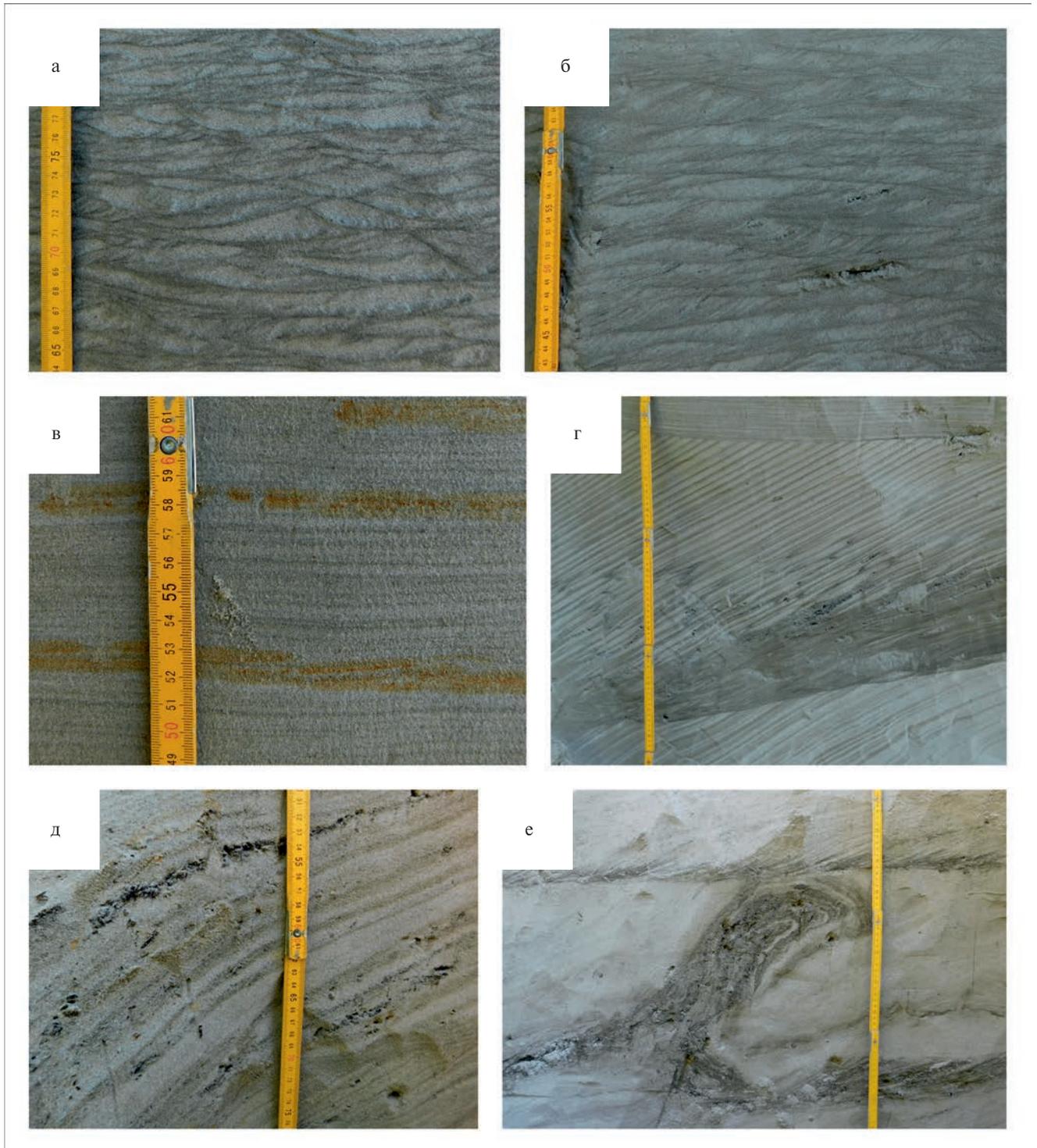


Рис. 6. Фотографии текстур.

(а) — пологоволнисто-линзовидная слоистость; (б) — плоскопараллельно-косая слоистость; (в) — параллельная слоистость; (г) — диагональная слоистость; (д) — косая слоистость с растительным детритом; (е) — лежащая складка.

очень пологий. Чередование песка светло-серого и серого за счет тяжелой фракции. Толщина слоев 1–2 мм. Подошва ровная эрозионная. Мощность 4.1 м.

Пачка 5 (слои 9, 10). Пески катафлювиальные, с плоскопараллельно-косой и линзовидно-косой слоистостью влекомого наноса. Мощность 2.2 м.

14.7–14.2 м. Слой 9. Песок светло-серый. Текстура пологоволнисто-параллельно-линзовидно-косослойчатая. В результате изгибания параллельных границ формируются линзы толщиной 2–3 см и длиной 10–15 см, внутри которых фиксируется косая слоистость. Подошва резкая, четкая, подчеркнутая прослой серого алевропеска толщиной 4–6 см. Подошва прослая пологоволнистая за счет линз. Мощность от 0.5 м в восточном краю до 0.4 м в западном краю расчистки.

14.2–13.9 м. Слой 10. Песок светло-серый пологоволнисто-параллельно-линзовидно-косослойчатый (текстура аналогична текстуре в слое 9). Мощность 0.3 м в левом краю и 0.15 м в правом. Подошва субгоризонтальная, с угловым несогласием срезает нижележащие отложения.

Пачка 6 (слои 11–14). Пески катафлювиальные, диагонально-слоистые влекомого наноса (рис. 6г). Мощность 1.7 м.

13.9–13.9 м. Слой 11. Песок светло-серый и серый, мелко-, среднезернистый, наклонно-параллельно-линзовидно-косослойчатый. Слой имеет мощность 0.5 м в правой части расчистки и выклинивается в восточной части расчистки. Поскольку метраж ведется по восточной стороне расчистки, то мощность выклинивающегося слоя пишется как 0 м.

13.9–13.6 м. Слой 12. Пески субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые. В правой стороне расчистки срезается слоем 11. В 5 см от ровной субгоризонтальной резкой подошвы мультислойчатый прослой песка толщиной 3 см. Мощность 0.3 м.

13.6–13.1 м. Слой 13. Песок тонко-мелкодиагонально-слоистый светло-серый среднезернистый и сероватый мелкозернистый алевритистый. В приподошвенной части на протяжении 10 см линзовидно-косослойчатый песок. Срезается справа слоем 12. В восточной части расчистки мощность 0.5 м.

13.1–12.2 м. Слой 14. Песок светло-серый, среднезернистый, с прослойками сероватого песка. Параллельно-полого (до 20°) наклонная слоистость в сторону от русла Оби. Мощность в восточной части расчистки 0.9 м, в западной — 0.2 м.

Пачка 7 (слой 15). Пески катафлювиальные влекомого наноса с древесным детритом.

12.2–11.8 м. Слой 15. Песок светло-серый, среднезернистый, с растительным (дресвяным и торфяным) детритом. С востока на запад густота детрита увеличивается. Встречаются сучья и торфяные окатыши валунно-галечной размерности, а также гальки из древесины. Мощность от 0.4 м слева до 0.9 м справа.

Пачка 8 (слои 16–19). Пески катафлювиальные влекомого наноса плоскопараллельно- и пологолинзовидно-косослойчатые. Мощность 1.9 м.

11.8–11.3 м. Слой 16. Пески светло-серые, с мелкой параллельной пологоволнисто-линзовидной слоистостью. Толщина линзочек 0.5–2 см,

длина 3–5–10 см, иногда до 15–20 см. Внутри линзочек песок светло-серый, а на границах серый за счет древесной крошки. Есть включения древесного детрита. Мощность 0.5 м.

11.3–10.9 м. Слой 17. Пески светло-серые, мелко-среднезернистые, косослоистые, с прослоями гравия и древесного детрита (рису. 6д). Мощность 0.4 м.

10.9–10.5 м. Слой 18. Пески светло-серые, среднезернистые, мелко- и тонкокосослоистые. Гравий и древесный детрит встречаются реже, чем в вышележащем слое. Слоистость косая, лежаче-верная. Мощность 0.4 м.

10.5–9.9 м. Слой 19. Пески светло-серые, тонко-мелкопараллельно-субгоризонтально-слоистые. В подошве косая слоистость с загибом в субгоризонтальную на восток. Редкий детрит и гравий, угольная крошка. Мощность 0.6 м.

Пачка 9 (слои 20–22). Пески катафлювиальные, светло-серые, косослоистые влекомого наноса. Мощность 1.0 м.

9.9–9.3 м. Слой 20. Песок светло-серый, мелко-среднезернистый, с нечетко выраженной слоистостью подводно-мутьевого типа. В приподошвенной части прослой косослоистый, сероватый за счет угольной крошки, толщиной до 5–6 см, изогнут в лежачую складку, верхушка которой срезана подошвой вышележащего 19-го слоя (рис. 6е). Мощность 0.6 м.

9.3–9.1 м. Слой 21. Песок мелко-среднезернистый косослоистый. Мощность 0.2 м.

9.1–8.9 м. Слой 22. Песок мелко-среднезернистый косослоистый. Мощность 0.2 м.

Пачка 10 (слой 23). Пески катафлювиальные, параллельно-слоистые взвешенного наноса. Мощность 1.2 м.

8.9–7.7 м. Слой 23. Пески мелко-среднезернистые, субгоризонтально-тонкопараллельно-слоистые. Растительный детрит и окатыши отсутствуют. Мощность 1.2 м.

Пачка 11 (слой 24). Глины ленточные хашгортского гляциокомплекса. Видимая мощность 0.7 м.

7.7–7.0 м. Слой 24. Алевропелиты серые, параллельно-субгоризонтально-мелкослоистые. Хашгортский лимногляциал видимой мощностью 0.7 м. Кровля алевропелитов 7.7 м над бровкой бечевника.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Начало планомерного изучения четвертичных фаун севера Западной Сибири приходится на конец 1970-х–начало 1980-х годов, когда в ходе совместных работ ИЭРиЖ УрО РАН, Тюменской комплексной геологоразведочной экспедиции (ТКГРЭ) и Западно-Сибирского научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного

института (ЗапСибНИГНИ) из четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности были собраны многочисленные остатки мелких позвоночных, на основании которых, наряду с получением уникальной информации об эволюции отдельных линий мелких млекопитающих и истории формирования зональных фаун, были выделены биостратиграфические фаунистические комплексы, в последующем вошедшие в региональные схемы.

Нижнеобские фауны представлены несколькими эволюционными стадиями предковых форм современных тундровых видов полевков. В пределах нижнеобской группы местонахождений по эволюционному уровню отдельных видов выделено три фауны мелких млекопитающих, характеризующие последовательные эволюционные этапы: хашгортская, горноказымская и фауна 430-го км (Бородин, Смирнов, 1984; Смирнов и др., 1986). Следует отметить, что если стратотипический разрез горноказымской фауны находится практически в начале Обской губы, то стратотипические разрезы хашгортской фауны (442 км) и фауны 430-го км находятся на расстоянии 12 км друг от друга, а возраст и генезис вмещающих их пород по-разному трактуются отдельными исследователями (Лазуков, 1970; Зубаков, Борзенкова, 1983; Архипов, 1997; Астахов, 2006, 2009 и др.).

Хашгортская фауна мелких млекопитающих отнесена на основании морфологических характеристик моляров леммингов рода *Dicrostonyx* к среднему плейстоцену, горноказымская — к рубежу среднего и позднего плейстоцена, а фауна 430-го км — к позднему плейстоцену (Смирнов и др., 1986). Проведенные в 2016–2022 гг. повторные сборы палеонтологического материала из этих же разрезов и их последующее изучение подтвердили идентичность основных руководящих форм по морфологическим характеристикам прежним сборам в местонахождениях Хашгорт–Большая Обь 440 км (= разрез 442 км) (Ялковская и др., 2017; Borodin et al., 2018) и 430/430а км Оби (= разрез 430 км). Как в местонахождении Хашгорт, так и в местонахождениях 430 км и 430а км сохранность хрупких костей безусловно хуже, чем в первичных тафоценозах (Смирнов и др., 1986), но зубная система как по равномерности сохранности, так и по проценту зубов в челюстях сохранилась настолько хорошо, что дальний перенос с перемыванием и многократное переотложение полностью исключаются.

Хашгортская фауна обнаружена в местонахождениях Хашгорт, Березово, Казым-Мыс (Смирнов и др., 1986). Это наиболее древняя из известных нижнеобских микротерофаун. Ее остатки приурочены к отложениям, которые длительное время рассматривались в качестве аналогов тобольской свиты с флорой “диагональных песков”. Стратотипическим для описания хашгортской

фауны является обнажение четвертичных отложений в нижнем течении Оби, на ее правом берегу, в 8 км выше пос. Хашгорт Шурышкарского района Ямало-Ненецкого автономного округа (Смирнов и др., 1986). В 2016 г. это обнажение было повторно описано как Хашгорт–Большая Обь 440 км (Ялковская и др., 2017; Borodin et al., 2018). Разрез 442 км (рис. 5) соответствует месту отбора проб в местонахождении Хашгорт–Большая Обь 440 км в 2016–2022 гг.

Костные остатки происходят из песков с диагональной слоистостью слоя 11 на высоте 9–10 м над бровкой бечевника. Костеносные линзы отличаются от других присутствием гравия из окатышей глин и обилием растительной трухи. Хашгортская фауна мелких млекопитающих впервые была описана на основании изучения сборов 1980-х годов, включавших более тысячи костных остатков мелких млекопитающих, в том числе 466 коренных зубов, принадлежащих следующим формам (здесь и далее виды перечислены по мере убывания доли их остатков): *Lemmus sibiricus* Kerr., †*Dicrostonyx* *simplicior* (= *D. okaensis* Alexandrova sensu; Смирнов и др., 1986), *Lasiopodomys gregalis* Pall., *Alexandromys* ex gr. *middendorffii* Poljakov (Смирнов и др., 1986).

Учитывая спорный вопрос о возрасте вмещающих отложений и малочисленность остатков серых полевков, в 2016–2020 гг. проведено повторное изучение микротерофауны из диагональных песков у пос. Хашгорт. По щечным зубам определены: *L. cf. sibiricus* — 283 экз., †*D. simplicior* (поздняя форма) — 146 экз., *Lasiopodomys gregalis*, m1–2 экз., *Alexandromys oeconomus* Pall., m1–2 экз., †*Microtus nivaloides lidiae* Markova et Borodin, m1–2 экз. Ревизия материалов, собранных в 1980-х годах, показала, что экземпляры, ранее отнесенные к *A. ex gr. Middendorffii*, следует отнести к †*M. n. lidiae* (более подробно см. Borodin et al., 2023).

Соотношение числа остатков родов (*Lemmus* в 1986 г. — 57%, в 2016–2020 гг. — 62%, *Dicrostonyx* — 39 и 33% соответственно, *Microtus sensu lato* — 4 и 5% соответственно) и морфотипов зубов леммингов сходны, что указывает на синхронность ориктоценозов, полученных в данном разрезе в разные годы. Помимо костей мелких млекопитающих обнаружены копролиты грызунов, макроостатки растений, фрагменты насекомых (Borodin et al., 2023).

Представления о возрасте хашгортской микротерофауны базируются на изучении особенностей морфологического строения коренных зубов копытных леммингов. По эволюционному уровню копытные лемминги из местонахождения Хашгорт–Большая Обь 440 км (разрез 442 км) соответствуют среднеплейстоценовым †*D. simplicior* из местонахождений Стригово и Волжино Восточно-Европейской равнины (Агаджанян, 2009),

¹ Знаком (†) отмечены вымершие виды.

относящихся к четвертой ступени среднего неоплейстоцена и стадии МИС-8 изотопно-кислородной шкалы (Шик, 2014). В трактовках разных авторов лемминги этого эволюционного уровня могут быть отнесены к †*D. okaensis* (Смирнов и др., 1986), средне-неоплейстоценовому †*D. simplicior* (Агаджанян, 2009) или к †*D. henseli* Hinton (Зажигин, 2003). Однако, несмотря на различные взгляды на таксономическую принадлежность леммингов, разные авторы сходятся во мнении об их эволюционном уровне — более прогрессивном по сравнению с окским †*D. simplicior* (конец раннего неоплейстоцена, МИС-12), но не достигающем уровня копытных леммингов раннемосковского времени (конец среднего неоплейстоцена, МИС-6).

Фауна мелких млекопитающих бедна по видовому составу. Потомки четырех из пяти видов совместно обитают в современных южных тундрах. Один вид (†*M. n. lidiae*) вымер. Находка *A. oesonotus* в этом местонахождении — самая северная находка вида в плейстоцене региона. Таким образом, в отличие от современной фауны мелких млекопитающих, имеющей таежный облик, в среднем плейстоцене в высоких широтах Западной Сибири обитали предки мелких млекопитающих, характерных для современных южных тундр, а также вымершие таксоны. Микротериофауну такого состава можно охарактеризовать как перигляциальную и безаналоговую (не аналогичную по видовому составу современному тундровому комплексу). Энтомокомплексы, полученные из костеносных отложений, имеют тундровый облик, однако анализ макроостатков растений указывает на то, что в костеносной толще присутствует смесь разновозрастных палеофлор (Bogodin et al., 2023).

Фауна 430-го км обнаружена в местонахождениях 430 км, 430а км, Пельях-Юган (Смирнов и др., 1986), Мега, Аганский Увал 1290/2 (Материалы..., 1994). Местонахождения с этой фауной приурочены к надморенным отложениям, геоморфологически датированым временным интервалом, который соответствует третьей ступени верхнего неоплейстоцена.

Стратотипическим местонахождением фауны 430-го км является обнажение четвертичных отложений на правом берегу Большой Оби в 430 км от ее устья и в 5 км ниже пос. Хашгорт. Сбор ископаемых остатков в 1980-х годах производили в двух точках: точка 430 км находится в 20 м ниже устья впадающей в Обь безымянной реки, а точка 430а км — в 190 м ниже по течению Оби. Костные остатки обнаружены на высоте 2 м от бровки бечевника в линзах базального слоя аллювия, который представлен косо- и линзовидно-слоистым песком от мелкого до грубозернистого, гравийным, серым, светло-серым (расчистка № 2, слой 5).

В костеносных гравийных линзах обнаружено значительное количество древесной трухи, встречаются остатки насекомых, копролиты грызунов.

По материалам сборов 1980-х годов, в местонахождениях 430 и 430а по щечным зубам определены, соответственно: †*Dicrostonyx gulielmi* — 135 и 276 экз., *L. sibiricus* — 106 и 236 экз., *L. gregalis* — 17 и 80 экз., *A. ex gr. middendorffii-hyperboreus* — 2 и 5 экз. Видовой состав фауны местонахождений 430 и 430а км типичен для тундры. В 2021 г. был собран дополнительный материал, соответствующий сборам 1980-х годов как по структуре фауны, так и по эволюционному уровню копытных леммингов: †*D. gulielmi* — 33 экз., *L. sibiricus* — 30 экз., *L. gregalis* — 6 экз. Таксон *M. n. lidiae* не обнаружен ни в сборах 2021 г., ни в коллекционных материалах 1980-х годов (по результатам их ревизии).

Относительно высокий процент остатков серых полевок в местонахождениях 430/430а км, а также их таксономический состав позволяют предполагать менее увлажненные условия по сравнению с местонахождением Хашгорт—Большая Обь 440 км. В пользу этого свидетельствует увеличение доли обитателей мезоксерофитных растительных сообществ — копытных леммингов и узкочерепной полевки в фауне 430 км и 430а км по сравнению с местонахождением Хашгорт—Большая Обь 440 км, где преобладал *L. sibiricus* — вид умеренно увлажненных местообитаний с мховым покровом.

Морфологические особенности щечных зубов копытного лемминга позволяют датировать оба местонахождения (430 км и 430а км) поздним плейстоценом (Смирнов и др., 1986), что совпадает с ¹⁴C датой (Материалы..., 1994): 24000 ± 1500/28223 ± 1431 лет (ИРАЕ-63). В числителе приведена некалиброванная дата, в знаменателе — калиброванная.

Проведенный анализ сохранности ископаемых остатков полевок из этих отложений позволяет говорить, что в целом данное местонахождение имеет хорошую сохранность костных остатков и даже близко к первичным тафоценозам (Смирнов и др., 1986). Об очень мягком режиме осадко-накопления и незначительной транспортировке палеонтологического материала в процессе формирования тафоценоза может свидетельствовать и наличие остатков насекомых и копролитов полевок: из породы объемом 125 ведер кроме костей и хитина получено около 200 см³ помета полевок (Панова и др., 1988).

Определение таксономической принадлежности хитиновых остатков позволило описать С.В. Киселеву (1988) энтомокомплекс, который, так же как и фауна мелких млекопитающих, относится к арктическому типу — доминируют арктические и арктобореальные виды насекомых

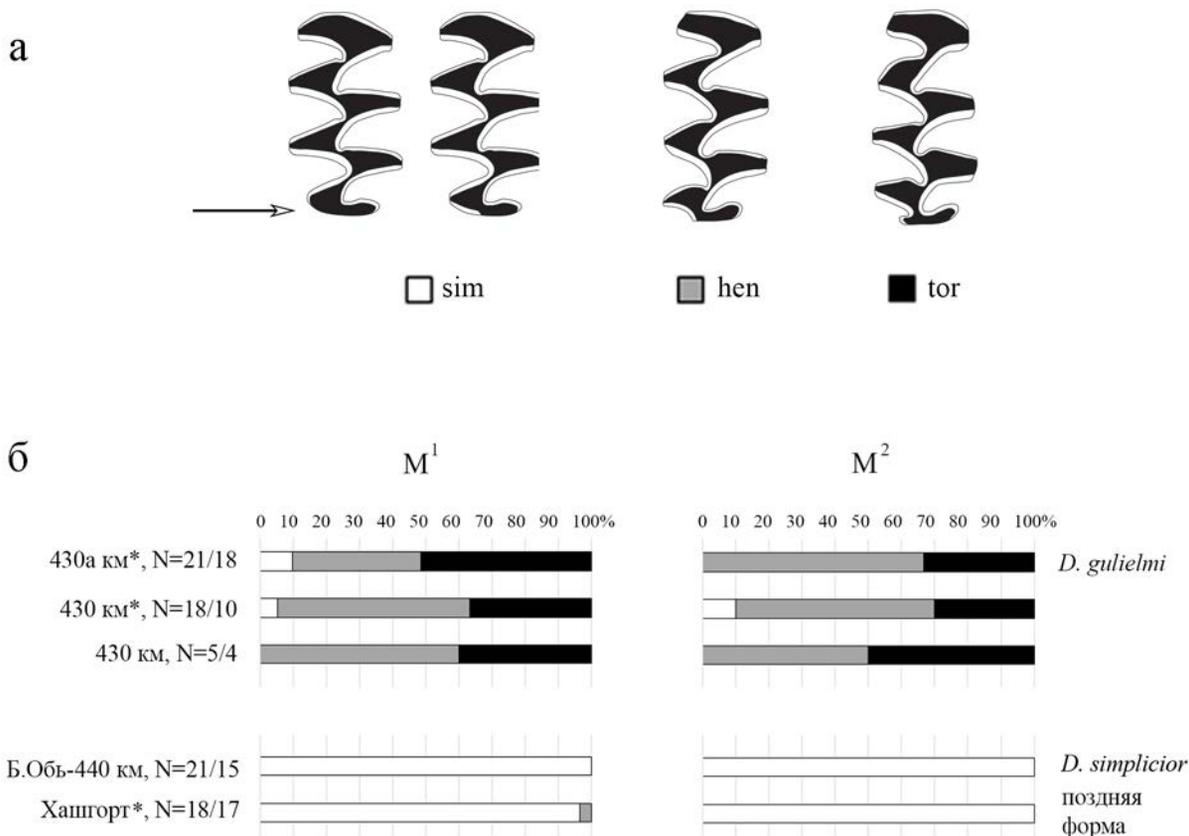


Рис. 7. Эволюционный уровень копытных леммингов рода *Dicrostonyx* в местонахождениях близ пос. Хашгорт, определяемый по морфотипическим характеристикам первого (M^1) и второго (M^2) верхних зубов. (а) — морфотипы (на примере M^1), используемые для выделения хроновидов позднего (*D. gulielmi*) и среднего (*D. simplicior*) неоплейстоцена Западной Сибири (по Смирнов и др., 1997); стрелкой показан дистальный (задний) отдел зуба, где прослеживаются различия морфотипов *sim*, *hen* и *tor*; (б) — соотношение морфотипов M^1 и M^2 в выборках из местонаждений 430 и 442 км Оби; звездочкой отмечены местонахождения, изученные в 1980-х гг. (Смирнов и др., 1986), остальные изучены в 2016–2022 гг.; N — число целых и поврежденных зубов (M^1/M^2) с идентифицируемыми морфотипическими характеристиками.

(причем последние приурочены главным образом к тундрам) с участием отдельных степных видов. Палеореконструкции по жесткокрылым в целом подтверждаются более поздними палеоколеоптерологическими исследованиями (Зиновьев, 2020).

Проведенный Н.К. Пановой с соавторами (Панова и др., 1988) спорово-пыльцевой анализ показал, что спектры из копролитов характеризуют локальные условия существования грызунов, а спектры из аллювия флористически богаче и отражают как локальные, так и регионально-зональные особенности растительности. Условия обитания животных в это время были близки к тундровым, но отличались от современных зональных тундр Западной Сибири. Большое количество пыльцы полыней (в спектрах помета она преобладала) и гвоздичных, значительное участие маревых в спектрах аллювия свидетельствуют о распространении ксерофитных травянистых сообществ и достаточно сухом климате. Растительность, несмотря на

равнинный рельеф, была сложно дифференцирована. На плакорах преобладали остепненные травянистые сообщества, возможно сочетаясь с сухими тундрами. Пониженные увлажненные места занимали заросли ив, ольховника, ерника, луговые травы. Судя по пыльце древесных пород и наличию спор лесных плаунов и папоротников в спектре аллювия, в долине реки произрастала и лесная растительность, вероятно елово-березовые леса (возможно, с лиственницей).

Таким образом, по уточненным новым данным, комплексы териофауны в низовьях Оби близ поселка Хашгорт представлены фаунами двух существенно различных эволюционных уровней — среднеплейстоценового (Хашгорт–Большая Обь 440 км) и позднеплейстоценового (430 км и 430а км) (рис. 7, табл. 2). Комплексы ископаемых остатков мелких млекопитающих в других позднечетвертичных местонахождениях рассматриваемого региона отличаются

Таблица 2. Сопоставление четвертичных фаун из верхнекаргинского аллювия и хашгортского лимногляциала по эволюционному уровню микротериофаун, а также их экологическая характеристика и тафономические особенности (по Смирнов и др., 1986; Киселев и др., 1988; Панова и др., 1988; Vorodin et al., 2023)

Слои/фауна	Тафономические комментарии	Микротериофауна	Фауна насекомых	Палеоботанические данные
Верхнекаргинский русловой аллювий/ фауна 430-го км (типичные местонахождения 430 и 430а км р. Обь)	Очевидных следов перемешивания разновозрастных комплексов фауны и флоры не отмечено	Фауна 430 и 430а км: тундровая или луго-тундровая (холодные условия). Возраст — Q3: D. guillemi, L. sibiricus, L. gregalis, A. ex gr. middendorffi-hyretboreus	Арктический тип фауны. Доминируют арктические и арктобореальные виды насекомых (последние приурочены главным образом к тундрам), с участием отдельных степных видов	Условия близкие к тундровым, но с присутствием ксерофитных травянистых сообществ, а также ив, ольховника, ерника и луговых трав в понижениях рельефа и с присутствием древесной растительности в поймах рек
Хашгортский гляциокмplex/ Хашгортская фауна (типичное местонахождение Хашгорт—Большая Обь—440 км)	Комплекс 1 (перигляциальный). Выделен по экологическим характеристикам фауны и флоры и эволюционному уровню микротериофауны. Вероятно, аллохтонные элементы, ассоциированные с торфяными включениями	Хашгортская фауна: перигляциальная, безаналоговая (холодные условия с достаточным увлажнением для развития мохового покрова). Возраст — Q2 (близка фаунам МИС-8 Восточно-Европейской равнины): L. cf. sibiricus, D. simplicior (поздняя форма), A. oeconomus, L. gregalis, M. n. lidiae	Арктобореальные, арктические и полизональные виды насекомых. Биохронологических маркеров нет	Кустарничково-моховая тундра (по остаткам аллохтонного торфа) Биохронологических маркеров нет
	Комплекс 2 (интергляциальный, вероятно смешанный, происходит из песчаной толщи). Могут быть остатки как синхронные времени формирования толщи, так и переегложенные, но нет критериев для их разделения	—	—	Элементы флоры умеренного типа. Возраст — Q2 (по видам-маркерам среднего плейстоцена, включая Лихвинское межледниковье). Макроостатки растений широкого временного диапазона, включая Q3

Примечание. Q3 — поздний неоплейстоцен, Q2 — средний неоплейстоцен.

немногочисленностью остатков и относительно невысокими показателями сохранности элементов скелета, но также позволяют проследить как минимум два этапа развития микротерииофауны — среднеплейстоценовый и позднеплейстоценовый.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего кратко охарактеризуем современные представления о геологическом строении четвертичной толщи изучаемого района, основанные на статистически достоверном количестве ^{14}C и OSL дат (Svendsen et al., 2004; Астахов, Назаров, 2010; Астахов, 2020) и детальном изучении опорных разрезов (Зольников и др., 2021), что позволило существенно трансформировать прежние стратиграфические построения (Архипов, 1997). На правом берегу Большой Оби геологические разрезы, вскрытые береговыми обрывами, начинаются со среднечетвертичного хашгортского гляциокомплекса (сопоставляется с МИС-6), представленного диамиктоном основной морены, лимногляциальными “ленточными глинами” и флювиогляциальными (катафлювиальными) песками этапа спуска подпрудного бассейна. В хашгортских диамиктонах неоднократно отмечались гляциоотторженцы песков в форме чешуй и блоков длиной до десятков метров и толщиной более 5 м, возраст которых предполагался среднечетвертичным (Зольников и др., 2021). В кровле хашгортского гляциокомплекса вырезаны ложбины стока, ориентированные с водораздельных территорий в сторону долины Оби и выработанные флювиогляциальными потоками при спуске хашгортского подпрудно-ледникового озера. На пойменном левобережье Оби такие палеодолины, ориентированные уже субмеридионально на север, вскрыты буровыми скважинами (Зольников и др., 2004).

В среднечетвертичную гляциальную толщу вложены аллювиальные и озерно-болотные золотомыские и шурышкарские отложения первого межледниковья верхнего плейстоцена с возрастом около 130–110 тыс. лет назад (сопоставляется с МИС-5е). На межледниковых аллювиальных и субаэральных отложениях без размыва до высоты 60 м над уровнем моря залегают казыммыские ленточноподобно-параллельно-слоистые пески, алевроиты и алевропелиты ледниково-подпрудного озера раннезырянского оледенения с возрастом около 110–60 тыс. лет назад. В кровле этих отложений наблюдается серия флювиогляциальных врезов, сформировавшихся при спуске вод уже позднечетвертичного ледниково-подпрудного бассейна (Зольников и др., 2021). Именно по этим врезам и заложилась современная гидросеть исследуемого района. Следующий этап позднечетвертичной истории для изучаемой территории связан с формированием аллювиальных отложений II (МИС-3) и I (МИС-2) надпойменных террас Оби, которые

выше бровки бечевника постепенно в сторону водораздельной правобережной возвышенности фациально замещаются субаэральным покровом: наваянными лёссовидными алевроитами, переваянными песками, озерно-термокарстовыми осадками, солифлюксом, делювиальными слоистыми алевропесками склонового смыва и др.

Расчистки опорного разреза 430 км Оби, судя по геологическим данным (рис. 4), вскрывают песчаные отложения прирусловой отмели аллювия II надпойменной террасы, залегающие на хашгортском диамиктоне и содержащие его мелкие обломки размером от 1–2 до 5–6 мм наряду с редкой дресвой и мелкой галькой литифицированных пород (“мусорные слои”). Позднечетвертичный комплекс териофауны в данном случае является синхронным со временем завершения формирования аллювия II террасы Оби на переходе от МИС-3 к МИС-2. Особых проблем при стратогенетической интерпретации отложений этого разреза не возникает. Выделяется три комплекса отложений снизу вверх: хашгортская морена, аллювий II террасы и субаэральный покров. Палеонтологические, геохронологические и геологические данные не противоречат друг другу.

Опорный разрез 442 км (в предыдущих публикациях 440 км) от устья Оби интересен тем, что здесь вверх от уровня 7.7 м над бровкой бечевника расчисткой вскрыты флювиальные пески мощностью 13.3 м. Формирование верхнечетвертичного аллювия такой повышенной мощности и на таких высоких гипсометрических отметках совершенно не укладывается в современные представления о геологическом строении верхнечетвертичной толщи района (Зольников и др., 2021). Кроме того, фациальная архитектура этих отложений не соответствует традиционному циклу речной седиментации: от косослоистых песков русловой фации до маломощного слоя параллельно-слоистых алевропесков и алевроитов пойменной фации и старичных заторфованных отложений. Вместо этого флювиальные отложения представлены плоскопараллельно-косослойчатыми, пологоволнисто-слойчатыми, косослоистыми и параллельно-слоистыми хорошо промытыми песками с гравием, глиняными окатышами и растительным детритом. Кроме того, формирование верхнечетвертичного пойменного аллювия на уровне выше 8 м над бровкой бечевника современной Оби представляется абсолютно нереальным. При этом обращает на себя внимание отсутствие следов даже кратковременных субаэральных обстановок (кратовин, эфемерных палеопочв, синседиментационных мерзлотных клиньев) в осадконакоплениях всей флювиальной толщ, которая по тектурно-структурному облику представляет собой отложения кратковременно, но мощного водного потока, что вполне соответствует динамике катафлювиальных отложений,

формирующихся на стадии спуска ледниково-подпрудного бассейна.

Приведем 6 дат, недавно полученных методом оптико-стимулирующей люминесценции (Borodin et al., 2023) из нижней части катафлювиальных песков в интервале 13.4–11.6 м над бровкой бечевника. Три даты, выполненные в Лаборатории оптически стимулированной люминесценции ВСЕГЕИ, дали среднее значение около 117 тыс. лет назад с разбросом значений в 15 тыс. лет. Три даты, выполненные в Лаборатории люминесцентного датирования факультета наук о Земле Орхусского университета (Дания), дали среднее значение по кварцу 165 тыс. лет назад с разбросом значений в 7 тыс. лет и среднее значение по полевому шпату 193 тыс. лет назад с разбросом значений в 15 тыс. лет. Эти данные не противоречат стратогенетической интерпретации песчаной толщи опорного разреза 442 км (рис. 5), так как в катафлювиальных отложениях велика вероятность недозасвеченности обломочного материала, заимствованного из размываемых водными потоками отложений. В этой связи интересно, что более молодая дата 109 тыс. лет назад и две даты в среднем 117 тыс. лет назад получены из отложений, локализованных ниже (на уровне около 8 м над бечевником) и выше (на уровне около 13.5 м над бечевником) соответственно по сравнению с отложениями, из которых получены три даты с более древним возрастом в среднем 165 тыс. лет назад (на уровне около 11.8 м над бечевником). Геохронометрические данные позволяют предположить, что пески с древним возрастом, зажатые между песками с молодым возрастом, представляют собой результат ближнего переотложения среднечетвертичного аллювия. Судя по палеонтологическим данным, а именно по эволюционному уровню копытных леммингов, возраст этих отложений соответствует началу самаровского оледенения (начало интервала 240–300 тыс. лет). При этом две из молодых дат — 124 ± 14 и 118 ± 12 тыс. лет — назад попадают по своим доверительным интервалам на рубеж завершения последнего оледенения среднего неоплейстоцена (130 тыс. лет назад), а третья (самая нижняя по высоте) 109 \pm 10 тыс. лет назад близка к ним.

Таким образом, геологические разрезы 430 км и 442 км, содержащие разновозрастные комплексы териофауны в мусорных прослоях, залегают в совершенно не сходных геолого-геоморфологических позициях. Существенное различие возраста их териофаун стало понятным после проведенных экспедиционных работ в результате построения детальных литологических колонок по расчисткам в береговых обрывах 430 и 442 км. Кроме того, питлярские пески в аналогичной геолого-геоморфологической позиции встречаются достаточно часто как на правом берегу Большой Оби, так и на левобережье Малой Оби (Архипов, 1997). Это позволяет говорить о том, что хашгортская морена

повсеместно в данном районе подстилается аллювиальными отложениями среднечетвертичного возраста. Возможно, питлярские пески являются стратиграфическим аналогом казанцевских морских слоев с возрастом МИС-7, а следовательно, и аналогом среднечетвертичного аллювия разреза р. Сейда на севере Печорской низменности (Астахов, 2020). Если это подтвердится дальнейшими геохронометрическими исследованиями, то на нижней Оби может появиться новый фактологически обоснованный стратиграфический маркер середины среднего неоплейстоцена, представленный не только морскими, но и континентальными (аллювиальными) отложениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геолого-геоморфологические исследования позволили снять противоречия между современными стратиграфическими представлениями о строении четвертичных отложений правобережья Большой Оби и разным возрастом териофауны из косослоистых аллювиальных песков с мусорными прослоями для разреза 430 км и из флювиогляциальных (катафлювиальных) песков 442 (440) км. Полученные результаты подтвердили высказанное ранее предположение о том, что териофауна среднечетвертичного возраста могла присутствовать в верхне-неоплейстоценовых флювиальных отложениях за счет близкого переотложения костных остатков из аллювиальных мегакластов в хашгортских диамиктонах (Зольников и др., 2021). Таким образом, изучение косослоистых песков в обнажениях 442 (440) км и 430 км на правом берегу Большой Оби позволило провести стратогенетическую интерпретацию костеносных слоев, которая позволяет согласовать палеонтологические данные по териофауне и современные стратиграфо-палеогеографические построения в единую непротиворечивую картину. Новые данные позволили обосновать возраст питлярских песков как среднечетвертичный. Таким образом, появляется перспектива получения нового стратиграфического маркера для верхней части среднего плейстоцена, который может быть использован для корреляции между четвертичными отложениями Европейской и Азиатской областей Арктики.

Благодарности. Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН Н.Г. Смирнову за предоставленные фотографии совместных полевых работ ИЭРиЖ УрО РАН, ЗапСибНИГНИ и ТКГРЭ в 1980-х гг.

Источники финансирования. Палеонтологическая часть исследования выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-14-00332 “Фаунистические связи Европы и Азии в четвертичном периоде на примере широко распространенных мелких млекопитающих Северной Евразии”. Геолого-геоморфологическая

часть исследования выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 22-17-00140 “Позднечетвертичная история магистральных долин Западной Сибири”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамсон Н.И., Лисовский А.А. Подсемейство Arvicolinae // Млекопитающие России: систематико-географический справочник. М.: КМК, 2012. С. 220–276.
- Агаджанян А.К. Изучение истории мелких млекопитающих // Частные методы изучения истории современных экосистем. М.: Наука, 1979. С. 164–193.
- Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины. М.: Наука, 2009. 676 с.
- Архипов С.А. Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1836–1884.
- Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.
- Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 8–24.
- Астахов В.И. Четвертичная геология суши: учебное пособие. СПб.: Изд-во Санк-Петербур. ун-та, 2020. 440 с.
- Астахов В.И., Назаров Д.В. Стратиграфия верхнего плейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. 2010. № 43. С. 36–47.
- Бородин А.В. Определитель зубов полевок Урала и Западной Сибири (поздний плейстоцен–современность). Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. ун-та, 2009.
- Бородин А.В., Косинцев П.А. Млекопитающие плейстоцена севера Западной Сибири // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: Геос, 2001. С. 244–252.
- Бородин А.В., Смирнов Н.Г. Основные этапы развития фауны мелких млекопитающих в экосистемах севера Западной Сибири // Экология. 1984. № 2. С. 75–77.
- Бородин А.В., Маркова Е.А., Струкова Т.В. Подход к унификации межзональных и межрегиональных корреляций фаунистических комплексов млекопитающих в широтных зонах Северной Евразии (на примере фаун полевок четвертичного периода) // Зоологический журнал. 2019. Т. 98. № 10. С. 1137–1147.
- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартера Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 76–88.
- Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.
- Зажигин В.С. О копытных леммингах (*Dicrostonyx*, *Microtinae*, *Rodentia*) Ойгос-Яра Восточной Сибири и о видовом статусе среднеплейстоценового вида рода *Dicrostonyx* // Естественная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС, 2003. С. 14–26.
- Зиновьев Е.В. Фауны насекомых Урала и Западно-Сибирской равнины в четвертичном периоде. Автореф. дисс. ... д-ра биол. наук. Екатеринбург, 2020. 42 с.
- Зольников И.Д., Гуськов С.А., Мартысевич У.В. О вероятности формирования части четвертичных палеорезов на севере Сибири термоэрозионными процессами // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 3. С. 3–10.
- Зольников И.Д., Анойкин А.А., Постнов А.В., Выборнов А.В., Филатов Е.А., Васильев А.В., Пархомчук Е.В. Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений неоплейстоцена Нижнего Приобья // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10. С. 18–27.
- Зольников И.Д., Анойкин А.А., Филатов Е.А., Левицкая П.С., Чупина Д.А., Глушкова Н.А., Бордюгова Е.А. Геологическое строение четвертичных отложений правобережья р. Большой Оби (север Западной Сибири) // Региональная геология. 2022. № 5. С. 38–47.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.
- Киселев С.В. Плейстоценовые и голоценовые жесткокрылые Западной Сибири // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 97–118.
- Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1970. 322 с.
- Материалы к характеристике наземных экосистем бассейна реки Аган, Аганского и Сибирских увалов в позднечетвертичное время. Деп. в ВИНТИ 11.01.1994. № 83-В94. 198 с.
- Панова Н.К., Смирнов Н.Г., Быкова Г.В. Ископаемый помет полевок как источник палеоэкологической информации // Современное состояние и история животного мира Западно-Сибирской низменности: Сб. научн. трудов. Свердловск: УрО АР СССР, 1988. С. 65–80.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. С. 121–122.
- Смирнов Н.Г. Грызуны Урала и прилегающих территорий в позднем плейстоцене и голоцене. Автореф. дисс. ... д-ра биол. наук. Свердловск, 1994. 58 с.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. М.: Наука, 1986. 146 с.
- Смирнов Н.Г., Головачев И.Б., Бачура О.П., Кузнецова И.А., Чепраков М.И. Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Сост. Косинцев П.А. Челябинск: Рифей, 1997. С. 60–90.

- Тесаков А.С.* Биостратиграфия среднего плиоцена–эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.
- Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
- Шук С.М.* Горизонты неоплейстоцена центра Европейской России: сопоставление со ступенями общей стратиграфической шкалы, стратотипы и гипостратотипы // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 52–62.
- Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс.л.н.). М.: КМК, 2008. 556 с.
- Ялковская Л.Э., Маркова Е.А., Бородин А.В.* Наземные экосистемы среднего плейстоцена в высоких широтах Евразии: новые данные из аллювиальных отложений местонахождения Хашгорт в Нижнем Приобье // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2017. 532 с.
- Borodin A.V., Yalovskaya L.E., Markova E.A.* New data on the middle Pleistocene micromammal faunas of the north of Western Siberia // Abstract book of the XVI Annual Meeting of the European Association of Vertebrate Paleontology. Caparica, Portugal, June 26–July 1, 2018.
- Borodin A.V., Markova E.A., Korkin S.E., Trofimova S.S., Zinovyev E.V., Isypov V.A., Yalovskaya L.E., Kurbanov R.N.* Late Middle Pleistocene sequences in the lower Ob' and Irtysh (Western Siberia) and new multi-proxy records of terrestrial environmental change // Quaternary Int. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.07.009>
- Haslett J., Parnell A.C.* A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies // J. Roy. Statistical Soc. Ser. C (Applied Statistics). 2008. V. 57. № 4. P. 399–418.
- Hernández Fernández M.* Bioclimatic discriminant capacity of terrestrial mammal faunas // Global Ecol. Biogeogr. 2001. V. 10. P. 189–204.
- Markova E., Borodin A.* An advanced form of *Microtus nivaloides* Forsyth Major, 1902 (Arvicolinae, Rodentia) in the late Middle Pleistocene of West Siberia: facts and hypotheses // Historical Biology. 2023. V. 35. № 10. P. 1975–1991.
- Markova E.A., Strukova T.V., Borodin A.V.* Arvicolines (Arvicolinae, Rodentia) as paleoenvironmental proxies: classification of species inhabiting the central part of Northern Eurasia based on environmental preferences of their modern representatives // Biol. Bull. 2018. V. 45. № 7. P. 156–166.
- Markova E.A., Strukova T.V., Borodin A.V.* Can we infer humidity gradients across the Ural Mountains during the Late Quaternary using arvicoline rodents as an environmental proxy? // Russ. J. Ecol. 2022. V. 53. № 6. P. 481–494.
- Maul L.C., Markova A.K.* Similarity and regional differences in Quaternary arvicolid evolution in Central and Eastern Europe // Quaternary Int. 2007. V. 160. P. 81–99.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon. 2020. V. 62. № 4. P. 725–757.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswelle J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjæri K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Møller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.
- van Kolfschoten T.* On the application of fossil mammals to the reconstruction of the palaeoenvironment of northwestern Europe // Acta Zoologica Cracoviensia. 1995. V. 38. № 1. P. 73–84.

Рецензенты

А. К. Маркова, Я. И. Трихунков

Justification of the Age of Sands with Middle and Late Quaternary Theriofaunal Complexes in the Lower Ob' River Near the Village Khashgort (North Western Siberia)

**I. D. Zolnikov^{a, b}, A. V. Borodin^{c, d, #}, E. A. Filatov^a, S. E. Korokin^{c, e}, E. A. Markova^c,
L. E. Yalkovskaya^c, A. T. Galimov^{c, d}, and P. S. Levitskaya^{a, b}**

^a*Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

^c*Institute of Plant and Animal-Ecology, Ural Branch of RAS, Yekaterinburg, Russia*

^d*Ural Federal University, Ekaterinburg, Russia*

^e*Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia*

[#]*e-mail: bor@ipae.uran.ru*

For more than half a century, the question remained unresolved why the closely spaced sequences of fluvial sands overlying Middle Pleistocene diamicton in the lower reaches of the Ob' River near the village Khashgort contain micromammal faunas of different evolutionary levels. The sequences 430 and 430a at kilometer 430 from the Ob' River mouth yielded Late Quaternary faunas and the sequence Khashgort (= Bolshaya Ob' 440 km) at kilometer 442 from the Ob' River mouth yielded Middle Quaternary faunas. This contradicted generally accepted ideas, according to which the absence of Middle Quaternary alluvium was assumed in this area and called into question either geological or paleontological interpretations of the Pleistocene history of north of Western Siberia. This paper proposes a comparison between two geological sections using both geological and paleontological methods and suggests an updated biostratigraphic interpretation of the materials relevant to the Karginian and Tazovian horizons of Western Siberia collected in 1980s and 2016–2022. It is established that the Late Quaternary assemblage of micromammals from the sections at kilometer 430 of the Ob' River is confined to alluvium of the 2nd terrace above the river floodplain. In the locality Khashgort (Bolshaya Ob' 440 km) at kilometer 442 of the Ob' River, the micromammal assemblage is associated with fluvioglacial sands showing the signs of close redeposition of paleontological materials with the outliers comprised in the Middle Quaternary Khashgort aleurolites bearing boulders and sands. Thus, the study makes it possible to harmonize the geological and paleontological data that were in conflict for more than half a century.

Keywords: stratigraphy, Pleistocene, micromammals, alluvium, fluvioglacial deposits, outliers, Lower Ob' region

УДК 581.33+551.89

СУБФОССИЛЬНЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ СЕВЕРА ЯКУТИИ КАК КЛЮЧ К ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. Д. А. Лопатина¹ *, О. Г. Занина²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения – обособленное подразделение Федерального исследовательского центра “Пушинский научный центр биологических исследований РАН”, Пушкино, Московская область, Россия

*e-mail: dalopat@mail.ru

Поступила в редакцию 16.03.2023 г.

После доработки 17.06.2023 г.

Принята к публикации 26.06.2023 г.

Представлены результаты изучения спор и пыльцы из субфоссильных спектров проб полуострова Быковский (север Якутии) с целью их сопоставления с составом современной растительности, установления основных криогенных нарушений палинологических остатков и анализа механизмов их криогенной деструкции. Заметное содержание в спектрах заносной пыльцы *Betula sect. Nanae* и *Alnus* обусловлено открытостью изучаемых ландшафтов, относительно низкой пыльцевой продуктивностью и переходом на вегетативное размножение в суровых климатических условиях трав и кустарничков, преобладающих в составе местных фитоценозов. Селектирующая роль криогенеза при формировании спорово-пыльцевых спектров осуществляется через неоднократное повторение циклов оттаивания и промерзания отложений, в результате чего на палинологических остатках образуются повреждения физического типа (разрывы и трещины). Результаты исследований являются вкладом в разработку методических аспектов палинофауны в отложениях криолитозоны и могут быть использованы при реконструкции ландшафтов и растительности неоплейстоцена, изучения криоконсервации остатков живых организмов и их разнообразия в районах многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: полуостров Быковский, субфоссильные палиноморфы, повреждения спор и пыльцы

DOI: 10.31857/S0869592X24020058, EDN: DDYTOP

ВВЕДЕНИЕ

Изучение субфоссильных спорово-пыльцевых спектров и их сопоставление с составом современной растительности формирует методическую основу для интерпретации ископаемых палиноспектров и реконструкции ландшафтов прошлых геологических эпох. Данные работы актуальны для тундр, где из-за низкой пыльцевой продуктивности и перехода на вегетативное размножение в суровых климатических условиях ряда травянистых и кустарничковых растений в спорово-пыльцевых спектрах не отображается их таксономическое разнообразие и количественное содержание. Доля заносной пыльцы деревьев и кустарников зачастую затеняет содержание пыльцы растений, произрастающих в точках отбора проб. Результаты исследования спорово-пыльцевых спектров из поверхностных проб тундры приведены в публикациях Г.Г. Карташовой (1973), А. В. Ложкина (2002), А.К. Васильчук (2005), С. Н. Эктовой и др. (2013),

Д.А. Лопатиной и О.Г. Заниной (2016), Е.А. Рашке и Л.А. Савельевой (2017), П.Де Клерка с соавторами (De Klerk et al., 2009, 2014, 2017) и др. Получение новых данных по составу субфоссильных спорово-пыльцевых спектров тундровой зоны и степени адекватности их окружающей растительности имеет важное значение для интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа и реконструкции растительности тундровых ландшафтов, широко распространенных в плейстоцене.

До настоящего времени вопросы преобразования органического материала (в частности спор и пыльцы) при криогенном выветривании остаются малоисследованными. Преобладание в криолитозоне отрицательных температур в течение года и, соответственно, низкая микробиологическая активность обеспечивают слабую трансформацию органической массы. Благодаря достаточно быстрому переходу в мерзлое состояние палиноморфы хорошо сохраняются, что делает спорово-пыльцевой анализ важным инструментом при палеоэкологическом

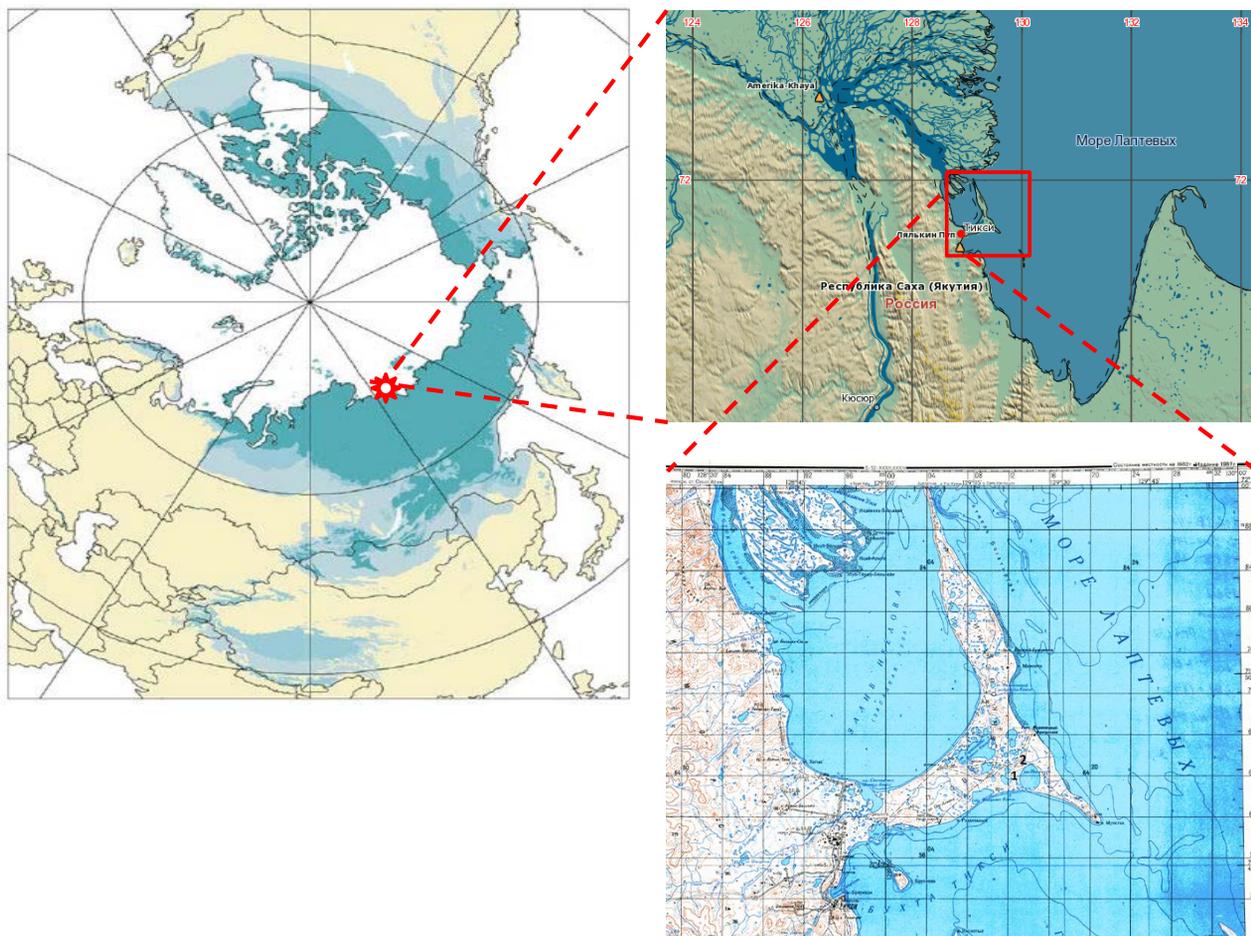


Рис. 1. Карта-схема точек отбора проб на полуострове Быковский.

изучении четвертичных отложений региона. В то же время нельзя исключить, что криогенные процессы могут приводить и к разрушению палинологических остатков, удаляя таким образом определенную часть информации о реконструируемых ландшафтах. А.К. Васильчук (2005) был проведен анализ разрушений спор и пыльцы и изучены вопросы сохранности палиноморф из субфоссильных проб различных элементов рельефа криолитозоны России. Авторами настоящей статьи проведено исследование сохранности спор и пыльцы в мерзлотных почвах Якутии (Лопатина и др., 2022).

Цель работы — выявление особенностей субфоссильных спорово-пыльцевых спектров полуострова Быковский, их сопоставление с составом современной растительности, анализ типов повреждений спор и пыльцы, установление механизмов криогенной деградации палиноморф. До настоящего времени детальное исследование субфоссильных спектров п-ова Быковский не проводилось. Полученные данные пополняют региональную базу данных субфоссильных спорово-пыльцевых спектров, послужат

формированию актуалистической основы для реконструкции палеогеографических условий неоплейстоцена и анализа криоконсервации остатков живых организмов и их разнообразия в криолитозоне.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исследования проведены на полуострове Быковский, находящемся на юго-востоке от дельты р. Лена и представляющем аккумулятивную равнину с отметками высот 20–40 м, расчлененную термокарстовыми котловинами и овражной эрозией. Изучаемая территория находится за Полярным кругом, в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород; климат арктический, резко континентальный. По наблюдениям на метеостанции Тикси среднегодовая температура -12.6°C , средняя температура января -30.4°C , средняя температура июля $+8.2^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 316 мм в год. Достаточно высокая относительная влажность воздуха в теплое время года обуславливает низкое испарение влаги, что приводит к значительному накоплению

Таблица 1. Данные о точках отбора проб на полуострове Быковский

Географическое положение	Растительность	№ обр.	Характеристика материала отбора
<p>Точка 1</p> <p>Свободная от воды северо-западная часть аласа-лагуны Ивашкина, едомный останец около 200 м от береговой линии, возле скважины 11-03. 71°44,587' с.ш., 129°21,493' в.д., абсолютная высота 9 м. Пробы отобраны на квадрате 100 × 100 м</p>	<p>Ивково-дриадовая тундра. Сосудистые растения: <i>Dryas octopetala</i> subsp. <i>subincisa</i> Jurtzev (около 70%), <i>Salix glauca</i> L. (5%), <i>Arctagrostis latifolia</i> (R.Br.) Griseb – менее 1% (следующие по списку растения имеют такой же процент покрытия), <i>Luzula confusa</i> Lindeb., <i>Artemisia borealis</i> Pall., <i>Pedicularis oederi</i> Vahl., <i>Bistorta elliptica</i> (Willd. ex Spreng.) Kom.; <i>B. vivipara</i> (L.) Delarbre; <i>Astragalus alpinus</i> L., <i>Hyalopoa lanatiflora</i> (Roshev.) Tzvelev; <i>Valeriana capitata</i> Pall. ex Link; <i>Papaver angustifolium</i> Tolm., <i>Achoriphragma nudicaule</i> (L.) Sojak, <i>Saxifraga nelsoniana</i> D. Don; <i>S. hirculus</i> L.; <i>S. hieracifolia</i> Waldst. et Kit.; <i>Alopecurus alpinus</i> R.Br., <i>Lagotis minor</i> (Willd.) Standl., <i>Delphinium chamissonis</i> Pritz. ex Walp., <i>Tephrosieris turczaninowii</i> (DC.) Holub., <i>Oxyria digyna</i> (L.) Hill, <i>Carex misandra</i> R. Br., <i>C. subspathacea</i> Wormsk. ex Hornem. Мхи: <i>Hylocomium splendens</i> (Hedw.) B.S.G. (40–50%), <i>Aulacomnium turgidum</i> (Wahlenb.) Schwaegr. Лишайники: <i>Cetraria islandica</i> (L.) Ach., <i>C. cucullata</i> (Bellard.) Ach., <i>C. laevigata</i> Rassad., <i>C. glauca</i> (L.) Ach. <i>Cladonia cornuta</i>, <i>C. rangiferina</i> (L.) Weber ex F.H. Wigg., <i>Dactylina arctica</i> (Hook. f.) Nyl., <i>Sphaerophorus globosus</i> (Huds.) Vain, <i>Thamnolia vermicularis</i> (Sw.) Schaer., <i>Peltigera aphthosa</i> (L.) Willd. В нижних частях гряды, на переходе к аласу, количество дриады уменьшается, преобладает <i>Cassiope tetragona</i> (L.) D. Don, появляется <i>S. cernua</i> L., <i>Ranunculus turneri</i> Greene. Мхи: <i>Tomenthypnum nitens</i> (Hedw.) Loeske, <i>Ptilidium ciliare</i> (L.) Hampe</p>	Л1	Проба с таллома <i>Peltigera aphthosa</i>
		Л2	Проба с таллома <i>Cladonia cornuta</i>
		Л3	Проба с таллома <i>Dactylina arctica</i>
		Л4	Проба с таллома <i>Cladonia rangiferina</i>
		Л5	Проба с таллома <i>Cetraria glauca</i>
		Л6	Проба с таллома <i>Sphaerophorus globosus</i>
		Т4	Проба материала из остатков лагеря 2003 г., проросших <i>Salix glauca</i> , <i>Carex misandra</i> , <i>Arctagrostis latifolia</i>
		Т8	Проба материала с остатков лагеря 2003 г., покрытых <i>Tomenthypnum nitens</i>
		Т9	Проба материала с остатков лагеря 2003 г.
		Т1	Соскоб с пятна оголенного грунта площадью около 0.05 м ² . По краю пятна произрастают <i>Salix glauca</i> , <i>Bistorta vivipara</i> , <i>Dryas octopetala</i> subsp. <i>subincisa</i> , <i>Astragalus alpinus</i>
		Т12	Соскоб с пятна оголенного грунта площадью около 0.33 м ² . По краю пятна произрастает <i>Carex misandra</i>
Т2	Соскоб с пятна оголенного грунта площадью около 0.4 м ²		
Т3	Соскоб с зарастающего пятна площадью около 0.3 км ² . В центре пятна куртинка <i>Carex subspathacea</i> , по краю пятна произрастают <i>Salix glauca</i> , <i>Bistorta vivipara</i> , <i>Dryas octopetala</i> subsp. <i>subincisa</i>		
Т10	Поверхностная проба с нижней части склона по направлению к лагуне		
Т11	Поверхностная проба возле остатков лагеря 2003 г.		
<p>Точка 2</p> <p>Северный борт аласа-лагуны Ивашкина, едомный останец, 71°45'19,3" с.ш., 129°22'08,9" в.д.</p>	<p>Бугорковая пушицево-лишайниково-моховая тундра. Сосудистые растения: <i>Eriophorum vaginatum</i> L. (преобладает, произрастает на кочках), <i>Salix polaris</i> Wahlenb., <i>B. vivipara</i>, <i>B. elliptica</i>, <i>C. misandra</i>, <i>Rumex arcticus</i> Trautv., <i>Minuartia arctica</i> (Steven ex Ser.) Graebn., <i>Astragalus umbellatus</i>, <i>Saxifraga punctata</i> L., <i>Vaccinium minus</i> (Lodd) Worosch., <i>Tephrosieris atropurpurea</i> (Ledeb.) Holub, <i>Cassiope tetragona</i>, <i>Arctagrostis latifolia</i>, <i>Rubus chamaemorus</i> L. Мхи: <i>Dicranum elongatum</i> Schwaegr., <i>Sphagnum magellanicum</i> Brid., <i>Aulacomnium palustre</i> (Hedw.) Schwaegr., <i>Polytrichum juniperinum</i></p>	102	Поверхностная проба с бугорка размером 160×115 см и высотой 25 см. В центре бугорка – <i>Eriophorum vaginatum</i> , <i>Polytrichum juniperinum</i>

Таблица 1. Окончание

Географическое положение	Растительность	№ обр.	Характеристика материала отбора
	Hedw. <i>Лишайники</i> : <i>Cladonia sylvatica</i> (L.) Harm., <i>C. rangiferina</i> (L.) Harm., <i>Cetraria cucullata</i> , <i>C. laevigata</i> , <i>Stereocaulon alpinum</i> Laur. (небольшими вкраплениями в другие лишайники), <i>Dactilina arctica</i> (в основном в микропонижениях)	104	Поверхностная проба с бугорка размером от 40×50 до 150×170 см и высотой бугорков 15–25 см
		105	Соскоб с оголенного пятна, по периферии пятна <i>Salix glauca</i>
		106	Соскоб с пятна с отдельными побегами <i>Carex misandra</i> , <i>Polytrichum juniperinum</i>
		107	Соскоб с пятна с отдельными побегами <i>Carex misandra</i> , <i>Polytrichum juniperinum</i>
		108	Соскоб с пятна с отдельными побегами <i>Carex misandra</i>
		109	Соскоб пятна, зарастающего <i>Saxifraga punctata</i> и <i>Dryas octopetala</i> subsp. <i>subincisa</i>
		110	Соскоб с пятна, заросшего <i>Polytrichum juniperinum</i>
		111	Соскоб с пятна, заросшего лишайником с отдельными экземплярами с <i>Polytrichum juniperinum</i>
		112	Соскоб с пятна, заросшего фрагментарно лишайником, по периферии <i>Polytrichum juniperinum</i>

воды в сезоннотроаивающих почвах и заболачиванию территории. Изучаемый район находится в пределах подзоны северных субарктических тундр, в составе растительности преобладают кустарничково-травяные зеленомошные ассоциации. Кустарниковые сообщества представлены в основном ивняками (Александрова, 1977; Растительный..., 1985; Андреев и др., 1987).

Отбор проб проводился сотрудниками Лаборатории криологии почв Института физико-химических и биологических проблем почвоведения (ИФХиБПП) РАН О.Г. Заниной и Д.Г. Федоровым-Давыдовым в 2019 и 2021 гг. в центральной части полуострова Быковский, на северо-западном (точка 1) и северном (точка 2) бортах аласа-лагуны Ивашкина (рис. 1). Характеристика растительности района отбора проб дана в табл. 1 с использованием материалов сотрудника Лаборатории криологии почв ИФХиБПП РАН С.В. Максимовича, собранных им в 2003 и 2010 гг.

Для изучения субфоссильных палиноморф и их повреждений проведен детальный отбор поверхностного материала. В точке 1 для исследования

повреждения спор и пыльцы до их фоссилизации были срезаны сегменты таллома различных видов лишайников, служивших своеобразной ловушкой органического материала. Для изучения материала, отложившегося в период с 2003 по 2021 гг., отобран осадок с антропогенных поверхностей (остаток лагеря экспедиции ИФХиБПП РАН 2003 г.). Ряд проб взят путем соскоба с оголенного грунта на глубину до 0.5 см. Поверхностные пробы отбирались после снятия растительного покрова на участке 70 × 70 см, захватывающем вершину и наносклон бугорков. В целях усреднения отбор производился до глубины 1.5 см в разных частях участка, затем образец смешивали. Столь детальный комплексный отбор образцов здесь проводился впервые и был обусловлен необходимостью анализа отражения субфоссильными спектрами современной растительности и, соответственно, возможностью использования полученных закономерностей для реконструкции растительности и климата, а также выявления деструкции палиноморф на первоначальных стадиях осадконакопления в течение первых десятков или сотен лет (табл. I).

Таблица I. Участки отбора проб на полуострове Быковский.

1 – ландшафт точки 1; 2 – ландшафт точки 2; 3 – точка отбора материала с остатков лагеря; 4 – точка отбора грунта с пятна-медальона; 5 – *Dryas punctata* Juz в точке 1; 6 – *Cladonia rangiferina* (L.) Web. в точке 1; 7 – *Dactylina arctica* (Hook.) Nyl. в точке 1; 8 – *Cladonia cornuta* (L.) Hoffm. в точке 1. Длина масштабной линейки 5 см для фиг. 3, 4, 8.



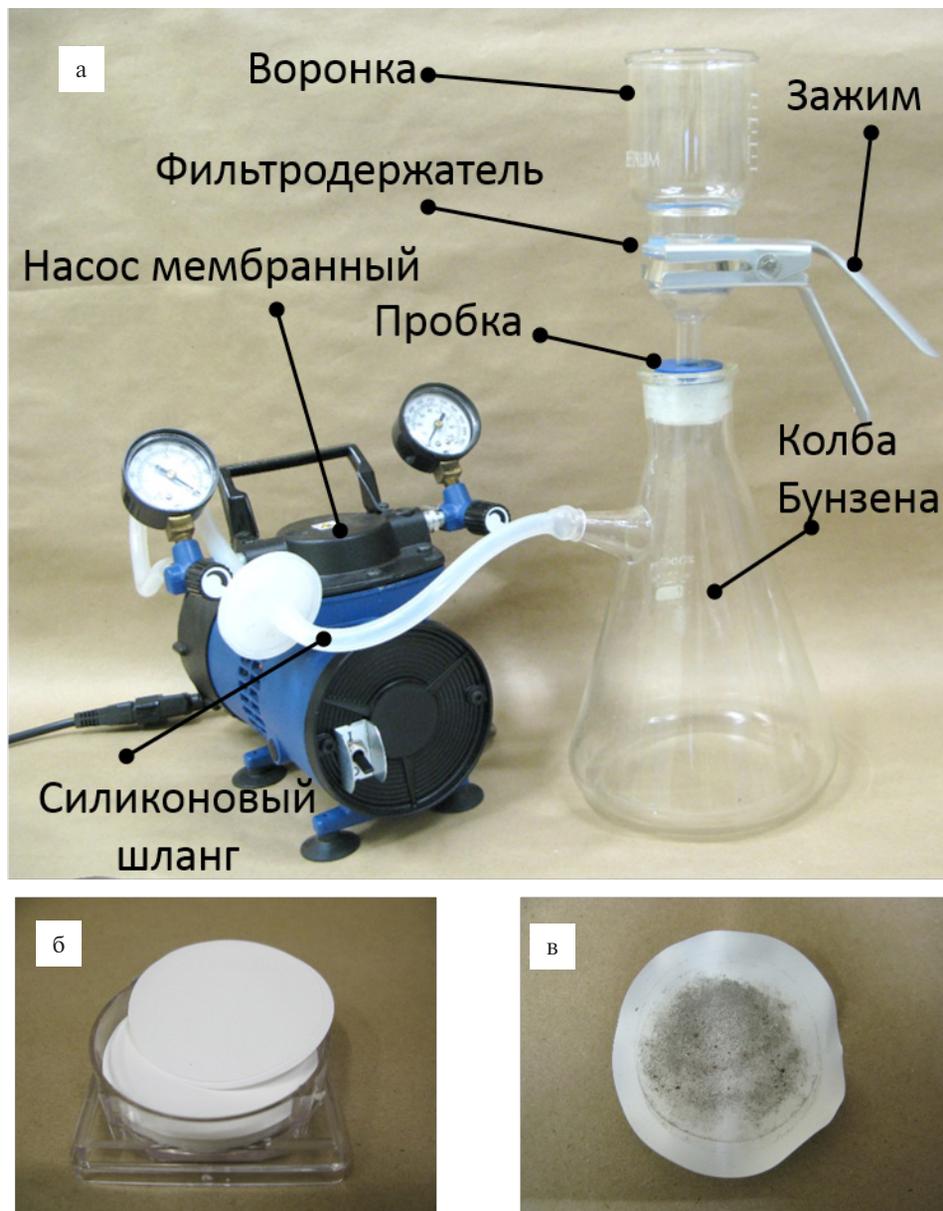


Рис. 2. (а) Вакуумная система фильтрации с использованием фильтров МФАС-П-4 (Владипор), (б) фильтры, (в) фильтры с полученным осадком.

Для выделения палинологического материала, накопившегося на талломе лишайников, предложена и апробирована следующая методика. В лабораторных условиях срезанные сегменты таллома помещали в стеклянный цилиндр объемом 2 л и заливали дистиллированной водой. Через 20 минут отделившийся с талломов осадок для удаления минеральных частиц многократно промывали до светлых вод и визуального отсутствия взвеси. Затем осадок для уменьшения потерь микроостатков фильтровали в вакуумной системе фильтрации с использованием фильтров МФАС-П-4 (Владипор) с порами 3–4.5 мкм

(рис. 2). Полученный после фильтрации осадок изучали под микроскопом.

Обработка соскобов и поверхностных проб выполнена с использованием сепарационного метода В.П. Гричука (Пыльцевой..., 1950; Палеопалинология, 1966). Количественная оценка палиноморф проводилась путем их подсчета до 200 экземпляров на одну пробу, после чего препарат просматривался с целью обнаружения новых таксонов. При анализе сохранности палиноморф выделялись разрушения физического типа (разрывы и трещины на поверхности спор и пыльцы) и химико-биотического типа (истончение экзины и каверны,

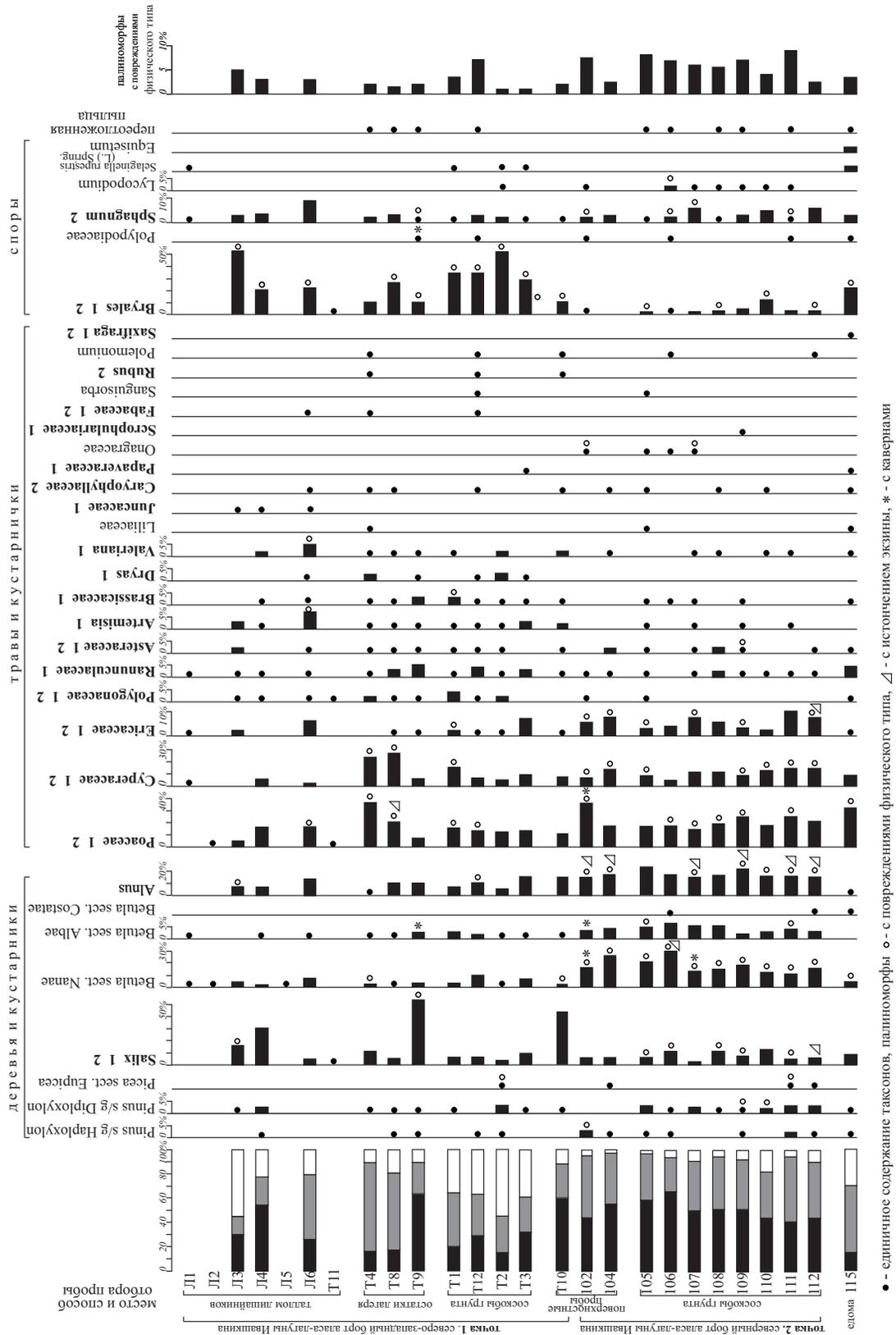


Рис. 3. Содержание спор и пыльцы в пробах на полуострове Быковский. Жирным шрифтом выделены таксоны, участвующие в составе современной растительности точек 1 и 2. На общей диаграмме черным цветом показано содержание пыльцы деревьев и кустарников, серым — пыльцы трав и кустарничков, белым — спор.

образующиеся в результате химического воздействия на споры и пыльцу микробов).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Насыщенность мацератов спорами и пылью удовлетворительная, исключение составляют четыре пробы материала с таллома лишайников – в них содержание палиноморф единично. Возможно, это обусловлено еще недостаточно обработанной методикой получения палинологического материала подобным способом.

В большинстве изученных субфоссильных спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца деревьев и кустарников. Основная роль принадлежит кустарникам *Betula sect. Nanae* и *Alnus*. Среднее содержание пыльцы *Betula sect. Nanae* составляет 3–4% (максимум до 9%) в спектрах проб, отобранных в точке 1 на северо-западном борту лагуны Ивашкина, и 18% (максимум до 29%) в спектрах проб с северного борта этой же лагуны (точка 2). Похожая тенденция прослежена и для пыльцы *Alnus*: в среднем 8.5% (максимум 15%) в спектрах проб точки 1 и 16% (максимум до 22.5%) в спектрах проб точки 2. Стабильно во всех спектрах в незначительном количестве от единичных зерен до 6.5% присутствует пыльца древесной формы *Betula* – *Betula sect. Albae*. Единичная пыльца сем. *Pinaceae* (*Pinus s/g Haploxylo*, *Pinus s/g Diploxylo*, *Picea*) зафиксирована спорадически (рис. 3, табл. II, III).

Пыльца *Salix*, единственного представителя кустарниковой растительности, составляет от 3 до 47.5%, но в большинстве спектров не превышает 10%. Ее максимальное содержание зафиксировано в спектрах четырех проб точки 1, три из которых взяты не с поверхности грунта, а из осадка, накопленного за несколько лет на талломе лишайников и остатках лагера. Отметим, что в спектрах проб T1, T4, T3 и 105, отобранных непосредственно возле кустарников *Salix glauca* или *S. polaris*, содержание пыльцы ивы колеблется в пределах 6–11%.

Разнообразная по составу пыльца травянистых и кустарниковых растений составляет в среднем 30–40%, достигая максимальных значений (63.5–72.5%) в спектрах проб материала из остатков лагера в точке 1 за счет пыльцы сем. *Roaceae* и *Suregaseae*. Пыльца этих семейств доминирует во всех изученных спектрах, составляя в среднем 15–20% (*Roaceae*) и 5–15% (*Suregaseae*). Участие *Ericaceae* варьирует от единичных зерен (преимущественно в точке 1) до 10%, в среднем ее содержание 5–7%. Стабильным компонентом практически

всех спектров является пыльца сем. *Ranunculaceae* и *Asteraceae*, включая род *Artemisia*. Большинство семейств, представленных в составе растительности (*Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Saxifragaceae*, *Fabaceae*, *Juncaceae*, *Papaveraceae*, *Scrophulariaceae*, *Rosaceae*, *Valerianaceae*, *Polemoniaceae*), отражены на спорово-пыльцевых диаграммах спорадически встречающимися единичными экземплярами. Исключение составляет пыльца сем. *Sauyophyllaceae*, *Onagraceae*, *Liliaceae*, принесенная ветром в исследуемый район. Обращает на себя внимание, что крайне редко встречаются единичные зерна дриады *Dryas* – травянистого растения, обычного в составе растительности полуострова и доминирующего в локальном фитоценозе на северо-западном борту аласа-лагуны Ивашкина. Также единично отмечена пыльца *Bistorta vivipara*, произрастающего непосредственно на точках отбора ряда проб.

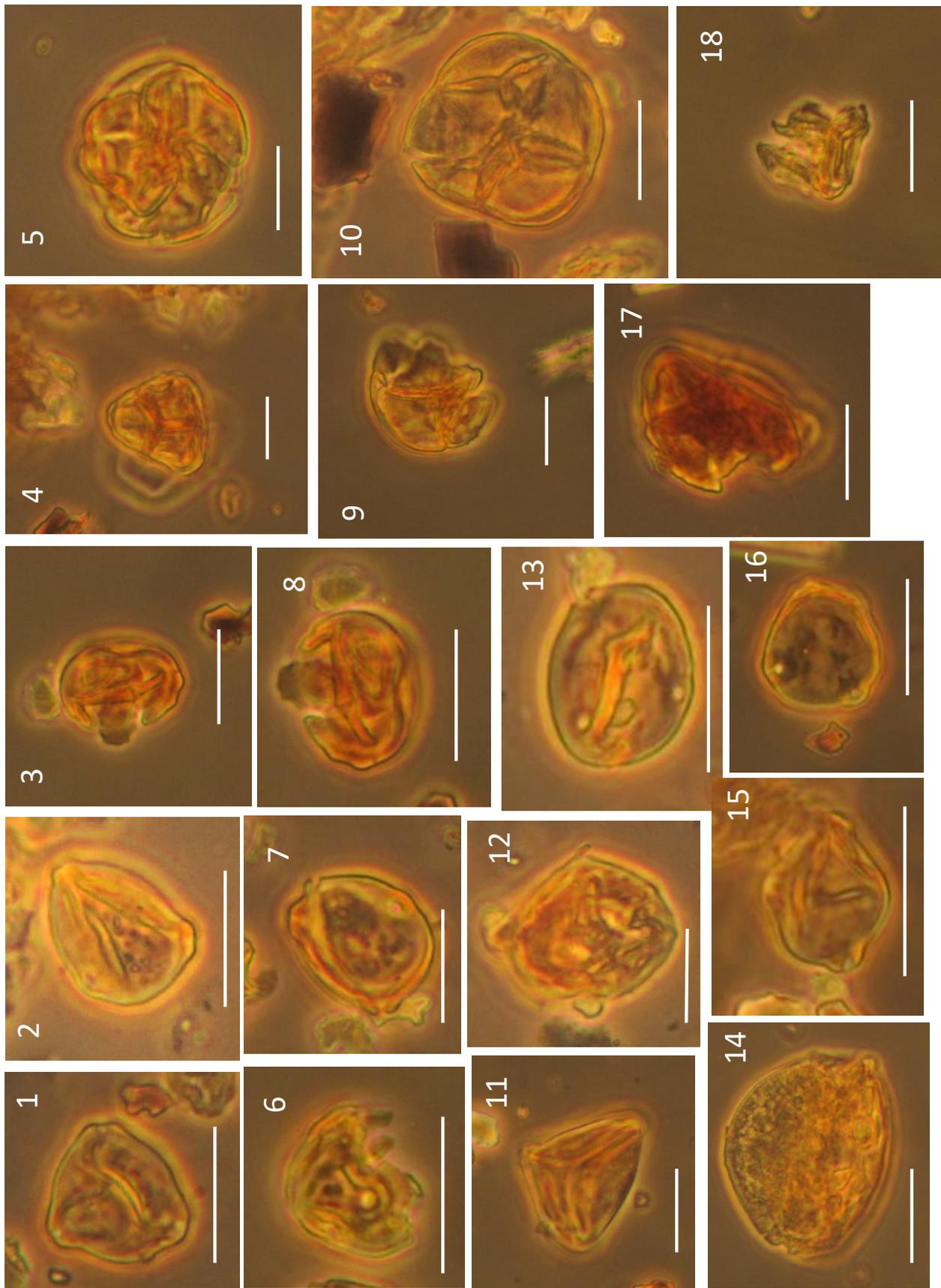
Максимальное содержание спор (до 55%) установлено в спектрах проб точки 1, при доминировании спор *Bryales*. В спектрах из материала с таллома лишайников количество спор варьирует от 20 до 50%, в спектрах из материала с остатков лагера – 10–16%, в спектрах соскобов – от трети до половины от суммы всех палиноморф. Стабильно во всех пробах этой точки, но в значительно меньшем количестве (в среднем 3%, максимум 9%) определен *Sphagnum*. Среднее содержание спор в точке 2 составляет 5–10%, при этом споры *Bryales* и *Sphagnum* зафиксированы приблизительно в равном количестве экземпляров.

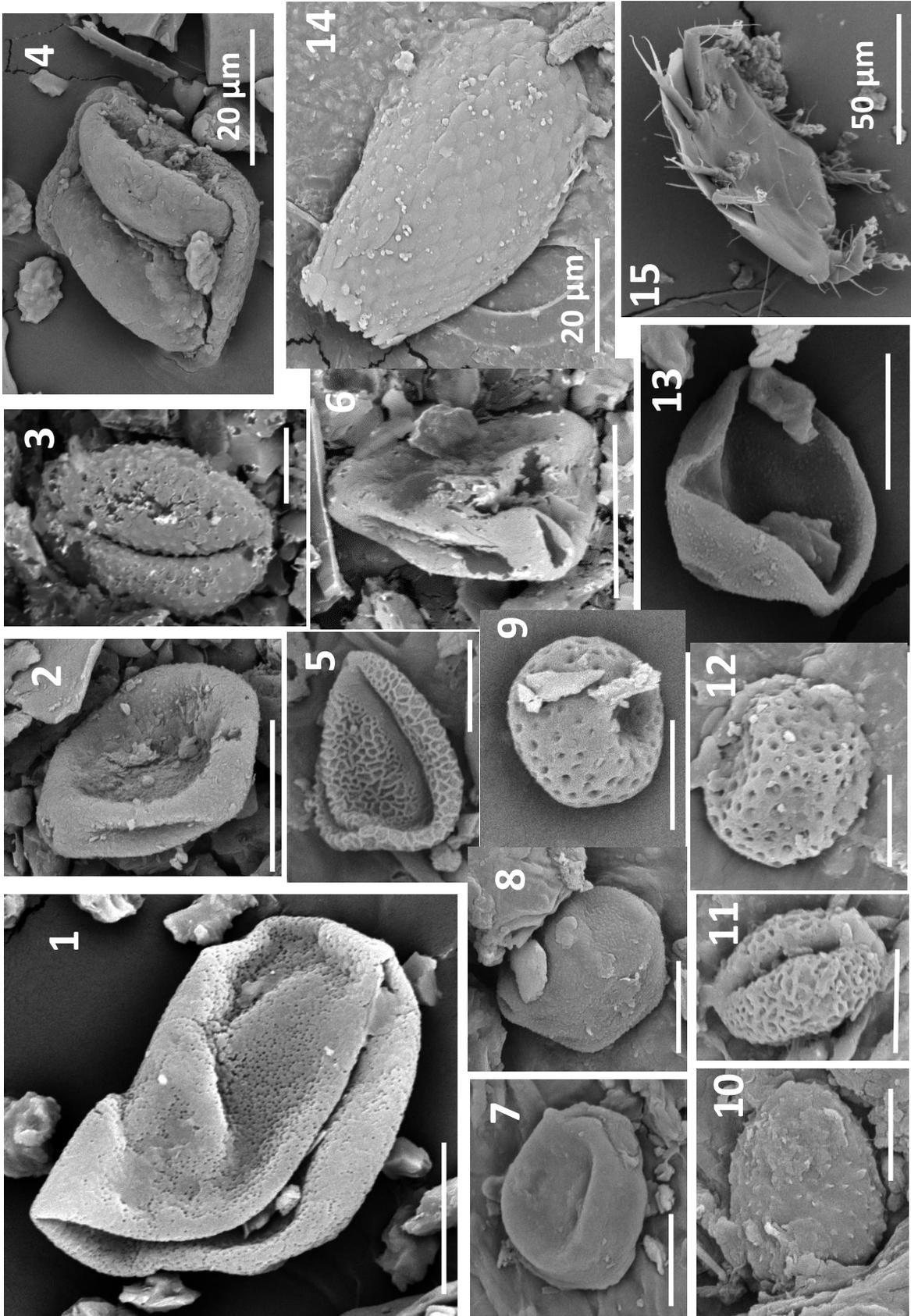
В ряде проб определены единичные экземпляры характерных для палеоген-неогеновых комплексов родов пыльцы *Mugica*, *Alnus*, *Betula*, *Juglans*, *Carya*, *Ulmus*, *Taxodium*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, свидетельствующие о перееотложении в результате эолового заноса или размыва более древних образований.

Все изученные пробы, отобранные с различных поверхностей разными способами, имеют приблизительно одинаковый качественный состав таксонов. Относительно низким разнообразием трав и кустарничков характеризуются спектры поверхностных проб 102 и 104 из точки 2. Колебания количественного содержания таксонов в спектрах отмечены для заносной пыльцы *Betula* и *Alnus*: в спектрах проб точки 1 ее количество составляет в среднем 15% (максимум 23%), а в спектрах проб точки 2 доходит до половины от суммы всех палиноморф. Зафиксировано неравномерное содержание ряда таксонов в спектрах проб точки 1 на северо-западном борту лагуны Ивашкина. Отмечено максимальное содержание пыльцы *Salix* в трех пробах – с таллома лишайника, из

Таблица II. Палиноморфы из субфоссильных проб полуострова Быковский.

1, 2, 13, 15, 16 – *Betula sect. Nanae*; 3, 6–8 – *Betula sect. Nanae* с повреждениями; 4 – *Ericaceae*; 5, 9, 10, 17 – *Ericaceae* с повреждениями; 11 – *Sphagnum*; 12 – *Roaceae*; 14 – *Pinus s/g Haploxylo*; 18 – *Alnus*. Длина масштабной линейки 20 мкм.





материала с остатков лагеря и в поверхностной пробе. Споры Bryales доминируют в пробах, отобранных из материала лишайников и путем соскоба. Пыльца сем. Сурегасеае и Роасеае преобладает в пробе из материала с остатков лагеря, при этом представители этих семейств *Carex misandra* и *Arctagrostis latifolia* произрастают непосредственно в месте отбора пробы. Максимум содержания Роасеае зафиксирован также в поверхностной пробе 102 из точки наблюдения 2.

А.К. Васильчук (2005) подразделяет компоненты спорово-пыльцевых спектров тундры на дальнезаноносные (перенесенные от производящего их растения на расстояние более 500 км), региональные (перенесенные от производящего их растения на расстояние от 750 м до 200–500 км в зависимости от рельефа) и локальные (отражающие участие таксонов, произрастающих на площадке отбора проб в радиусе до 750 м). В изученных спектрах проб значительное участие принимает региональная пыльца кустарников *Betula sect. Nanae* и *Alnus*, вероятнее всего принадлежащая к распространенным в Субарктике ветроопыляемым кустарникам с высокой пыльцевой продуктивностью, соответственно к березке тощей *Betula exilis* Sukaczev и ольхе кустарниковой *Alnus alnobetula* subsp. *fruticosa* (Rupr.) Raus. Область распространения березки тощей охватывает полуостров Быковский, но находится на границе ареала, встречается этот вид нечасто, и в местах отбора проб он отсутствует, а ольха кустарниковая отмечена в центральной части дельты р. Лена в виде отдельных растений (Ареалы..., 1977). На значительное участие упомянутых таксонов кустарников в спектрах поверхностных проб арктических регионов Северо-Востока Азии указывали в своих публикациях Г.Г. Карташова (1973), А.К. Васильчук (2005), А.В. Ложкин (2002), Дж. Клемм с соавторами (Klemm et al., 2013) и др. Е.А. Рашке и Л.А. Савельева (2017) для поверхностных спектров дельты р. Лена отмечают, что фоновое содержание пыльцы карликовой березки и ольховника приблизительно одинаковое, тогда как участие ольховника в составе растительности меньше, что позволяет выдвинуть предположение о его большей пыльцевой продуктивности. Кроме того, ольховник более высокое растение, что способствует лучшему распространению пыльцы.

Стабильно встречается в спектрах дальнезаноносная пыльца *Betula sect. Albae*, вероятно принадлежащая видам *Betula pendula* Roth и *B. pubescens* Ehrh., северная граница ареалов которых проходит в 600–700 км от дельты р. Лена (Ареалы..., 1977). Однако нельзя исключить неточности в определении пыльцы, на которые указывали в своих

публикациях П. Де Клерк с соавторами (De Klerk et al., 2014) и Е.А. Рашке и Л.А. Савельева (2017): часть пыльцы *B. exilis* не всегда имеет строение, соответствующее *Betula sect. Nanae*, и может ошибочно относиться к *Betula sect. Albae*. А.К. Васильчук (2005) подчеркивает, что из-за вариаций пыльцевых зерен (размер, выраженность пор и поровой камеры) на северном пределе ареала пыльца берез сложно определяется даже до секции.

Пыльца *Pinus s/g Haploxyylon*, принадлежащая, вероятно, к кедровому стланнику *Pinus pumila* Regel, отмечена единично и спорадически. Северная граница ареала этого вида поднимается почти до 71° с.ш. по правобережью р. Лена (Ареалы..., 1977; Растительный..., 1985). Пыльца *Pinus s/g Diploxyylon*, возможно принадлежащая к *P. sylvestris* L., стабильно встречается во всех спектрах также в виде единичных зерен. Единичные пыльцевые зерна *Picea sect. Eurpicea*, скорее всего, относятся к ели сибирской *Picea obovata*. А.К. Васильчук (2005) отмечает высокую концентрацию дальнезаноносной пыльцы в зоне арктических тундр Северного полушария, причем количество пыльцы ели, сосны и кедра сибирского сопоставимо с их содержанием в лесотундре. О.В. Руденко с соавторами (2017) при изучении спорово-пыльцевых спектров с шельфа и континентального склона моря Лаптевых, с учетом данных Е.А. Рашке и Л.А. Савельевой (2017), исследовавших палинологические остатки в дельте р. Лена, отмечают доминирующую роль речного стока в переносе пыльцы по сравнению с транспортировкой по воздуху ветром. Весной и летом над морем Лаптевых преобладают ветра северо-восточного направления, т.е. из районов Арктики, где произрастают растения с низкой пыльцевой продуктивностью. Возможно, из-за того, что ареал сосен находится к югу от района исследований, в изученных нами спектрах сосна, характеризующаяся высокими показателями пыльцевой продуктивности и транспортабельности, что предполагает ее активный ветровой занос, представлена незначительно. Направление доминирующих ветров, таким образом, является фактором, ограничивающим присутствие древесной пыльцы в изученных спектрах.

Ива принимает большое участие в составе растительности полуострова Быковский. В точках наблюдения она представлена *Salix polaris* и *S. glauca*, однако в спорово-пыльцевых спектрах ее участие редко превышает 10% (даже в спектрах проб, отобранных непосредственно на месте произрастания этого кустарника), что не отражает ее реальной роли в составе местных фитоценозов. Наибольшее

← **Таблица III.** Микрофоссилии из субфоссильных проб полуострова Быковский.

1 – Сурегасеае; 2 – Роасеае; 3 – Asteraceae с разрывами и кавернами; 4 – *Pinus s/g Haploxyylon*; 5, 11 – *Salix*; 6 – Сурегасеае с разрывами; 7 – *Betula sect. Nanae*; 8 – *Alnus*; 9, 12 – Bryales; 10 – Asteraceae; 13 – Роасеае смятая; 14 – раковинная амеба; 15 – остатки насекомого. Длина масштабной линейки 10 мкм.

содержание, практически до половины от суммы всех палиноморф, зафиксировано в пробах, отобранных с поверхности таллома лишайников и остатков лагеря, т.е. не с поверхности грунта, что позволяет предположить быстрое разрушение пыльцы ивы в условиях ее попадания на почву. Низкое содержание пыльцы *Salix* в спектрах из поверхностных проб при условии участия ивы в фитоценозе неоднократно фиксировалось палинологами (Васильчук, 2005; De Klerk et al., 2009, 2014; Лопатина, Занина, 2016; Рашке, Савельева, 2017; Новенко и др., 2021). Это объясняется преимущественно плохой сохранностью пыльцы этого рода, способом ее опыления – энтомофильностью, когда большую часть пыльцы с этих растений собирают насекомые, а также двудомностью, когда в точке наблюдения преобладают либо только мужские (тычиночные), либо только женские (пестичные) растения (Рашке, Савельева, 2017). Таким образом, даже сравнительно невысокое содержание (5–10%) пыльцы *Salix* в спектрах позволяет предположить ее участие в составе фитоценозов.

Представители сем. Роасеае отмечены на полуострове Быковский. В составе растительности изученных точек злаковые не играют заметной роли, отмечены единичные *Arctagrostis latifolia*, *Pedicularis oederi* и *Hyalopoa lanatiflora* в точке 1. Однако пыльца Роасеае стабильно преобладает в спектрах, ее среднее содержание составляет 15–20%. Злаковые продуцируют много пыльцы, она обладает высокой транспортабельностью, и ее количество в спектрах может быть завышенным, в том числе за счет заноса с соседних территорий. Пыльцу этого семейства можно отнести к региональной и локальной компоненте спектров.

В составе растительности точки 2 на северном борту аласа-лагуны Ивашкина преобладает пушица влагалищная *Eriophorum vaginatum*, образующая кочки; в местах отбора проб на пятнах оголенного грунта отмечаются побеги *Carex misandra*. Это предполагает значительное содержание пыльцы сем. Сурегаеае в спектрах проб этой точки, однако она составляет 5–15%. Отдельные растения *C. misandra* и *C. subspathacea* определены на пятнах оголенного грунта в точке 1, но и здесь не зафиксировано ожидаемого увеличения осоковых в спектрах. Лишь в двух пробах, взятых из материала, накопленного на остатках лагеря (подчеркнем, что не на поверхности грунта), содержание пыльцы Сурегаеае составляет 24 и 27%. Таким образом, можно с уверенностью реконструировать участие осоковых в растительном покрове при упомянутом выше содержании пыльцы 5–15%.

Также постоянно (от единичных зерен до 10%) встречается пыльца сем. Егисеае, которая относится преимущественно к *Cassiope tetragona*, обычной в составе растительности полуострова. А.К. Васильчук (2005) отмечает, что пыльца этого

семейства в роли локальной составляющей соответствует 1–5%.

Обращает на себя внимание заниженное содержание ряда других таксонов трав и кустарничков в спектрах. В первую очередь это касается пыльцы *Dryas*. Дриада восьмилепестная *Dryas octopetala* subsp. *subincisa* обильна в составе растительности изучаемой территории и доминирует в точке 1 на северо-западном борту исследуемой лагуны, но при этом отмечена в виде единичных зерен не во всех спектрах. Данные о неадекватности количественного отражения пыльцы этого травянистого растения в поверхностных спектрах Арктики приведены в публикациях В.В. Украинцевой, И.Н. Поспелова (2006) и Е.А. Рашке, Л.А. Савельевой (2017). Также единично отмечена пыльца сем. *Polygonaceae*, *Fabaceae* и *Saxifragaceae* при условии произрастания представителей этих семейств, соответственно *Bistorta vivipara*, *Astragalus alpinus* и *Saxifraga punctata*, непосредственно на месте отбора ряда проб. В количестве, не превышающем 4%, практически во всех спектрах зафиксирована пыльца сем. *Asteraceae*, включая *Artemisia*, и *Ranunculaceae*; единично и спорадически встречается пыльца сем. *Juncaceae*, *Fabaceae*, *Scrophulariaceae*, *Papaveraceae*, *Brassicaceae* и *Valerianaceae*. Пыльца перечисленных таксонов отражает присутствие продуцирующих ее растений в составе растительности полуострова. Ее заниженное содержание связано с энтомофильностью ряда семейств, с возможным переходом в суровых климатических условиях на закрытое цветение (что снижает пыльцевую продуктивность), с высокой увлажненностью территории, замедляющей процесс раскрытия цветков и высвобождения пыльцы, с невызреванием пыльцы в пыльниках и переходом на вегетативное размножение. Представители сем. *Caryophyllaceae*, *Liliaceae*, *Onagraceae* не отмечены в составе локальных фитоценозов исследуемых точек, но обычны в составе растительности прилегающих территорий, что позволяет предположить их ветровой занос.

Высокий процент спор в спектрах проб точки 1, в основном *Bryales*, адекватно отражает их существенную роль в растительном покрове. В точке 2 их содержание незначительно, что, вероятно, связано с переходом на вегетативное размножение. *Sphagnum*, представленный в локальных фитоценозах, обычно отмечен небольшим числом спор в спектрах.

Наиболее соответствуют составу растительности спектры проб, отобранных в точке 1 на северо-западном борту аласа-лагуны Ивашкина, за исключением того, что можно было бы ожидать значительно большего количества пыльцы *Dryas*, доминирующей в составе травянистого покрова. Содержание заносной пыльцы деревьев и кустарников составляет в среднем 15%. *Salix* присутствует стабильно в количестве 3–10%, а в некоторых спектрах

является доминантой, составляя от 18 до 47.5% от суммы всех палиноморф. В группе трав и кустарничков разнообразно представлено разнотравье при доминировании *Suragaceae* и *Roaseae* с учетом вероятного частичного заноса последних. Преобладание спор *Bryales* отражает их значительную роль в моховом покрове. Материалы, полученные в точке 2, показывают достаточно слабое соответствие субфоссильных спектров составу растительности, при том что во всех спектрах определена пыльца основных доминантов. Это обусловлено, прежде всего, ветровым заносом пыльцы. Содержание региональной пыльцы деревьев и кустарничков (30–50%) значительно затеняет количество пыльцы трав и кустарничков, произрастающих в точке отбора, а споры представлены в количестве 5–10%, что не отражает роли споровых в фитоценозах.

Поскольку сравнительный анализ спектров из субфоссильных проб с составом продуцирующей их растительности является методической основой реконструкции растительности и ландшафтов прошлого, при интерпретации ископаемых спектров необходимо принимать во внимание следующие обстоятельства:

- наличие пыльцы *Salix* в количестве 5–10% свидетельствует о произрастании растения на исследуемой территории;

- пыльца *Alnus*, частично *Betula sect. Nanae* и сем. *Roaseae* является региональной компонентой спектров;

- содержание 5–15% пыльцы сем. *Suragaceae* и 3–10% сем. *Egicaseae* свидетельствует об их присутствии в составе фитоценозов;

- пыльца ряда семейств трав и кустарничков (*Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Fabaceae* и др.) не всегда отражает многообразие локальной растительности, а ее количество – адекватное присутствие тех или иных семейств разнотравья в ее составе;

- содержание спор *Bryales* и *Sphagnum* может быть заниженным.

В задачи данной работы не входило изучение спор и пыльцы из едомных отложений полуострова Быковский, но для сравнения спектров из этих образований с субфоссильными проанализирована проба из разреза Мамонтова Хайята на берегу моря Лаптевых. Детальное исследование палиноморф из данного разреза проведено Л.Л. Козачихиной (Томирдиаро, Черненький, 1987) и А.А. Андреевым (Andreev et al., 2000; Schirrmeyer et al., 2002; Sher et al., 2005). По составу (преобладание трав и кустарничков с доминированием *Roaseae* и *Suragaceae*, единичное присутствие разнотравья и кустарничков) спектр изученной пробы близок к таковым, приведенным в упомянутых публикациях.

Сопоставление спектров из верхнеплейстоценовых отложений и субфоссильных спектров полуострова Быковский показывает их сходство

по составу трав и кустарничков и позволяет реконструировать злаковую, злаково-осоковую и злаково-разнотравную растительность. С учетом данных анализа субфоссильных спектров можно предположить большую роль разнотравья в реконструируемых фитоценозах и менее значительную злаковых. В спектрах из едомных отложений значительно содержание спор *Selaginella rupestris*, что позволяет реконструировать широкое распространение каменистых тундр и осыпей. Пыльца *Alnus*, *Betula sect. Nanae*, сем. *Pinaceae* содержится в них в незначительном количестве. Это предполагает их отсутствие в составе растительности. Единственным представителем кустарничков, вероятнее всего, была ива.

Анализ сохранности палиноморф в изученных пробах показал единичное содержание среди них экземпляров с разрушениями химического (истончение экзины) и биологического типа (каверны и точечные повреждения). Вероятно, это обусловлено спецификой криолитозоны с преобладанием низких температур в течение года и подавленной микробиологической активностью. Истончение экзины определено преимущественно на пыльце представителей сем. *Betulaceae* – *Betula sect. Nanae* и *Alnus*.

А.К. Васильчук (2005) отмечает, что в спектрах из поверхностных проб тундры преобладают разрывные нарушения палиноморф. Разрывы происходят при промерзании и образовании кристаллов льда и последующем оттаивании отложений, а также при увлажнении, когда происходит пропитывание водой и разбухание пыльцы, и последующем подсушивании, а также при переносе палиноморф водными потоками. При анализе спор и пыльцы с повреждениями из отложений, сформировавшихся в субаэральных условиях на полуостровах Ямал, Гыданский, Тазовский и на Чукотке, А.К. Васильчук установлено, что в среднем 90% образцов содержат поврежденную пыльцу в количестве 0–10% от суммы всех палиноморф.

Палиноморфы с повреждениями физического типа (разрывы и трещины) составляют 1–4% в спектрах проб точки 1 (северо-западный борт лагуны Ивашкина). Проведенный анализ спор и пыльцы на детально отобранном материале (смывы с поверхности таллома лишайников, осадок, накопленный на остатках лагеря, соскоб с грунта и поверхностная проба) не выявил значимых различий в деструкции палиноморф на всех перечисленных поверхностях. Повреждения зафиксированы преимущественно на спорах *Bryales*, несколько меньше на *Roaseae*, остальные таксоны отмечены единично и спорадически. Содержание палиноморф с повреждениями физического типа в спектрах проб, отобранных в точке 2, возрастает, оно колеблется в пределах от 2.5 до 9%, составляя в среднем 6%, что, возможно, обусловлено более интенсивным протеканием здесь процессов

промерзания-оттаивания грунтов. Во всех спектрах с повреждениями этого типа в количестве от единичных зерен до 3.5% определена *Betula sect. Nanae*, реже отмечены *Salix*, *Alnus*, *Рoaceae*, *Сурерасеae*, *Егісасеae*. Здесь наблюдается увеличение числа пыльцевых зерен (*Betula sect. Nanae*, *Alnus*, *Salix*, *Егісасеae*) с истонченной, обесцвеченной экзиной.

Определить, пыльца каких таксонов наиболее подвержена разрушению физического типа, сложно. Практически во всех пробах точки 1 определены единичные споры *Bryales* с разрывами, а в спектрах проб точки 2 — *Betula sect. Nanae*. Стабильно с повреждениями этого типа встречаются *Salix*, *Alnus*, *Рoaceae*, *Сурерасеae*. Споры и пыльца перечисленных таксонов встречаются в спектрах в значительном количестве и зачастую являются доминантами. Соответственно, в этом случае мы располагаем большим числом зерен для статистического анализа по сравнению с другими таксонами, в частности с единичной пылью представителей разнотравья.

ВЫВОДЫ

Результаты сравнения субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с составом продуцирующей их растительности показали, что они отражают особенности тундровой растительности с искажением, которое, прежде всего, касается содержания региональной пыльцы кустарников. Пыльца *Alnus* и *Betula sect. Nanae*, не произрастающих в точках отбора проб, составляет в спектрах до половины от суммы всех палиноморф, а незначительное содержание в большинстве спектров *Salix* (до 10%) не соответствует ее роли в фитоценозах. Несколько занижено содержание в спектрах пыльцы сем. *Сурерасеae*, относительно адекватно отражено сем. *Егісасеae*. Из-за высокой пыльцевой продуктивности и транспортабельности в ряде проб явно завышено количество пыльцы *Рoaceae*. Пыльца разнотравья не всегда отражает многообразие локальной растительности, а ее количество — адекватное присутствие тех или иных семейств (в частности, сем. *Рoсасеae*, *Рolygonасеae*, *Fabасеae*, *Ranunculасеae*) в ее составе. Особенно это касается *Dryas*, доминирующей в составе растительности точки 1 и незначительно отраженной в спектрах. Данное обстоятельство обусловлено невысокой пыльцевой продуктивностью этих растений в суровых климатических условиях и переходом их на вегетативное размножение. Участие спор *Bryales* и *Sphagnum* в ряде спектров точки 2 на северном борту аласа-лагуны Ивашкина занижено до 10%, что не отражает их доминирующую роль в напочвенном покрове. Однако относительно адекватно их количество представлено в спектрах проб точки 1 на северо-западном борту исследуемого аласа-лагуны. Количественный состав субфоссильных спектров точки 1 достаточно изменчив и зависит не столько от состава продуцирующей их растительности, произрастающей

непосредственно в точке отбора пробы, сколько от поверхности, на которой происходит накопление палинологического материала. Так, на таллеме лишайников, антропогенных поверхностях и соскобе грунта зафиксировано высокое содержание пыльцы *Salix* и спор *Bryales*, доминирующих в растительном покрове. Это позволяет предположить разрушение указанных палиноморф на поверхности почвы. Перечисленные обстоятельства следует учитывать при интерпретации ископаемых спектров.

Споры и пыльца с разрушениями химико-биотического типа (истончение оболочек, образование каверн в результате химического воздействия на них микробов) единичны, что обусловлено спецификой криолитозоны с преобладанием низких температур в течение года и в целом подавленной микробиологической активностью. Во всех изученных спектрах на спорах и пыльце отмечены разрушения физического типа (разрывы и трещины). Отмечается небольшое увеличение числа палиноморф с повреждениями этого типа в спектрах проб с пятен медальонов. Вероятно, деструкция подобного рода происходит при попадании спор и пыльцы в условия повышенной влажности, в которых их оболочка разбухает, затем при наступлении холодного периода происходит ее подсушивание и вымораживание; при неоднократном повторении этих циклов на ней образуются разрывы и трещины. Селективная роль криогенеза при формировании спорово-пыльцевых спектров осуществляется через чередование циклов оттаивания и промерзания отложений. В стабильном многолетнемерзлом состоянии отрицательные температуры не являются экстремальным фактором, а напротив, способствуют длительной сохранности спор и пыльцы, деструктивным фактором является именно оттаивание толщ.

Результаты исследований послужат дополнительным критерием при интерпретации результатов палинологического анализа, позволят дополнить уже имеющиеся представления о палеогеографических условиях времени формирования верхнеплейстоценовых отложений Северо-Востока Азии и могут быть использованы при исследовании механизмов криоконсервации остатков живых организмов и их разнообразия в районах многолетней мерзлоты.

Источники финансирования. Работа выполнена по программам госзадания ГИН РАН и ИФХиБПП РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова В.Д.* Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики. Л.: Наука, 1977. 186 с.
Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Перфильева В.И., Щербаков И.П. Основные особенности растительного

- покрова Якутской АССР. Якутск: ЯФ АН СССР, 1987. 155 с.
- Ареалы деревьев и кустарников СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1977. 164 с.
- Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.
- Карташова Г.Г. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений тундровой зоны Восточной Якутии // Вестник МГУ. Сер. географ. 1973. № 5. С. 108–111.
- Ложкин А.В. Современный пылевой дождь в арктических районах Берингии и реконструкция растительности ледниковых интервалов плейстоцена // Четвертичная палеогеография Берингии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 13–27.
- Лопатина Д.А., Занина О.Г. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры низовьев р. Колыма и их значение для реконструкции четвертичной палеогеографии региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 2. С. 203–211.
- Лопатина Д.А., Занина О.Г., Федоров-Давыдов Д.Г. Особенности сохранности спор и пыльцы в почвах в зоне распространения многолетнемерзлых отложений Якутии // Почвоведение. 2022. № 8. С. 962–974.
- Новенко Е.Ю., Мазей Н.Г., Куприянова Д.А., Филимонова Л.В., Лаврова Н.Б. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры лесов Центральной Эвенкии: особенности интерпретации для целей палеоэкологических исследований // Экология. 2021. № 6. С. 403–411.
- Палеопалинология. Т.1. Ред. Покровская И.М. Л.: Недра, 1966. 352 с.
- Пыльцевой анализ. Ред. Криштофович А.Н. М.: Госгелиздат, 1950. 571 с.
- Растительный и животный мир дельты реки Лены. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 140 с.
- Рашке Е.А., Савельева Л.А. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры и современная растительность дельты реки Лена, Российская Арктика // Сибирский экологический журнал. 2017. Т. 24. № 4. С. 456–472.
- Руденко О.В., Васильчук А.К., Енина В.В. Сравнительная характеристика состава субрецентных палиноспектров в донных осадках моря Лаптевых и ледовых комплексах Сибирской Арктики // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 1–16.
- Томирдиаро С.В., Чёрный Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Сибири и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
- Украинцева В.В., Поспелов И.Н. О связях состава растительности и состава спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб (устье р. Оленья, полуостров Таймыр) // Изв. РАН. Сер. географ. 2006. № 3. С. 97–109.
- Эктова С.Н., Лантвега Е.Г., Трофимова С.С. Отражение флористического состава тундровой растительности долины р. Юрибей (Средний Ямал) в рецентных комплексах растительных остатков // Проблемы региональной экологии. 2013. № 4. С. 39–44.
- Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegelt C., Bobrov A.A., Demske D., Seifferr M., Hubberten H.W. Paleoenvironmental changes in Northeastern Siberia during the Late Quaternary – evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula // Polarforschung. 2000. V. 70. P. 13–25.
- De Klerk P., Donner N., Joosten H., Karpov N., Minke M., Seifert N., Theuerkauf M. Vegetation patterns, recent pollen deposition and distribution of non-pollen palynomorphs in a polygon mire near Chokurdakh (NE Yakutia, NE Siberia) // Boreas. 2009. V. 38. Issue 1. P. 239–258.
- De Klerk P., Telteuskoi A., Theuerkauf M., Joosten H. Vegetation patterns, pollen deposition and distribution of non-pollen palynomorphs in an ice-wedge polygon near Kytalyk (NE Siberia), with some remarks on Arctic pollen morphology // Polar Biology. 2014. V. 37. P. 1393–1412.
- De Klerk P., Theuerkauf M., Joosten H. Vegetation, recent pollen deposition, and distribution of some non-pollen palynomorphs in a degrading ice-wedge polygon mire complex near Pokhodsk (NE Siberia), including size-frequency analyses of pollen attributable to *Betula* // Rev. Palaeobot. Palynol. 2017. V. 238. P. 122–143.
- Klemm J., Herzschuh U., Pisaric M., Telford R., Heim B., Pestryakova L.A. A pollen-climate transfer function from the tundra and taiga vegetation in Arctic Siberia and its applicability to a Holocene record // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2013. V. 386. P. 702–713.
- Schirrmeister L., Siegelt C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Bobrov A. Palaeoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of northern Siberia // Quaternary Int. 2002. V. 89. Iss. 1. P. 97–118.
- Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // Quaternary Sci. Rev. 2005. V. 24. Iss. 5–6. P. 533–569.

Рецензенты

А. К. Маркова, А. Н. Симакова

Subfossil Spore-Pollen Spectra of Northern Yakutia as a Key to the Interpretation of Paleoecological Studies

D. A. Lopatina^{a, #} and O. G. Zanina^b

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

^b*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Science, Pushchino, Moscow oblast, Russia*

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

The results of the study of spores and pollen from subfossil spectra of samples from the Bykovsky Peninsula (northern Yakutia) are presented in order to compare them with the composition of modern vegetation, to establish the main cryogenic disturbances of palynological remains, and to analyze the mechanisms of their cryogenic destruction. The noticeable content in the spectra of alien pollen of *Betula* sect. *Nanae* and *Alnus* are due to the openness of the studied landscapes, relatively low pollen productivity and the transition to vegetative propagation in harsh climatic conditions of herbs and shrubs, prevailing in the local phytocenoses. The selective role of cryogenesis in the formation of spore-pollen spectra is carried out through repeated cycles of thawing and freezing of sediments, as a result of which physical damages (ruptures and cracks) are formed on palynological remains. The research results are a contribution to the study of the methodological aspects of palynotaphonomy in cryolithozone sediments and can be used for reconstruction of landscapes and vegetation of the Neopleistocene, the study of cryopreservation of remains of living organisms and their diversity in the permafrost areas.

Keywords: Bykovsky Peninsula, subfossil palynomorphs, spore and pollen damage