СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 1, 2021

Возраст и источники сноса осадочных пород даурской серии (рифей) Аргунского континентального массива: результаты U–Th–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритового циркона
Ю. Н. Смирнова, Р. О. Овчинников, А. А. Сорокин, Ю. В. Смирнов 3

Новые данные о стратиграфии и глендонитах свиты Каролинефьеллет (средний апт–нижний альб, нижний мел) Западного Шпицбергена
К. Ю. Михайлова, М. А. Рогов, В. Б. Ершова, К. Ю. Васильева, Б. Г. Покровский, Е. Ю. Барабошкин 11

Микрофауна, палиноморфы и биостратиграфия зоны Garantiana garantiana верхнего байоса (средняя юра) бассейна р. Большой Зеленчук, Северный Кавказ
В. В. Митта, Л. А. Глинских, Ю. Н. Савельева, О. В. Шурекова 28

Позднемеловая флора Зырянского угленосного бассейна, Северо-Восток России: состав, возраст и растительные сообщества
А. Б. Герман, С. В. Щепетов 48

Палеоген Преддонецкой моноклинали и его палинологическая характеристика
А. И. Яковлева, Г. Н. Александрова 59

Магнитостратиграфия опорного разреза морского кайнозоя Западной Камчатки (бухта Квачина)
А. Ю. Казанский, В. Ю. Водовозов, А. Ю. Гладенков, Ю. Б. Гладенков, В. М. Трубихин 99

Авторский указатель тома 28, 2020 г. 116

CONTENTS

Vol. 29, No. 1, 2021

Age and Sources of Sedimentary Rocks of the Daur Series (Riphean) in the Argun Continental Massif: Results of U–Th–Pb and Lu–Hf Isotope Studies of the Detrital Zircon
Yu. N. Smirnova, R. O. Ovchinnikov, A. A. Sorokin, and Yu. V. Smirnov 3

New Data on Stratigraphy and Glendonites Distributions from Carolinefjellet Formation (Middle Aptian–Lower Albian, Cretaceous), Western Spitsbergen
K. Yu. Mikhailova, M. A. Rogov, V. B. Ershova, K. Yu. Vasileva, B. G. Pokrovsky, and E. Yu. Baraboshkin 11

Microfauna, Palynomorphs, and Biostratigraphy of the Upper Bajocian Garantiana garantiana Zone (Middle Jurassic) of the Bolshoi Zelenchuk River Basin, Northern Caucasus
V. V. Mitta, L. A. Glinskikh, Yu. N. Savelieva, and O. V. Shurekova 28

Late Cretaceous Flora of the Zyrianka Coal Basin, North-Eastern Russia: Composition, Age and Plant Communities
A. B. Herman and S. V. Shczepetov 48

The Paleogene of the Cis-Donetsk Monocline and Its Palynological Characteristics
A. I. Iakovleva and G. N. Aleksandrova 59

Magnetostratigraphy of West Kamchatka Marine Cenozoic Key Section (the Kvachina Bay)
A. Yu. Kazansky, V. Yu. Vodovozov, A. Yu. Gladenkov, Yu. B. Gladenkov, and V. M. Trubikhin 99

Author's Index of Volume 28, 2020 116

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 3–10

УДК 550.93

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ СНОСА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДАУРСКОЙ СЕРИИ (РИФЕЙ) АРГУНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb И Lu–Hf ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА[1]

© 2021 г. Ю. Н. Смирнова[1, *], Р. О. Овчинников[1], А. А. Сорокин[1], Ю. В. Смирнов[1]

[1]*Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия*

**e-mail: smirnova@ascnet.ru*

Поступила в редакцию 28.02.2020 г.
После доработки 01.04.2020 г.
Принята к публикации 03.07.2020 г.

Представлены первые результаты U–Th–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов из осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса. Установлено, что наиболее молодые детритовые цирконы из песчаников урулюнгуйской и дырбылкейской свит даурской серии имеют возраст около 899 и 771 млн лет соответственно. Эти данные определяют нижнюю возрастную границу формирования даурской серии и согласуются с существующими представлениями о ее позднерифейском возрасте. Значительное количество позднерифейских детритовых цирконов из осадочных пород даурской серии имеет раннедокембрийские значения Lu–Hf модельных возрастов. Кроме того, в изученных породах присутствуют детритовые цирконы архейского и раннепротерозойского возрастов. Это позволяет предполагать, что либо в осадочных породах даурской серии присутствует древний (раннедокембрийский) рециклированный материал, либо рассматриваемая часть Аргунского массива представляет собой "экзотический блок", вопрос о происхождении которого требует дополнительных исследований.

Ключевые слова: Аргунский массив, даурская серия, рифей, детритовые цирконы, U–Th–Pb геохронология, осадочные породы

DOI: 10.31857/S0869592X21010294

ВВЕДЕНИЕ

Аргунский континентальный массив является одним из наиболее крупных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве фундамента этого массива традиционно рассматриваются метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации комплексы, относимые условно к раннему докембрию (Геологическая..., 1999; Петрук, Козлов, 2009; Шивохин и др., 2010 и др.). Однако полученные в настоящее время геохронологические данные свидетельствуют о том, что протолиты наиболее известных метаморфических комплексов этого массива имеют возраст не древнее позднего протерозоя (см. обзор в (Zhou et al., 2011; Котов и др., 2013; Tang et al., 2013; Sorokin et al., 2019)). В этой связи встает вопрос о возрасте и источниках наиболее древних образований в строении Аргунского континентального массива. Для уточнения состава и возраста фундамента этого террейна были проведены U–Th–Pb и Lu–Hf изотопные исследования детритовых цирконов из пород условно верхнепротерозойской даурской серии, которая, возможно, представляет собой одну из наиболее древних осадочных серий этого массива.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В составе даурской серии выделяются (снизу вверх) урулюнгуйская, дырбылкейская и нортуйская свиты, слагающие разобщенные выходы в пределах Кличкинского и Аргунского хребтов в западной части Аргунского массива (рис. 1). Представления об условно позднерифейском возрасте отложений даурской серии основываются на единичных находках водорослей, а также микрофитолитов, строматолитов (Озерский, Винниченко, 2002; Шивохин и др., 2010).

Согласно (Шивохин и др., 2010), в нижней части урулюнгуйской свиты преобладают дресвяники, осадочные брекчии, конгломерато-брекчии,

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X21010294 для авторизованных пользователей.

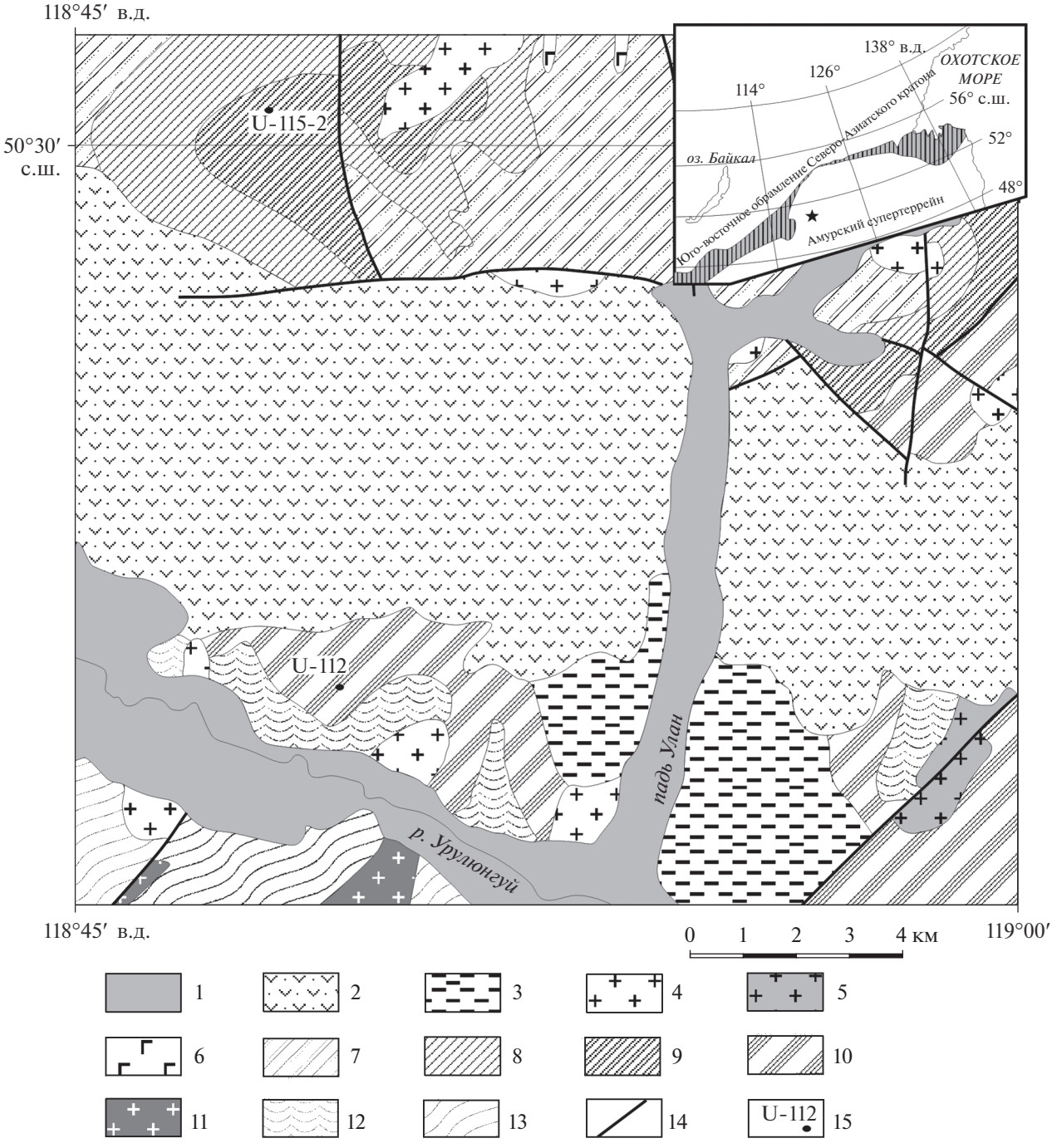


Рис. 1. Геологическая схема западной части Аргунского массива. Составлена по (Озерский, Винниченко, 2002) с изменениями авторов.
1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – меловые вулканогенные и осадочные комплексы; 3 – верхнеюрские терригенные отложения; 4 – триасовые и позднеюрские гранитоиды; 5 – раннепермские граниты ундинского комплекса; 6 – вендские метагаббро быркинского комплекса; 7 – вендские метаморфические породы; 8–10 – условно верхнерифейские терригенные и терригенно-карбонатные отложения даурской серии: 8 – нортуйская свита, 9 – дырбылкейская свита, 10 – урулюнгуйская свита; 11 – средне-позднерифейские гранитоиды урулюнгуйского комплекса; 12 – среднерифейские (?) метаморфические породы; 13 – раннепротерозойские (?) метаморфические породы; 14 – разломы; 15 – места отбора образцов для U–Th–Pb геохронологических исследований и их номера. На врезке: звездочка – район исследований, заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс.

которые сменяются вверх конгломератами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами (рис. 2). Конгломераты сложены хорошо окатанными обломками кварца и кварцитов. В гравелитах среди обломков установлены кварц, измененные полевые шпаты, гранитоиды, пегматиты, кварциты, серицит-кварцевые сланцы и кварц-турмалиновые породы. Завершают разрез тонкообломочные породы с горизонтами карбонатных пород. Общая мощность отложений оценивается в 2670 м. В настоящее время урулюнгуйская свита условно отнесена к верхнему рифею на основании ее несогласного залегания на условно среднерифейской надаровской свите и ее согласного перекрывания дырбылкейской свитой.

Дырбылкейская свита сложена преимущественно доломитами и известняками с пачками гравелитов, песчаников, алевролитов, кварц-серицитовых и углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев (Шивохин и др., 2010). Обломочный материал в гравелитах подобен таковому в урулюнгуйской свите. Мощность свиты составляет 5000 м. Среди органических остатков в составе дырбылкейской свиты установлены водорослевые остатки Girvanella (?), Panomnienella, Shanganella, строматолиты Conophyton metula Kir. и микрофитолиты Osagia grandis Z. Zhur., O. tenuilamellata Reitl., Vesicularites consuetus Yak., V. flexuosus Reitl., V. compositus Z. Zhur., Volvatella vadosa Z. Zhur., V. horridus Z. Zhur., Ambigolamellatus horridus Z. Zhur. Возраст свиты условно считается позднерифейским (Шивохин и др., 2010).

Нортуйская свита сложена в основании разреза песчаниками кварцевого и аркозового состава, переслаивающимися с алевролитами, выше которых залегают известняки и известковистые доломиты (Шивохин и др., 2010). Свита охарактеризована остатками водорослей Renalcis? sp. и Subtifloria sp., микрофитолитов Ambigolamellatus horridus Z. Zhur., Volvatella zonalis Nar., Osagia nimia Z. Zhur., O. minuta Z. Zhur., O. tenuilamellata Reitl., Vesicularites flexuosus Reitl. Возраст нортуйской свиты принят условно позднерифейским. Перекрывается даурская серия условно вендской быркинской серией (Шивохин и др., 2010).

Нами были исследованы цирконы из терригенных отложений урулюнгуйской и дырбылкейской свит. Места отбора образцов показаны на рис. 1.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение детритовых цирконов выполнено в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) с помощью тяжелых жидкостей. U–Th–Pb геохронологические исследования индивидуальных зерен цирконов проведены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, с системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина – 15 мкм. Калибровку проводили по стандарту FC (Duluth complex, 1099.3 ± 0.3 млн лет (Paces, Miller, 1993)). В качестве вторичных стандартов для контроля измерений использовали цирконы SL (Sri Lanka) и R33 (Braintree complex) (Black et al., 2004). Значения возрастов по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ для стандарта SL в процессе измерений составили 557 ± 5 и 558 ± 7 млн лет (2σ) соответственно, что хорошо согласуется со значениями, опубликованными в (Gehrels et al., 2008), полученными с использованием ID-TIMS метода. Средние значения возрастов по отношениям $^{206}Pb/^{238}U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$ для стандарта R33 составили 417 ± 7 и 415 ± 8 млн лет, что соответствует рекомендованным (Black et al., 2004; Mattinson, 2010). Систематические погрешности равны 0.9% для отношения $^{206}Pb/^{238}U$ и 0.8% для отношения $^{206}Pb/^{207}Pb$ (2σ). Поправки на обычный Pb вводили по ^{204}Pb, скорректированному на ^{204}Hg, в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Использованы следующие константы распада U и отношения: $^{238}U = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}U = 1.55125 \times 10^{-10}$, $^{238}U/^{235}U = 137.88$. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты (Concordia Ages) рассчитаны в программе Isoplot v. 4.15 (Ludwig, 2008) и использовались для построения кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов.

Lu–Hf изотопные исследования цирконов выполнены в той же лаборатории с использованием многоколлекторного ICP масс-спектрометра Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. Детали аналитической методики изложены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Для расчета величин $\varepsilon_{Hf(t)}$ использованы хондритовые отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ (0.282785) и $^{176}Lu/^{177}Hf$ (0.0332) по (Blichert-Toft, Albarede, 1997), а также U–Pb возрасты, полученные для индивидуальных зерен. Коровые Hf-модельные возрасты $t_{Hf(C)}$ рассчитаны с учетом среднего отношения $^{176}Lu/^{177}Hf$ в континентальной коре, равного 0.0093 (Vervoort, Patchett, 1996).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

В ходе исследований из мелко-среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты (обр. U-112) проанализированы 117 зерен детритовых цирконов (ДМ[2]_табл. 1). Для 98 из них получены конкордантные оценки возраста, большинство из кото-

[2] Дополнительные материалы.

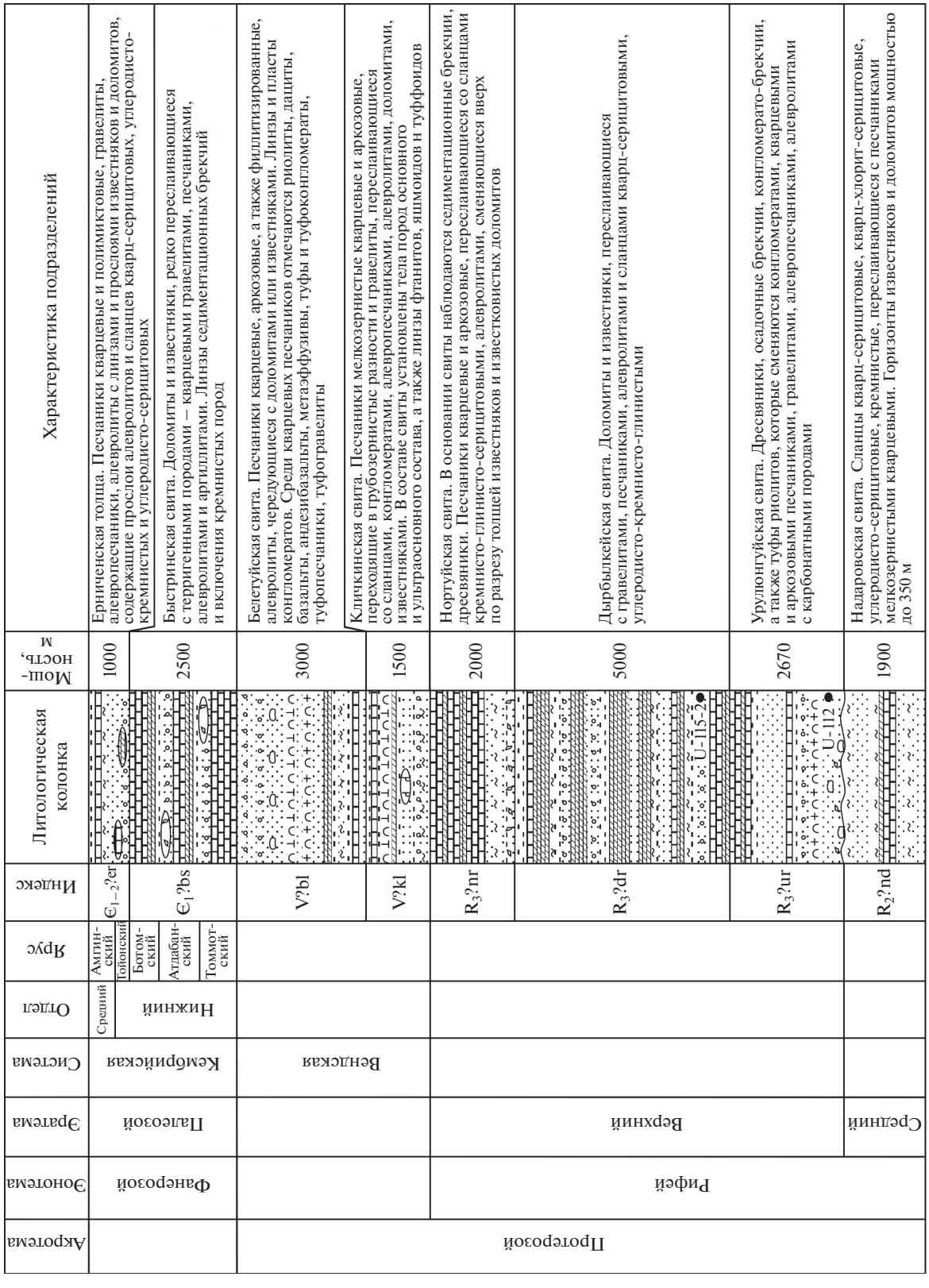


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка условно рифей-нижнепалеозойских терригенных отложений западной части Аргунского континентального массива. Составлена по (Шивохин и др., 2010).
1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – алевролиты, алевропесчаники; 4 – песчаники; 5 – гравелиты; 6 – конгломераты; 7 – осадочные и седиментационные брекчии; 8 – сланцы; 9 – фтаниты, яшмоиды; 10 – риолиты и их туфы; 11 – базальты, андезибазальты; 12 – места отбора образцов для U–Th–Pb геохронологических исследований и их номера.

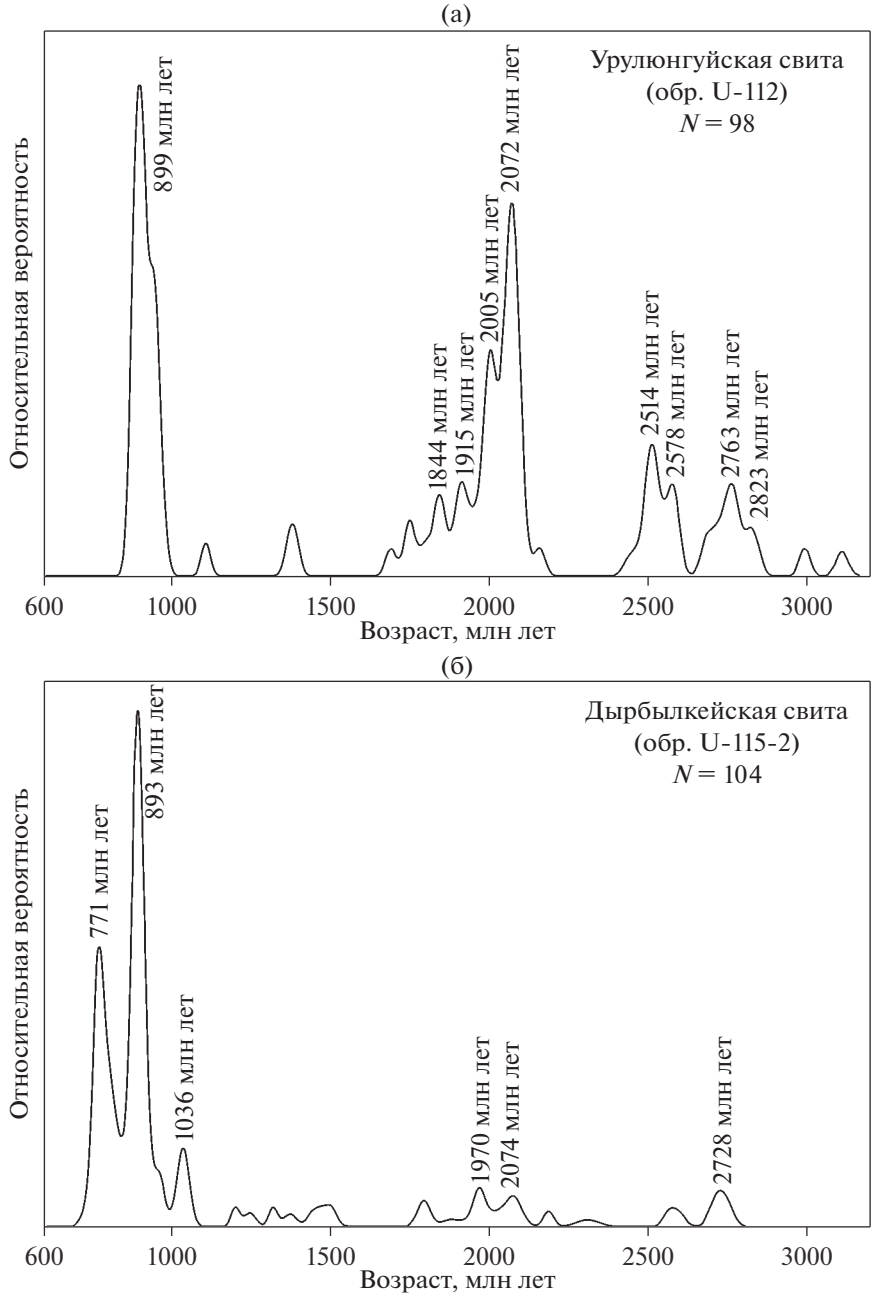


Рис. 3. Кривые относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из (а) мелко-среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты (обр. U-112) и (б) мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты (обр. U-115-2) даурской серии Аргунского массива.

рых отвечает трем возрастным группам: архейской (3112–2502 млн лет, 20 зерен), раннепротерозойской (2495–1692 млн лет, 42 зерна) и позднепротерозойской (1381–877 млн лет, 34 зерна). На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2823, 2763, 2578, 2514, 2072, 2005, 1915, 1844, 899 млн лет (рис. 3а). Цирконы наиболее молодой, позднерифейской (967–877 млн лет, 31 зерно), популяции характеризуются осцилляторной зональностью и величинами U–Th отношения, как правило варьирующими в узком интервале 1.1–6.0, что указывает на магматическое происхождение этих цирконов. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 877 ± 5 млн лет.

Из мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты (обр. U-115-2) проанализированы 118 зерен детритовых цирконов (ДМ_табл. 1). Для 104 из них получены конкордантные оценки возраста, преимущественно позднепротерозойского

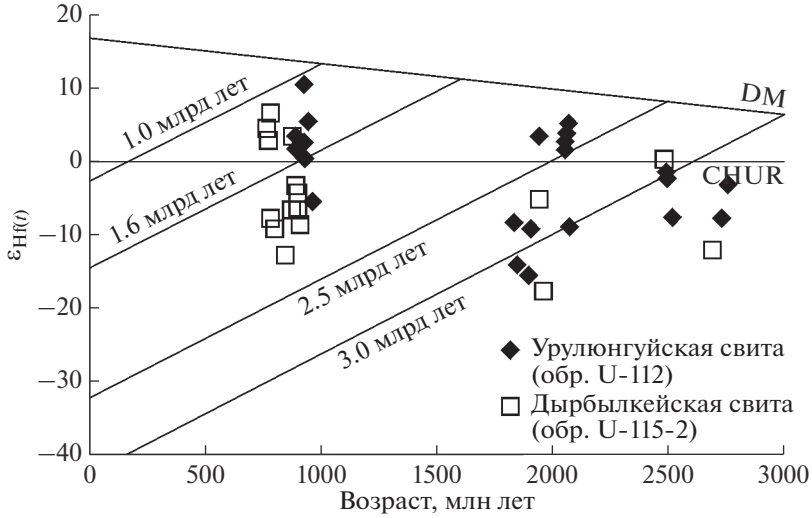


Рис. 4. График $\varepsilon_{Hf(t)}$–возраст для цирконов из мелко-среднезернистого песчаника урулюнгуйской свиты и из мелкозернистого песчаника дырбылкейской свиты даурской серии Аргунского массива. Сокращения: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

возраста (1505–732 млн лет, 86 зерен). В подчиненном количестве присутствуют архейские (2746–2565 млн лет, 6 зерен) и раннепротерозойские (2311–1787 млн лет, 12 зерен) цирконы. На кривой относительной вероятности возрастов детритовых цирконов выделяются пики 2728, 2074, 1970, 1036, 893, 771 млн лет (рис. 3б). Цирконам наиболее молодой позднерифейской (1013–732 млн лет, 74 зерна) популяции свойственны осцилляторная зональность и величины U–Th отношения, в основном укладывающиеся в интервал 1.1–8.5, что свидетельствует о магматическом происхождении этих цирконов. Наиболее молодое зерно циркона имеет конкордантный возраст 732 ± 9 млн лет.

Результаты Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов (рис. 4; ДМ_ табл. 2) показали, что раннепротерозойские и архейские цирконы характеризуются величинами двустадийных модельных возрастов $t_{Hf(C)} > 2.2$ млрд лет и $\varepsilon_{Hf(t)} = -17.6...+5.3$. Позднепротерозойским цирконам свойственны значительные вариации Hf-изотопных параметров, при этом обособляются две группы зерен: с рифейскими ($t_{Hf(C)} = 1.6–1.1$ млрд лет) значениями модельных возрастов при $\varepsilon_{Hf(t)} = +0.5...+10.6$ и раннепротерозойскими ($t_{Hf(C)} = 2.2–1.7$) значениями модельных возрастов при $\varepsilon_{Hf(t)} = -12.7... -3.2$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Согласно результатам U–Th–Pb датирования детритового циркона, наиболее молодые детритовые цирконы из песчаников урулюнгуйской (обр. U-112) и дырбылкейской (обр. U-115-2) свит имеют возрасты 899 и 771 млн лет соответственно. Это определяет нижнюю возрастную границу этих свит как позднерифейскую.

Кроме того, полученные данные позволяют обсудить вопрос о потенциальных источниках обломочных цирконов. Позднерифейские цирконы, доминирующие в обоих проанализированных образцах, имеют осцилляторную зональность и величины U/Th = 1.1–8.5, что указывает на их магматическое происхождение. В этой связи можно предположить, что главным их источником являются позднерифейские магматические образования. В последние годы для таких комплексов в пределах западной части Аргунского массива получено значительное количество геохронологических данных в интервале от 920 до 700 млн лет (Wu et al., 2011; Zhou et al., 2011; Tang et al., 2013 и др.), что подтверждает возможность такого предположения.

В отношении источников раннедокембрийских цирконов, содержащихся в песчаниках даурской серии, какая-либо определенность отсутствует. С одной стороны, в пределах Аргунского массива не выявлены раннедокембрийские магматические или метаморфические комплексы, возраст которых был бы надежно обоснован геохронологическими данными (Wu et al., 2011; Zhou et al., 2011; Котов и др., 2013; Sorokin et al., 2019). Более того, раннедокембрийские цирконы практически отсутствуют в изученных метаморфических комплексах (Zhou et al., 2011; Котов и др., 2013; Овчинников и др., 2019 и др.), в палеозойских (Сорокин и др., 2015) и мезозойских (Смирнова и др., 2015) осадочных отложениях этого массива, а Nd-модельные возрасты этих образований, как правило, не древнее рифея. С другой стороны, как показали результаты данных исследований, в песчаниках даурской серии, наряду с присутстви-

ем архейских и раннепротерозойских цирконов (рис. 3), приблизительно половина позднерифейских цирконов имеет раннедокембрийские Hf-модельные возрасты (рис. 4).

В этой связи можно предложить, что либо в осадочных породах даурской серии присутствует древний (раннедокембрийский) рециклированный материал, либо рассматриваемая часть Аргунского массива представляет собой "экзотический блок". С учетом вышеприведенных данных мы полагаем, что второй вариант интерпретации более вероятен.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Института геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, а также персонал центра LaserChron университета штата Аризона (США) за проведение аналитических исследований. Мы также искренне признательны рецензентам Е.Ф. Летниковой и А.Б. Котову за конструктивные замечания и дискуссию.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00195).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2500000. Объяснительная записка. Ред. Красный Л.И., Вольский А.С., Васильев И.А. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сковитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника. 2013. № 5. С. 48–60.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Сорокин А.П. Экзотический Инимский блок Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты геохронологических (LA-ICP-MS) U–Th–Pb- и изотопно-геохимических Sm–Nd-исследований // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 734–738.

Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. Приаргунская серия. Лист M-50-XVII. Издание второе. Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение. Дальневосточная серия. Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 6. С. 706–710.

Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm–Nd изотопно-геохимических и U–Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.

Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-50. Третье поколение. Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

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 $^{206}Pb/^{238}U$ microprobe geochronology by the monitoring of trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chem. Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

Gehrels G.E., Valencia V.A., Ruiz J. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U–Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometry // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. № 3. P. 1–13.

Ludwig K.R. Isoplot 3.6 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. P. 1–77.

Mattinson J.M. Analysis of the relative decay constants of ^{235}U and ^{238}U by multi-step CA-TIMS measurements of closed system natural zircon samples // Chem. Geol. 2010. V. 275. P. 186–198.

Paces J.B., Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth Complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: geochronological insights to physical, petrogenic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1. Ga Midcontinent Rift System // J. Geophys. 1993. V. 98. № 8. P. 13997–14013.

Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Xu W.L., Kovach V.P., Yang H., Kotov A.B., Ponomarchuk V.A., Travin A.V., Plotkina Y.V. Ages and nature of the protolith of the Tulovchikha metamorphic complex in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia: evidence from U–Th–Pb, Lu–Hf, Sm–Nd, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ data // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 340–354.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Tang J., Xu W.L., Wang F., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2013. V. 224. P. 597–611.

Vervoort J.D., Patchett P.J. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 3717–3723.

Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.N., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. P. 1–30.

Zhou J.B., Wilde S.A., Zhang X.Z., Ren S.M., Zheng C.Q. Early Paleozoic metamorphic rocks of the Erguna block in the Great Xing'an Range, NE China: evidence for the timing of magmatic and metamorphic events and their tectonic implications // Tectonophysics. 2011. V. 499. P. 105–117.

Рецензенты А.Б. Котов, Е.Ф. Летникова

Age and Sources of Sedimentary Rocks of the Daur Series (Riphean) in the Argun Continental Massif: Results of U–Th–Pb and Lu–Hf Isotope Studies of the Detrital Zircon

Yu. N. Smirnova[a, #], R. O. Ovchinnikov[a], A. A. Sorokin[a], and Yu. V. Smirnov[a]

[a] *Institute of Geology and Nature Management FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia*

[#] *e-mail: smirnova@ascnet.ru*

The first results of U–Th–Pb and Lu–Hf isotopic studies of the detrital zircons of sedimentary rocks of the Daur Series in the Argun continental massif of Central Asian fold belt are presented. It is established that the youngest detrital zircons from sandstones of the Urulungui and Dyrbylkey formations of the Daur Series are of 899 and 771 Ma, respectively. This data set the maximum depositional age of the Daur Series and agreement with current views of the Late Riphean age of the Series. The majority of Late Riphean detrital zircons of sedimentary rocks of the Daur Series is characterized by Early Precambrian Lu–Hf model ages. In addition, in the studied rocks the Archean and Early Proterozoic detrital zircons are present. This suggests that either ancient (Early Precambrian) recycled material in the sedimentary rocks of the Daur Series is present, or the studied part of the Argun Massif is "exotic block", the problem of the origin of which requires additional research.

Keywords: Argun Massif, Daur Series, Riphean, detrital zircons, U–Th–Pb geochronology, sedimentary rocks

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 11–27

УДК 551.763.12,551.763.13

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И ГЛЕНДОНИТАХ СВИТЫ КАРОЛИНЕФЬЕЛЛЕТ (СРЕДНИЙ АПТ–НИЖНИЙ АЛЬБ, НИЖНИЙ МЕЛ) ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

© 2021 г. К. Ю. Михайлова[1, *], М. А. Рогов[2], В. Б. Ершова[1, 2], К. Ю. Васильева[1], Б. Г. Покровский[2], Е. Ю. Барабошкин[2, 3]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

[2]Геологический институт РАН, Москва, Россия

[3]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

**e-mail: mikhailova.ky@gmail.com*

Поступила в редакцию 05.04.2020 г.
После доработки 20.05.2020 г.
Принята к публикации 28.05.2020 г.

Биостратиграфически аптский ярус в настоящее время является одним из наименее изученных ярусов мела на Шпицбергене, а данные о распределении окаменелостей в апте и альбе окрестностей города Лонгйир в публикациях отсутствовали. В настоящей работе впервые приведены результаты биостратиграфического изучения свиты Каролинефьеллет в этом районе, по аммонитам обосновано выделение слоев с Tropaeum arcticum (средний апт) и слоев с Grantziceras (нижний альб). Это позволило уточнить возраст свиты и впервые обосновать присутствие здесь нижнеальбских отложений. Изучены глендониты, встреченные в свите Каролинефьеллет. Представлены результаты оптических и изотопных исследований пяти образцов глендонитов, отобранных из среднеаптской части разреза. Глендониты состоят из трех генераций, маркирующих основные этапы формирования глендонита: первая представляет собой кальцит, замещающий исходный икаит; вторая и третья генерации – это цемент, который заполняет пустоты и частично корродирует кальцит первой генерации после седиментации. Для валовых проб глендонитов был определен изотопный состав кислорода и углерода. Изотопный состав кислорода в глендонитах значительно отличается от морского, являясь индикатором привноса диагенетических флюидов; изотопный состав углерода формировался при разложении органического вещества и анаэробном окислении метана. Благодаря находкам аммонитов удалось уточнить стратиграфические интервалы распространения глендонитов в свите Каролинефьеллет и время проявления соответствующих им эпизодов похолодания климата, а также впервые для рассматриваемого района доказать раннеальбский возраст глендонитов из верхней части данной свиты.

Ключевые слова: аммониты, глендониты, Шпицберген, стратиграфия, стабильные изотопы, нижний мел

DOI: 10.31857/S0869592X21010269

ВВЕДЕНИЕ

Аптские отложения архипелага Шпицберген, по сравнению с другими ярусами нижнего мела, слабо изучены с точки зрения биостратиграфии. Для данного стратиграфического интервала имеются лишь отрывочные сведения о распространении двустворок, аммонитов и диноцист. Представления о возможном расчленении апта Шпицбергена по аммонитам основываются главным образом на результатах изучения разреза мыса Фестнинген, опубликованных более 80 лет назад (Hoel, Orvin, 1937), тогда как в дальнейшем данных о распределении аммонитов в каком-либо разрезе не было опубликовано. В настоящее время в среднем апте Шпицбергена по аммонитам выделяется единственная “зона” Tropaeum arcticum, включенная (Барабошкин, 2004; Барабошкин, Гужиков, 2018) в Бореальный зональный стандарт. С учетом того, что эта зона подстилается и перекрывается мощными толщами, не охарактеризованными находками аммонитов, правильнее называть это стратиграфическое подразделение “слоями с T. arcticum” (Ершова, 1983). При этом стратиграфическое распространение вида-индекса этих слоев, а также других встреченных здесь таксонов пока недостаточно ясно.

Альбский ярус на Шпицбергене изучен существенно лучше аптского. Благодаря многочисленным находкам аммонитов, для альбских отло-

жений этого региона были разработаны достаточно детальные зональные шкалы (Nagy, 1970; Ершова, 1983). В то же время присутствие альба было надежно установлено только для более южных районов Шпицбергена, тогда как единственным свидетельством возможного присутствия альбского яруса близ города Лонгйир были упоминания Л.Ф. Спэтом (Spath, 1921) неизображенных аммонитов с горы Брейноза, расположенной примерно в 15 км к юго-востоку от изученного разреза.

Глендониты – кальцитовые псевдоморфозы, которые часто используются в качестве индикатора низких придонных температур (Каплан, 1979; Kemper, Schmitz, 1981). Доказано, что первичным минералом, по которому образовались эти псевдоморфозы, является икаит – метастабильный гексагидрат карбоната кальция ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) (Каплан, 1979; Suess et al., 1982). В отличие от других карбонатов, стабильность икаита возрастает с понижением температуры; наиболее устойчивый икаит формируется при температурах 0–4°C (Bischoff et al., 1993). Углерод, необходимый для построения кристаллов икаита, происходит из трех источников: неорганического растворенного углерода, разрушающегося органического вещества и окисляющегося в анаэробных условиях метана (Whiticar, Suess, 1998). Повышенные концентрации ионов магния, ортофосфатов, сульфатов и аминокислот в поровых или придонных водах могут также способствовать кристаллизации икаита (Whiticar, Suess, 1998), поскольку такие условия ингибируют осаждение негидратированных форм карбоната кальция – кальцита и арагонита. Экспериментальные данные свидетельствуют о широком разнообразии условий формирования икаита. В работе Ху и др. (Hu et al., 2014) показано, что повышение солености морских вод ускоряет рост кристаллов икаита, а предельные температуры роста в лабораторных условиях могут достигать 18°C (Purgstaller et al., 2017).

В нижнемеловых отложениях Шпицбергена находки глендонитов отмечались начиная с 1960-х годов (Пчелина, 1965а, 1965б, 1967, 1983; Nagy, 1970), при этом их присутствие нередко рассматривалось как характерный признак определенных пачек и свит. В последние годы нижнемеловые глендониты Шпицбергена привлекают большое внимание исследователей (Price, Nunn, 2010; Vickers et al., 2016, 2018, 2019). Предшественниками были описаны глендониты из верхнего готерива разреза Фестнинген, по этим образцам определен изотопный состав углерода и кислорода в валовых пробах кальцита глендонитов (Price, Nunn, 2010). Викерс и др. (Vickers et al., 2016, 2018, 2019) установили, что апт-альбские глендониты разрезов Фестнинген и Дорога на аэропорт (Airport Road) о. Западный Шпицберген были сформированы в условиях мелководного шельфа, на глубинах до 100 м, ниже зоны действия штормовых волн. В настоящей работе приводятся новые данные об аптских и альбских глендонитах и стратиграфии свиты Каролинефьеллет, полученные в ходе изучения обнажения Дорога на аэропорт (Vickers et al., 2018), расположенного в окрестностях г. Лонгйир. Глендониты из этого обнажения ранее были изучены М. Викерс с коллегами (Vickers, 2017; Vickers et al., 2018, 2019), они же предложили расчленение наблюдаемого здесь разреза на пачки, принимаемое в настоящей работе. Некоторые палеонтологические и седиментологические данные по этому обнажению (Sverdruphamaren в (Birkenmajer, 1966); западная часть бухты Адвент в (Stolley, 1912; Frebold, 1930)) были опубликованы ранее, но сведения о положении уровней распространения глендонитов и аммонитов до сих пор не приводились.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В окрестностях города Лонгйир широко распространены выходы апт-альбских отложений, несогласно перекрытых палеогеновыми толщами (Major, Nagy, 1972). Доаптские отложения в районе Лонгйир вскрываются только скважинами.

В позднем барреме и в начале раннего апта на территории современного о. Западный Шпицберген преобладали континентальные обстановки осадконакопления (Dallmann, 2015). Последующая трансгрессия моря в конце раннего апта–альбе привела к распространению на этой территории обстановок мелководного шельфа и накоплению терригенной свиты Каролинефьеллет (Vickers et al., 2018). В рассматриваемом районе свита представлена двумя пачками: нижней пачкой Далхьегла, сложенной главным образом песчаниками, и перекрывающей ее пачкой Иннхьегла, в составе которой преобладают аргиллиты и алевролиты, тогда как прослои песчаников сравнительно редки. В обеих пачках довольно часто встречаются аутигенные карбонатные образования различной морфологии: крупные караваеобразные конкреции, небольшие шарообразные карбонатные конкреции (“cannon balls” или “cannon-ball”), вертикально ориентированные конкреции и кальцитовые псевдоморфозы (глендониты) (Vickers et al., 2018). Осадконакопление происходило преимущественно в условиях открытого морского шельфа (Vickers, 2017). В свите Каролинефьеллет окрестностей г. Лонгйир регулярно встречаются остатки аммонитов и двустворчатых моллюсков, но до настоящего времени отсюда были изображены лишь не привязанные к разрезу экземпляры (Lindström, 1865; Lundgren, 1883; Stolley, 1912; Frebold, 1930). При этом часть встреченных в данном стратиграфическом интервале форм была в первоначальных публикациях отнесена к аптским видам, а часть – ошибочно к валанжинским, готеривским или юрским. Ника-

кой информации о распределении находок макрофауны по разрезу до сих пор не было опубликовано.

В настоящей работе мы приводим предварительные данные о распространении аммонитов, важные как для датировки уровней с находками глендонитов, так и для уточнения стратиграфии апта и нижнего альба о. Западный Шпицберген.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для настоящей работы послужили 5 образцов нижнемеловых (аптских) глендонитов и коллекция аммонитов (20 экземпляров в основном удовлетворительной сохранности), собранных в свите Каролинефьеллет в окрестностях г. Лонгйир (архипелаг Шпицберген, о. Западный Шпицберген) М.А. Роговым и К.Ю. Михайловой в 2018–2019 гг. Было изучено несколько разрезов, расположенных на северном склоне горы Свердрупхамарен. С учетом фациальной изменчивости отдельных слоев, наиболее надежным репером служила граница пачек Далхьегла и Иннхьегла, к которой привязывали все находки, тогда как сопоставление конкретных слоев в соседних разрезах было практически невозможным.

Нами было выполнено петрографическое описание 5 шлифов на оптическом микроскопе Olimpus BX-53 с катодолюминесцентной приставкой Mk5-2 (на базе кафедры региональной геологии Санкт-Петербургского государственного университета). Рабочие параметры приставки: вакуум 0.003 мбар, напряжение 324 кВ, ток 6–13 мкА.

Для уточнения условий формирования глендонитов были изучены изотопные составы углерода и кислорода ($\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$) кальцита псевдоморфоз. Измерения проводили на масс-спектрометре Delta V Advanced в комплексе с элементным анализатором “Thermoelectron” и установкой Gas-Bench-II. Для анализа углерода и кислорода никакой предварительной обработки образцов не проводили. Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB. Точность (воспроизводимость) определения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ находится в пределах ±0.2‰ (Зайцев, Покровский, 2014).

Изученная коллекция аммонитов хранится в Музее землеведения МГУ (г. Москва).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ОБНАЖЕНИЯ ДОРОГА НА АЭРОПОРТ

Несмотря на широкое распространение аптских и альбских отложений в окрестностях г. Лонгйир, их обнаженность преимущественно плохая. Исключением является изученная нами серия разрезов, расположенная вдоль дороги из аэропорта в г. Лонгйир и названная М. Викерс с соавторами (Vickers et al., 2018, 2019) “Airport Road”. Здесь на протяжении нескольких километров в обрывах вдоль дороги, а также в долинах ручьев, стекающих к морю с горы Свердрупхамарен, вскрываются песчаники, аргиллиты и алевролиты свиты Каролинефьеллет суммарной мощностью около 170 м (Vickers et al., 2018) (рис. 1). Слои залегают субгоризонтально, но местами они слабо дислоцированы, в разрезе видны как разрывные нарушения, смещающие слои на несколько метров по вертикали, так и небольшие складки. В разрезе, вскрытом вдоль дороги от города до аэропорта, на участке длиной около 4 км слои падают преимущественно на юго-запад, но ближе к аэропорту становятся практически горизонтальными. Пачки в разрезе выделяются уверенно, но большинство прослоев песчаников и конгломератов (особенно это характерно для пачки Далхьегла) имеет линзовидное строение. Линзовидными являются также конкреционные карбонатные прослои. Находки глендонитов внутри слоев тоже распределены неравномерно: они приурочены, как правило, к небольшим по протяженности участкам в пределах отдельных слоев. В верхней части пачки Иннхьегла, где прослои песчаников редки, присутствуют крупные линзовидные карбонатные конкреции. С учетом того, что отдельные интервалы разреза недоступны для наблюдения, возникают трудности при прослеживании слоев в разных обнажениях. В целом слои надежно могут быть сопоставлены друг с другом лишь на основании своего положения по отношению к границе пачек (рис. 2).

Находки моллюсков в разрезе распределены неравномерно. В нижней пачке Далхьегла они редки, но в вышележащей пачке Иннхьегла становятся многочисленными. Хотя единичные находки здесь встречаются в песчаниках, алевролитах и карбонатных конкрециях, скопления окаменелостей, как правило, приурочены к линзам гравелитов и конгломератов, залегающим в основании мощных прослоев песчаника. Насыщенные окаменелостями линзы хорошо опознаются в разрезе по присутствию многочисленных выщелоченных трубчатых раковин серпулид. Эти окаменелости настолько характерны для свиты Каролинефьеллет, что ранее данный стратиграфический интервал носил название “Ditrupen Schichten” – по роду серпулид Ditrupa (Stolley, 1912). По мнению А.П. Ипполитова (устное сообщение), этих серпулид следует относить к роду Tetraserpula. В таких линзах вместе с галькой, переотложенными карбонатными конкрециями (в том числе с переотложенными глендонитами на некоторых уровнях) и серпулидами встречаются мелкие двустворки и обломки аммонитов. Целые аммониты редки, в основном они происходят из более тонкозернистых разностей пород (песчаники, алевролиты, верхние части прослоев конгломератов).

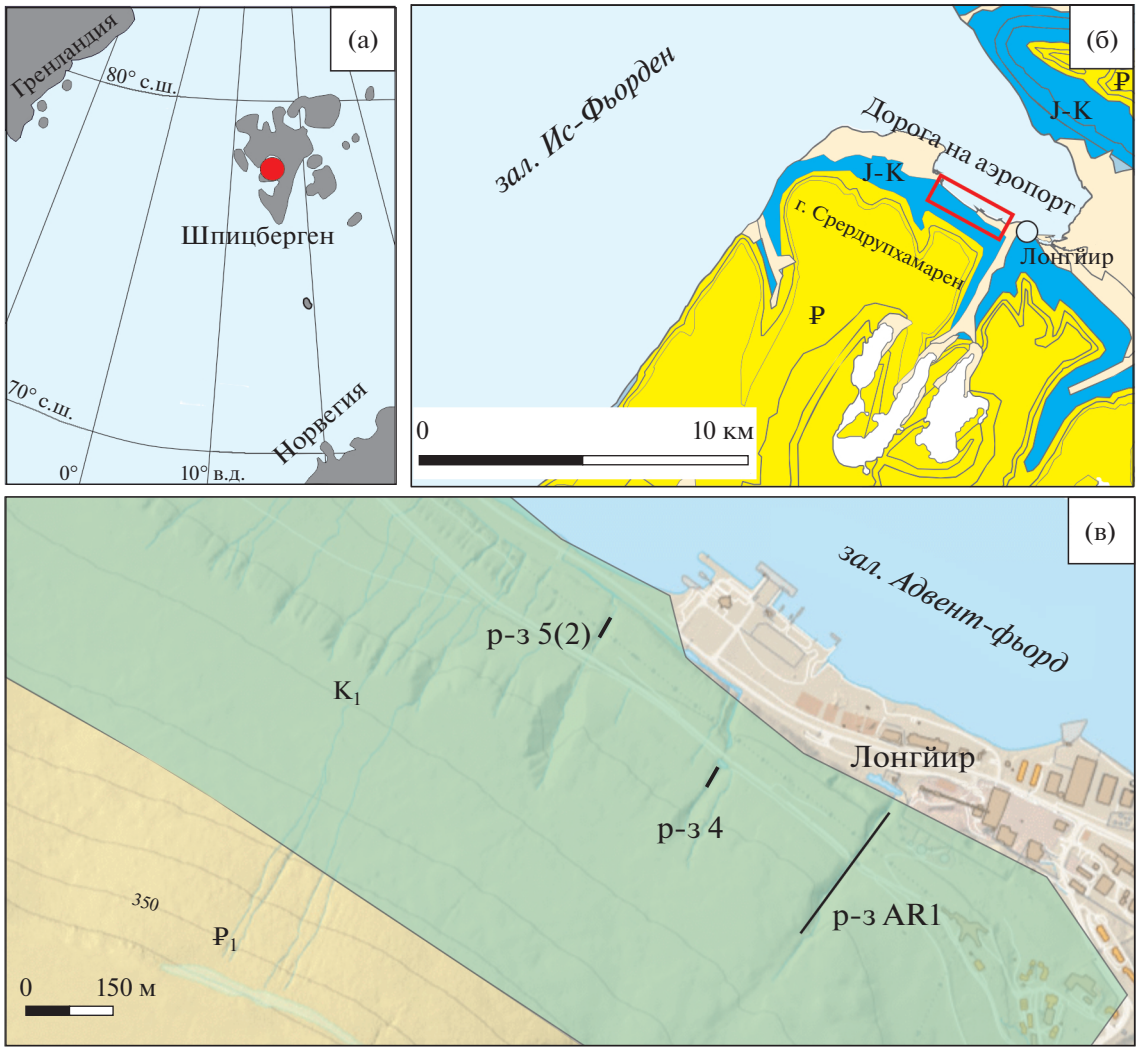
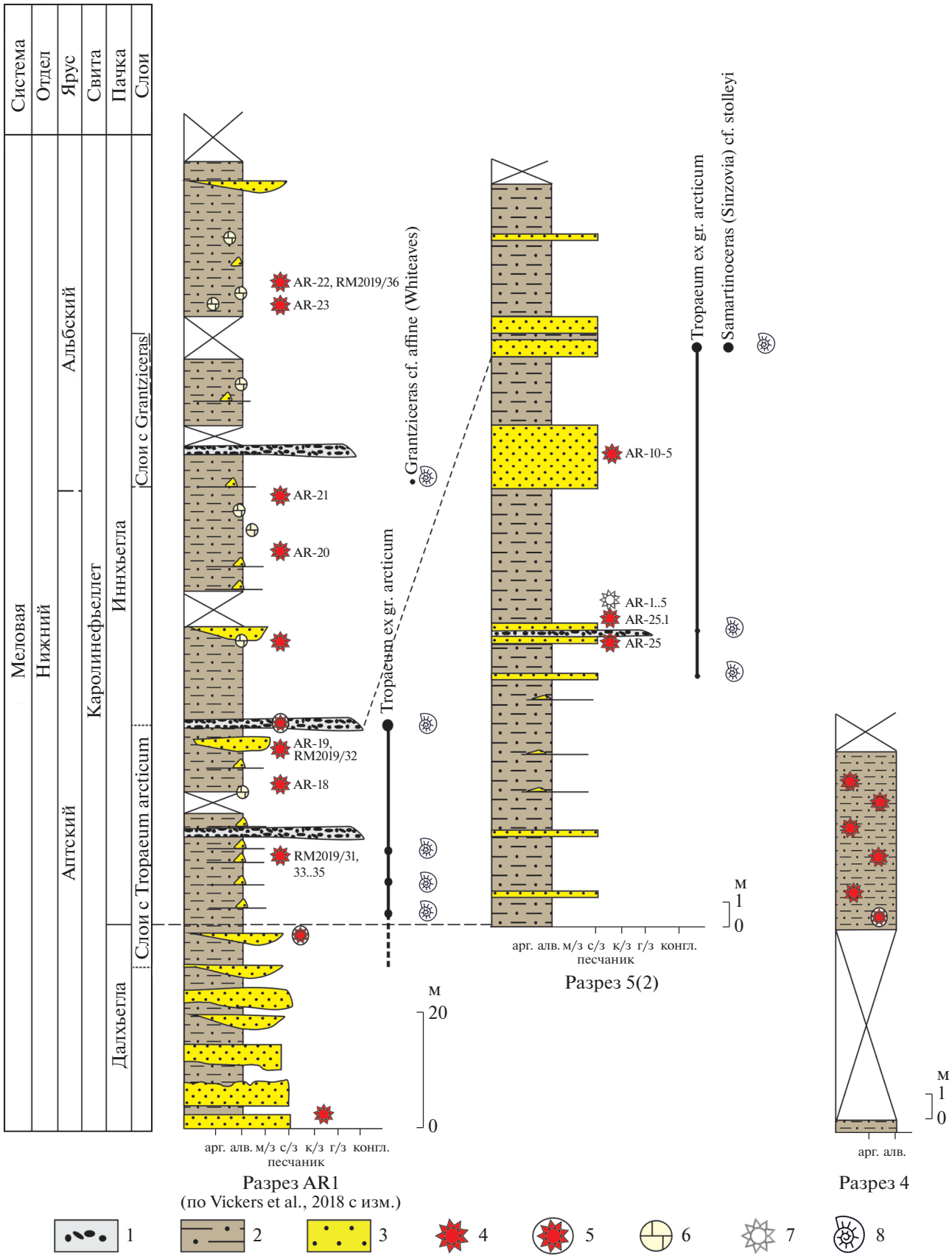


Рис. 1. Геологическая карта окрестностей Лонгйир с указанием местоположения изученных разрезов: (а) – географическое расположение архипелага Шпицберген; (б) – геологическая карта с указанием местоположения разреза Дорога на аэропорт; (в) – расположение изученных разрезов на горе Свердрупхамарен.

Первые сведения о находках моллюсков в свите Каролинефьеллет окрестностей г. Лонгйир относятся к началу второй половины XIX в., когда Г. Линдстрем (Lindström, 1865) изучил остатки фауны, собранные на западном побережье Адвент-фьорда во время экспедиций Норденшельда (в 1858 г.) и Бломстранда (в 1861 г.). В основном это были остатки двустворчатых моллюсков и серпулиды, на основе которых Линдстрем пришел к выводу о юрском возрасте отложений. Он также упомянул о находке аммонита из группы Ammonites falciferum (Lindström, 1865, s. 10). Этот экземпляр был позднее описан и изображен Г. Фребольдом (Frebold, 1930, S. 31, Taf. VI, Fig. 2). Фребольд отнес эту находку к раннеюрскому роду Grammoceras, посчитав, что это переотложенный экземпляр из конгломерата. Линзы конгломератов часто встречаются в свите Каролинефьеллет, однако в дальнейшем ни одним исследователем подобные находки из них не упоминались. По нашему мнению, этот аммонит очень близок к аконецератидам из апта Шпицбергена, отнесенным Е.С. Ершовой (1983, табл. LII, фиг. 1–2) к Sanmartinoceras sp. ind., и не переотложен. В то же время эти находки нельзя отнести ни к одному из известных видов аконецератид.

Рис. 2. Литологические колонки с указанием уровней находок аммонитов и глендонитов.
1 – конгломерат; 2 – алевролит; 3 – песчаник; 4 – уровни находок глендонитов; 5 – выщелоченные глендониты; 6 – карбонатные конкреции “cannon balls”; 7 – изученные глендониты; 8 – находки аммонитов.


Система
Отдел
Ярус
Свита
Пачка
Слои
Меловая
Нижний
Аптский
Альбский
Каролинефьеллет
Иннхьегла
Далхьегла
Слои с Tropaeum arcticum
Слои с Grantziceras
AR-22, RM2019/36
AR-23
AR-21
AR-20
AR-19, RM2019/32
AR-18
RM2019/31, 33..35
Grantziceras cf. affine (Whiteaves)
Tropaeum ex gr. arcticum
м
20
0
арг. алв. м/з с/з к/з г/з конгл. песчаник
Разрез AR1
(по Vickers et al., 2018 с изм.)
AR-10-5
AR-1..5
AR-25.1
AR-25
Tropaeum ex gr. arcticum
Samartinoceras (Sinzovia) cf. stolleyi
м
1
0
арг. алв. м/з с/з к/з г/з конгл. песчаник
Разрез 5(2)
м
1
0
арг. алв.
Разрез 4
1
2
3
4
5
6
7
8

Позже Б. Лундгрен (Lundgren, 1883) описал и привел изображения еще нескольких двустворок из свиты Каролинефьеллет рассматриваемого района, также посчитав их юрскими.

Раннемеловой возраст отложений, которые в настоящее время относятся к свите Каролинефьеллет, был установлен только в начале XX в., когда Э. Штоллей (Stolley, 1912) изобразил и описал аммонитов, двустворок и серпулид, собранных на западном берегу Адвент-фьорда. Им отсюда был описан новый вид Crioceras arcticum (сейчас относится к роду Tropaeum), что позволило установить присутствие апта. В то же время Штоллей считал, что здесь имеются и более древние ("средненеокомские", т.е. валанжин-готеривские) отложения, о чем, по его мнению, свидетельствовали находки аммонитов, близких к Garnieria (=Delphinites) и Polyptychites или Simbirskites. Поскольку на западном берегу Адвент-фьорда не обнажается даже нижняя часть свиты Каролинефьеллет (Major, Nagy, 1972), можно предположить, что за "Garnieria" Штоллей принял аптских аконецератид, а аммонит, определенный им как Polyptychites или Simbirskites (Stolley, 1912, Taf. 2, Fig. 4), может относиться к раннеальбскому роду Colvillia.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Новые биостратиграфические результаты

Изученные разрезы свиты Каролинефьеллет до настоящего времени не были датированы биостратиграфическими методами. М. Викерс с соавторами (Vickers et al., 2018, 2019) на основе изучения изотопов углерода органического вещества ($\delta^{13}C_{org}$) и с учетом мощностей слоев и пачек предложили схему сопоставления основного из разрезов (AR1) с разрезом м. Фестнинген, отнеся весь изученный интервал к аптскому ярусу (Vickers et al., 2019).

В разрезе AR1 нашими предшественниками обнаружен единственный стратиграфический уровень с аммонитами. Этот уровень (прослой конгломерата в 34.5 м выше основания пачки Иннхьегла) не был отмечен на опубликованной ими литологической колонке (Vickers et al., 2019), но благодаря любезности М. Викерс, предоставившей авторам свои полевые данные, он был идентифицирован нами в разрезе (см. также Vickers, 2017). Это действительно наиболее насыщенный аммонитами уровень, в котором нами было встречено 19 фрагментов гетероморфных аммонитов Tropaeum (T.) arcticum и T. (T.) cf. arcticum (табл. I, фиг. 6, 9, 10).

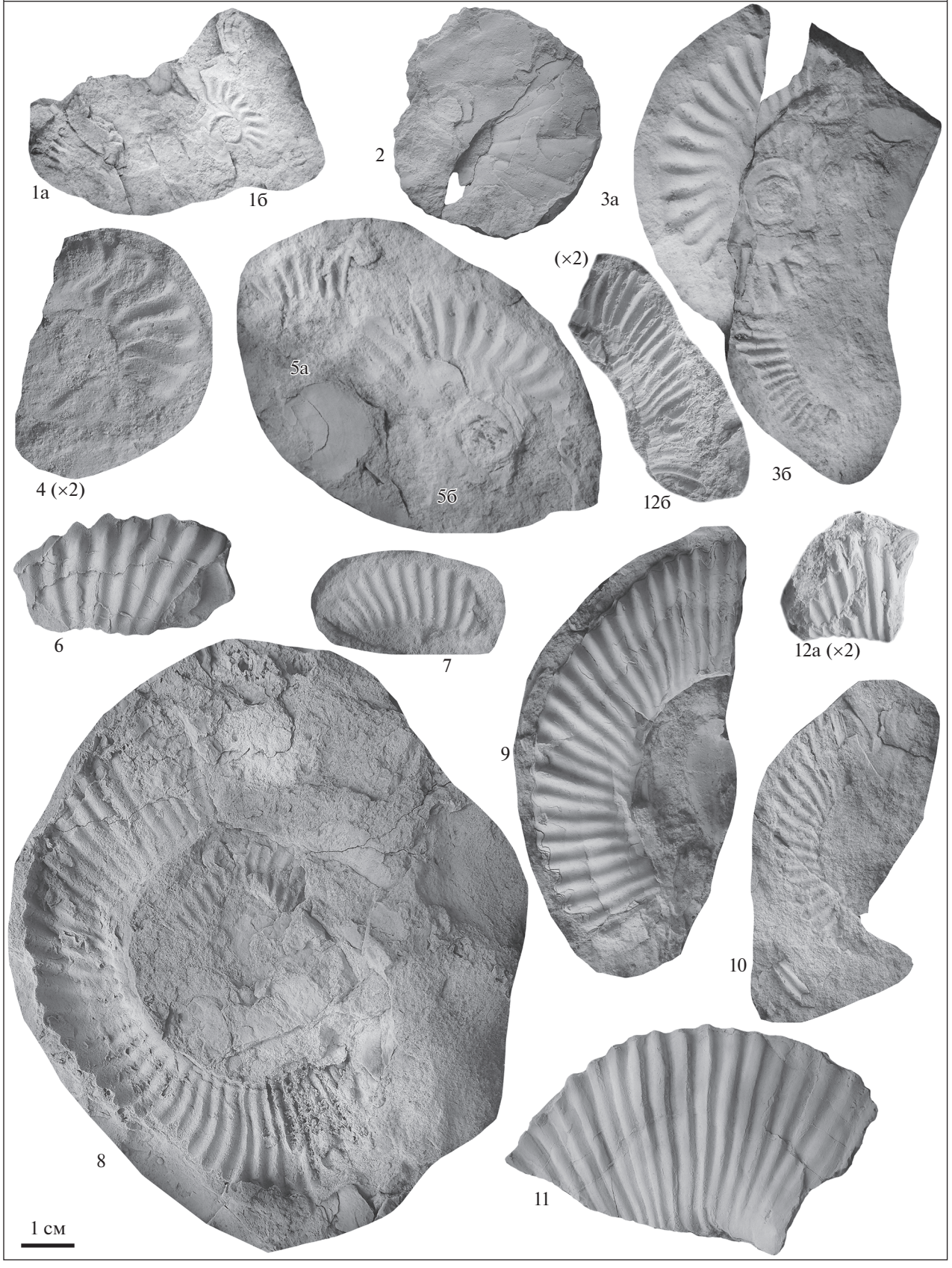
В двух разрезах из трех изученных нами на нескольких уровнях обнаружены аммониты удовлетворительной сохранности, позволяющие судить о возрасте отложений. В большинстве случаев это гетероморфные аммониты, близкие к находкам из других разрезов Шпицбергена (Stolley, 1912; Frebold, 1930; Sokolov, Bodylevsky, 1931; Nagy, 1970; Ершова, 1983), в меньшем количестве найдены мономорфные аммониты. Следует оговориться, что мы следуем трехчленному делению апта, принятому в России. В нем средний и верхний апт соответствуют верхнему апту западноевропейских схем.

Мономорфные аммониты имеют достаточно грубые двураздельные сигмоидальные ребра, характерные для рода Sanmartinoceras. К сожалению, все экземпляры имеют плохую сохранность: нигде не сохранился киль, а зачастую и прикилевая область, поэтому все определения приведены в открытой номенклатуре. Систематика рода Sanmartinoceras спорная, и мы принимаем ее в соответствии с работой (Kennedy, Klinger, 1979).

У большинства экземпляров (табл. I, фиг. 1б, 3а, 4, 5) ребра появляются на ранних стадиях развития, что типично как для Sanmartinoceras (Theganeceras), так и для Sanmartinoceras (Sinzovia). Обращает на себя внимание тот факт, что на ранних оборотах ребра достаточно грубые и относительно редкие (табл. I, фиг. 1б, 4). У всех известных Sanmartinoceras (Theganeceras) на ранней стадии присутствуют тонкие многочисленные ребра (Kennedy, Klinger, 1979), а вот среди Sanmartinoceras (Sinzovia) имеется вид S. (S.) stolleyi Casey, для которого характерна аналогичная грубая ребристость. Поэтому мы определяем данных аммонитов как Sanmartinoceras (Sinzovia) cf. stolleyi Casey. Стоит отметить, что вид S. (S.) stolleyi в разрезах

Таблица I. Аммониты из пачки Иннхьегла окрестностей г. Лонгйир.
1б, 3а, 4, 5б – Sanmartinoceras (Sinzovia) cf. stolleyi Casey, разрез 5 (2), 11.4 м выше основания разреза, средний апт, слои с Tropaeum arcticum, 1б – экз. МЗ МГУ 141/1, 3а – экз. МЗ МГУ 141/3, 4 – экз. МЗ МГУ 141/4, 5б – экз. МЗ МГУ 141/5; 2 – Grantziceras cf. affine (Whiteaves), нижний альб, разрез 1, ~80 м выше основания пачки Иннхьегла, слои с Grantziceras, экз. МЗ МГУ 141/2; 1а, 3б, 5а, 6, 7, 10, 11 – Tropaeum (T.) cf. arcticum (Stolley), средний апт, слои с Tropaeum arcticum, 1а, 5а – разрез 5 (2), 11.4 м выше основания разреза; 6 – разрез 1, 34.7 м выше основания пачки Иннхьегла, экз. МЗ МГУ 141/6; 7 – разрез 1, 2–2.5 м выше основания пачки Иннхьегла, экз. МЗ МГУ 141/7; 3b – разрез 5 (2), 11.4 м выше основания разреза; 10 – разрез 1, 12 м выше основания пачки Иннхьегла, экз. МЗ МГУ 141/10; 11 – разрез 1, 25–27 м выше основания пачки Иннхьегла, экз. МЗ МГУ 141/11; 8, 9 – Tropaeum (T.) arcticum (Stolley), средний апт, слои с Tropaeum arcticum, 8 – разрез 1, 10 м выше основания пачки Иннхьегла, экз. МЗ МГУ 141/8; 9 – разрез 1, 34.7 м выше основания пачки Иннхьегла, МЗ МГУ 141/9; 12а – ядро Tropaeum (T.) sp. indet., средний апт, слои с Tropaeum arcticum, разрез 1, осыпь пачки Далхьегла, МЗ МГУ 141/12; 12б – отпечаток Tropaeum (T.) sp. indet., средний апт, слои с Tropaeum arcticum, разрез 1, осыпь пачки Далхьегла, МЗ МГУ 141/12.

Таблица I



среднего апта (зона Parahoplites nutfieldiensis) Северной Германии (Gaida et al., 1978) встречается совместно с Tropaeum (T.) arcticum (Stolley), точно так же, как на Шпицбергене. Подрод Sanmartinoceras (Theganeceras) распространен в германских разрезах в основании нижнего апта, зоне Deshayesites weissi (Koenen, 1902). В разрезах Шпицбергена Sanmartinoceras (Sinzovia) отмечается впервые. Представители рода Sanmartinoceras, изображавшиеся отсюда ранее, отличаются от наших находок более слабой скульптурой и более эволютным навиванием (Ершова, 1983, табл. XLII, фиг. 2), но их отнесение к какому-либо виду или подроду затруднено.

Гетероморфные аммониты могут быть определены как Tropaeum (T.) arcticum (Stolley) (табл. I, фиг. 8–9) и Tropaeum (T.) cf. arcticum (Stolley) (табл. I, фиг. 3б, 5а, 6–7, 10–11), последние – ввиду их фрагментарной сохранности. Наиболее полные находки T. (T.) arcticum, встреченные нами, близки к экземплярам из типовой серии данного вида, описанным из Шпицбергена (Stolley, 1912, s. 16), а также к экземплярам из Северной Германии (Gaida et al., 1978; Kemper, 1982, 1995). Они характеризуются слабым разворачиванием спирали, частыми одиночными ребрами (30–35 на пол-оборота), наклонными и слегка изгибающимися вперед. На севере Канады из верхней части апта также известны Tropaeum n. sp. aff. arcticum, отличающиеся от типичных T. (T.) arcticum быстрым разворачиванием спирали и более частыми ребрами (Jeletzky, 1964) и принадлежащие, вероятно, к другому виду. Представители Sanmartinoceras в разрезах Канады неизвестны.

В изученных разрезах к слоям с Tropaeum arcticum могут быть отнесены нижние 35 метров пачки Иннхьегла, а также верхняя часть пачки Далхьегла, в осыпи которой также встречены остатки Tropaeum (табл. I, фиг. 12).

Выше находок аптских аммонитов встречен Grantziceras cf. affine (Whiteaves) (табл. I, фиг. 2). Этот аммонит хотя и имеет плохую сохранность, но демонстрирует основные признаки данного вида: большую инволютность, сравнительно частые узкие пережимы и тонкую слабую ребристость. Подобные формы ранее уже описывались из пачки Иннхьегла, где они были встречены вместе с типично раннеальбскими Leymeriella (L.) germanica и Freboldiceras singulare (Nagy, 1970). Таким образом, найденные аммониты позволяют установить два стратиграфических интервала: слои с Tropaeum (T.) arcticum в среднем апте и слои с Grantziceras в нижнем альбе.

Новые результаты изучения глендонитов

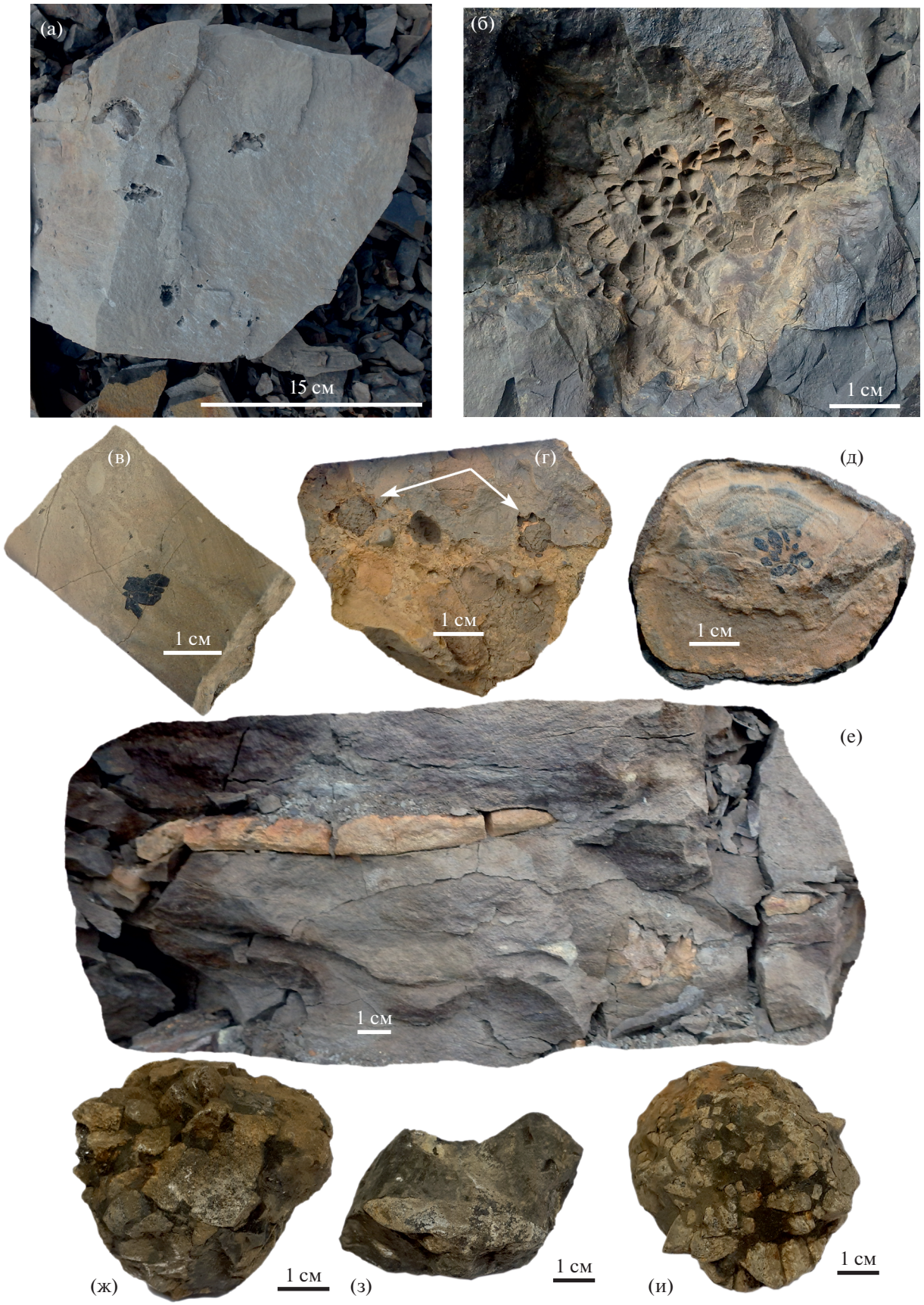
Глендониты из свиты Каролинефьеллет изученного разреза характеризуются разнообразной морфологией. Наиболее часто встречаются звездчатые глендониты, диаметр которых варьирует от 0.3 до 5–7 см (рис. 3б, 3в, 3д, 3ж, 3и). Такие глендониты присутствуют в карбонатных прослоях, в алевролитовых и песчаных толщах и, вероятно, в переотложенном состоянии встречаются в конгломератах. Наиболее хорошо заметны глендониты, как правило, на выветрелой поверхности слоев. Нередко карбонатное вещество растворяется, и от глендонитов остаются только отпечатки (рис. 3а, 3г). Такие отпечатки тем не менее хорошо идентифицируются благодаря их специфической форме. Значительно реже и только на некоторых стратиграфических уровнях (в том числе на тех, из которых глендониты детально изучены в настоящей работе) встречаются глендониты в форме одиночных вытянутых “кристаллов” (рис. 3е, 3з).

Нашими предшественниками в данном разрезе были указаны два глендонитовых горизонта: первый – вблизи видимого основания пачки Далхьегла, второй – в пачке Иннхьегла, примерно в 80 м выше ее подошвы. В ходе изучения разрезов свиты Каролинефьеллет в 2018 и 2019 гг. нам удалось выявить несколько ранее неизвестных уровней с глендонитами (рис. 2). В настоящей работе приводятся результаты исследования глендонитов из горизонта, расположенного в 15–16 м выше подошвы пачки Иннхьегла (рис. 2). Изученные кальцитовые псевдоморфозы представлены одиночными кристаллами и звездчатыми сростками, не несут следов абразии и/или окатывания, в связи с чем мы считаем, что они не были переотложены. Длина одиночных кристаллов 0.6–10 см, габитус кристаллов дипирамидальный. Диаметр звездчатых сростков 2.5–5 см.

Петрографическая характеристика глендонитов. Глендониты непористые, все пространство внутри псевдоморфоз плотно заполнено кальцитом. Внутреннее строение псевдоморфоз в проходящем свете довольно однородное, в то же время при катодолюминесцентном свечении хорошо выделяется последовательная смена кальцитовых генераций, отражающая отдельные этапы образования и преобразования вещества глендонитов.

Катодолюминесцентные исследования карбонатных минералов основаны на способности пучка электрона возбуждать слабое свечение в минералах. В зависимости от химического состава, структуры или ее дефектов, примесей различные

Рис. 3. Морфологические типы глендонитов свиты Каролинефьеллет.
(а, г) – отпечатки растворенных/выщелоченных глендонитовых конкреций; (б, в, д, ж, и) – звездчатые сростки; (е, з) – единичные удлиненные кристаллы.


(а)
15 см
(б)
1 см
(в)
1 см
(г)
1 см
(д)
1 см
(е)
1 см
(ж)
1 см
(з)
1 см
(и)
1 см

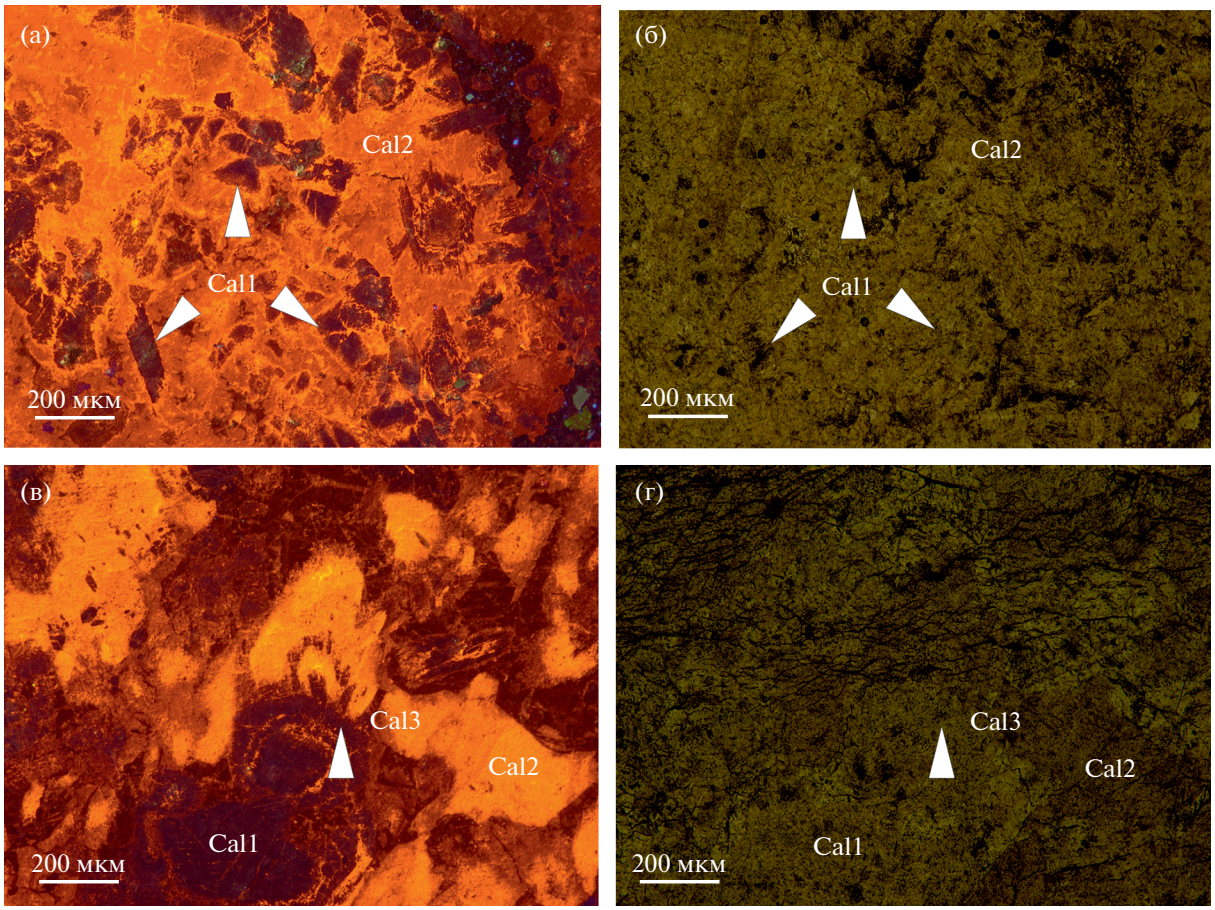


Рис. 4. Фотографии шлифов глендонитов с указанием преобладающих генераций (обр. AR-2) при катодолюминесцентном свечении (а, в) и в проходящем свете (б, г).
Cal1 – первая генерация кальцита, Cal2 – вторая генерация кальцита, Cal3 – третья генерация кальцита.

генерации карбонатных минералов обладают разным катодолюминесцентным (далее КЛ) свечением (Boggs, Krinsley, 2006). В основе стадиального анализа глендонитов лежит идея о том, что наиболее ранняя генерация кальцита обрастает более поздними генерациями, хотя частично ранний кальцит может быть корродирован более поздними генерациями. Замещение исходного икаита кальцитом разных генераций может происходить так, что форма и размер исходных кристаллов сохраняются, и в проходящем свете разницы между генерациями не видно.

Нами выделено три генерации кальцита, различающихся катодолюминесцентным свечением. По пространственным взаимоотношениям границ кристаллов трех различных генераций кальцита нами была установлена последовательность их образования (рис. 4).

Первая генерация кальцита (Cal1), характеризующаяся темно-бурым, почти черным КЛ-свечением, занимает около 30% объема глендонитов и представлена кристаллами размерностью до 0.2 мм. Нами были зафиксированы удлиненные изометричные кристаллы неправильной формы. Границы кристаллов обычно интенсивно корродированы, местами кальцит первой генерации практически полностью замещен более поздним кальцитом второй генерации. Первая генерация кальцита, слагающая глендониты, была сформирована при распаде икаита (De Lurio, Frakes, 1999), поскольку, во-первых, икаит состоит из молекул воды и карбоната кальция, на которые приходится 69 и 31% от кристаллической структуры минерала соответственно. При его трансформации в кальцит он теряет 2/3 своего объема, приходящиеся на воду, оставшаяся вода “формирует” первую генерацию кальцита. Во-вторых, по результатам изучения икаита в лабораторных условиях установлено, что изменение физико-химических условий приводит к распаду минерала на кальцит и воду, иногда с примесью ватерита, который представляет собой полиморфную модификацию кальцита (Ito, 1998; Tang et al., 2009; Крылов и др., 2015). В опубликованных работах при изучении минерального со-

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита в глендонитах

Номер образца	$\delta^{13}C$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}O$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}O$, ‰ (SMOW)
AR-1	–28	–3.94	26.8
AR-2	–26.6	–5.4	25.3
AR-3	–27.1	–5.1	25.6
AR-4	–25.9	–5.59	25.1
AR-5	–26.6	–5	25.7

става глендонитов ватерит зафиксирован не был (Vickers et al., 2018).

Вторая генерация кальцита (Cal2) занимает около 70% объема псевдоморфоз и имеет ярко-оранжевое свечение при катодолюминесценции. Кальцит второй генерации сформировался в условиях разложения органического вещества при участии поровых вод (Vickers et al., 2018). Это соотносится с ярко-оранжевым КЛ-свечением, которое обусловлено присутствием ионов Mn^{2+} – активатора свечения, в то время как ионы Fe^{2+} находятся во взаимодействии с органическим веществом (Boggs, Krinsley, 2006).

Третья генерация кальцита (Cal3) заполняет оставшиеся пустоты и отличается бурым КЛ-свечением. Это наименее распространенная генерация кальцита, на нее приходится около 5% от внутреннего строения псевдоморфоз.

Изотопный состав кислорода и углерода в кальците глендонитов. Нами был изучен изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) и кислорода ($\delta^{18}O$) в валовых пробах глендонитов. Результаты определения величин $\delta^{18}O$ в глендонитах представлены в табл. 1 и на рис. 4. Значения $\delta^{18}O$ изменяются от –3.94 до –5‰ (VPDB), а $\delta^{13}C$ от –25.9 до –28‰ (PDB).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Впервые в разрезе свиты Каролинефьеллет окрестностей г. Лонгйир установлено вертикальное распределение находок аммонитов, что позволило выделить в среднем апте слои с Tropaeum (T.) arcticum, а также впервые для этого района доказать раннеальбский возраст верхней части пачки Иннхьегла, отнесенной к слоям с Grantziceras. Это дает возможность уточнить возраст встреченных глендонитов.

Характерный для слоев с Tropaeum (T.) arcticum комплекс Sanmartinoceras–Tropaeum (T.) arcticum известен из разрезов Северной Германии (Gaida et al., 1978; Kemper, 1982; 1995), Шпицбергена (Frebold, 1930; Ершова, Корчинская, 1980; Ершова, 1983) и Восточной Гренландии, где он расположен выше нижнеаптских Deshayesites (Bøgvad, Rosenkrantz, 1934; Frebold, 1935). Е.С. Ершова (Ершова, Корчинская, 1980) предлагала для Шпицбергена разделить этот комплекс на слои с Sanmartinoceras sp. внизу и слои с Tropaeum arcticum вверху, отвечающие среднему и верхнему апту соответственно. В более поздней работе (Ершова, 1983) она от этого деления отказалась, оставив в апте только слои с Tropaeum arcticum. Наши находки также не подтверждают возможности выделения “слоев с Sanmartinoceras”, поскольку эти аммониты встречаются совместно с Tropaeum arcticum. На основе сопоставления с разрезами Северной Германии слои с Tropaeum arcticum можно датировать второй половиной среднего апта, сопоставив их с зоной Parahoplites nutfieldiensis, к которой приурочены совместные находки Sanmartinoceras (Sinzovia) stolleyi и Tropaeum (T.) arcticum (Gaida et al., 1978; Kemper, 1982, 1995).

Находка аммонита Grantziceras выше слоев с Tropaeum (T.) arcticum дает возможность установить здесь присутствие нижнего альба, сопоставляемого с зоной Freboldiceras praesingulare Бореального зонального стандарта (Барабошкин, Гужиков, 2018). Й. Наги (Nagy, 1970) указывал этот род из “фауны Freboldiceras”, а Е.С. Ершова (1983) аналогичный комплекс рассматривала в составе зоны Leymeriella tardefurcata. Близкие комплексы с Grantziceras affine известны из нижнего альба Арктической Канады (Jeletzky, 1964), Южной Аляски (Jones, 1967) и других районов.

Глендониты апта–альба в настоящее время известны на архипелаге Шпицберген (Maher et al., 2004; Vickers et al., 2016, 2018, 2019), на островах Маккензи-Кинг и Аксель-Хейберг Канадского Арктического архипелага (Grasby et al., 2017), в бассейне Эроманга Австралии (De Lurio, Frakes, 1999), Гренландии (Hovikoski et al., 2018), а также на Северо-Востоке России, в Олойском прогибе и на севере Камчатки (Ефимова и др., 1970; Alabuschev, 1995). Предполагается, что глендониты являются индикаторами холодноводных придонных обстановок, а в случае их нахождения в мелководных отложениях могут служить также индикаторами относительно холодного климата или, по крайней мере, сезонных низких температур

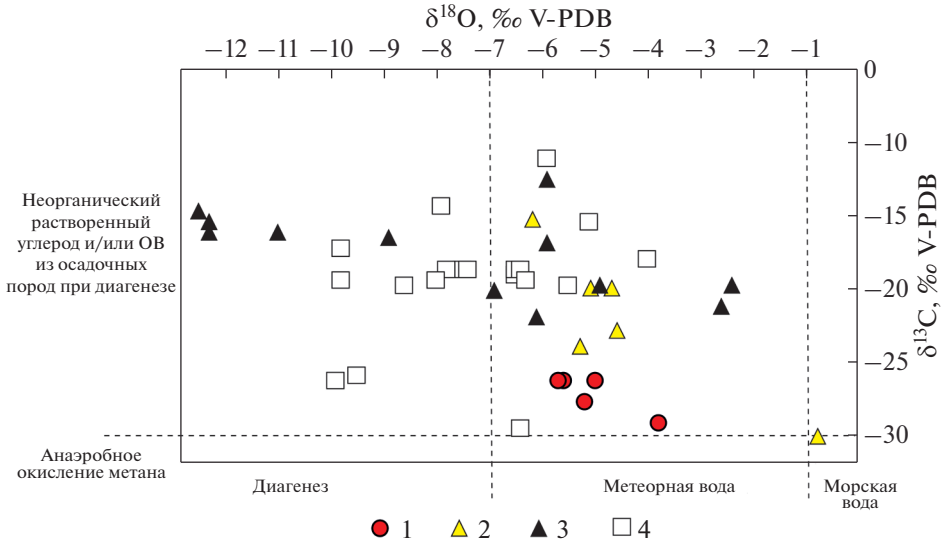


Рис. 5. Изотопный состав кислорода и углерода в аптских (нижний мел) глендонитах Арктического региона. 1 – обнажение Дорога на аэропорт, настоящая работа; 2 – обнажение Дорога на аэропорт (по Vickers et al., 2018); 3 – разрез Фестнинген (по Vickers et al., 2018); 4 – разрезы бассейна Свердруп, Канадский Арктический архипелаг (по Grasby et al., 2017). Границы (пунктирные линии) полей со значениями $\delta^{13}C$ окисленного метана и диагенетически преобразованного органического вещества, а также полей со значениями $\delta^{18}O$ в морских водах, метеорных водах и в позднедиагенетических растворах приведены по (Campbell, 2006; Vickers et al., 2018), с уточнениями.

(Tollefsen et al., 2018). Для мелового климата, считающегося преимущественно теплым (“greenhouse”), рядом авторов были показаны этапы похолоданий: поздний берриас (Rogov et al., 2017), валанжин (Kemper, Shmitz, 1975; Price, Nunn, 2010), готерив (Frakes, Francis, 1988), поздний апт–альб (Frakes, Francis, 1988), конец валанжина–первая половина готерива, середина апта–ранний альб (Барабошкин, 2007). Присутствие в среднем апте–раннем альбе интервалов с холодноводными обстановками, благоприятными для образования икаита, подтверждается следующими данными:

– нахождением дропстоунов и глендонитов на одних и тех же стратиграфических уровнях (Dalland, 1976; Frakes et al., 1995; Rodríguez-López et al., 2016);

– низкими среднегодовыми температурами, рассчитанными по изотопному составу кислорода в раковинах двустворок из шельфовых отложений верхнего апта–альба свиты Каролинефьеллет Шпицбергена (8.3°C; Harland, Kelly, 1997), в рострах альбских белемнитов Австралии (среднегодовая температура 5°C; De Lurio, Frakes, 1999) и позднеаптских белемнитов Воконтского бассейна (температура 4°C; Bodin et al., 2015);

– существенными сезонными колебаниями температуры в высоких широтах (Zakharov et al., 2011);

– широким распространением хвойных деревьев в Канадской Арктике в апте–альбе, свидетельствующим о том, что в арктическом регионе среднегодовая температура составляла 3–10°C (Harland et al., 2007);

– минимальным содержанием пыльцы Classopollis в апт-альбском интервале (Вахрамеев, 1980; Vakhrameyev, 1982; Барабошкин, 2007);

– понижением температуры поверхностных вод примерно на 5°C, установленным методом TEX_{86} (McAnena et al., 2013);

– снижением разнообразия известкового наннопланктона (Herrle, Mutterlose, 2003) и флоры полярных регионов (Francis, Poole, 2002; Harland et al., 2007);

– результатами палеобиогеографического анализа, дополненного математическим моделированием (Барабошкин, 2007).

Таким образом, полученные нами новые данные о широком распространении глендонитов в среднем апте–нижнем альбе о-ва Западный Шпицберген (свита Каролинефьеллет) хорошо согласуются с данными о похолодании климата в среднеаптское–раннеальбское время, полученными ранее. Изотопный состав углерода и кислорода кальцита в исследованных нами глендонитах близок к установленному ранее в глендонитах этой же серии разрезов, а также других разрезов свиты Каролинефьеллет архипелага Шпицберген (рис. 5). Значения $\delta^{18}O$ в исследованных нами образцах варьируют от –3.94 до –5‰ PDB и вполне сопоставимы со значениями, опубликованным

ранее для глендонитов свиты Каролинефьеллет ($\delta^{18}O$ от −12.3 до −1.0‰ PDB, среднее −7.0‰ PDB; Vickers et al., 2018).

Арктический бассейн, в котором происходило накопление исследованных толщ, в начале мела был частично изолированным (Smith et al., 1994; Price, Nunn, 2010; Stein, 2019). Его воды характеризовались, по-видимому, облегченным изотопным составом кислорода по сравнению с морскими водами открытых бассейнов. Кроме того, колебания солености могли также оказывать влияние на изотопный состав морской воды. Г. Прайс и Е. Нанн (Price, Nunn, 2010) высказали предположение, что изотопный состав морской воды мог быть ниже принятого $\delta^{18}O = -1$‰ SMOW (Zhou et al., 2008) для открытых морских бассейнов, но ниже −5.1‰ SMOW не опускался (Price, Nunn, 2010). В то же время недавно были получены данные, свидетельствующие о том, что изотопный состав морской воды в раннем мелу Арктики был близок к среднеокеаническому и достигал 1.5‰ SMOW (Price et al., 2020). Ряд исследователей показали, что при трансформации икаита в кальцит изотопный состав кислорода меняется слабо (в пределах 1‰; Greinert, Derkachev, 2004; Крылов и др., 2015), на основании чего можно восстанавливать температуры образования икаита по значениям $\delta^{18}O$ глендонита и исходного состава морской воды, в которой образовался икаит. Палеотемпературы Арктического бассейна, рассчитанные для исследованных образцов по уравнению $t(°C) = 15.7 - 4.36(\delta^{18}O_{Cal} - \delta^{18}O_{вода}) + 0.12(\delta^{18}O_{Cal} - \delta^{18}O_{вода})^2$ (De Lurio, Frakes, 1999), оказываются довольно высокими для кристаллизации икаита. При $\delta^{18}O = -1$‰ SMOW температуры кристаллизации исходного икаита составляют от 29° до 38°C; если $\delta^{18}O = -1.5$, то температуры варьируются от 27° до 32°C; если $\delta^{18}O = -2$, то температуры колеблются от 24° до 32°C. Высокие рассчитанные температуры являются, видимо, следствием открытия изотопных систем при переходе икаит–кальцит и смещения исходных геохимических меток при взаимодействии икаита (или кальцита, его заместившего) с диагенетическими растворами с более легким изотопным составом кислорода. Это предположение хорошо соотносится с минералогическими особенностями изученных глендонитов: кальцит, образованный при распаде икаита (Vickers et al., 2018), занимает лишь около 30% псевдоморфозы, в то время как большую часть (около 70%) слагает более поздний диагенетический кальцит. Анализ первой генерации кальцита, возможно сохранившей изотопный состав первоначального икаита, чрезвычайно затруднен из-за невозможности получить достаточное количество чистого вещества этой генерации для изотопного анализа. Опубликованные данные показывают, что более поздние генерации кальцита обладают облегченным кислородным изотопным составом, по сравнению с более ранними генерациями кальцита, заместившими икаит (ниже −10‰ PDB; Frank et al., 2008; Vasileva et al., 2019). Кроме того, сходный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$ от −3.1 до −16.6‰ PDB) получен для карбонатных конкреций “cannon-balls”, имеющих диагенетическое происхождение (Krajewski, Luks, 2003).

Изотопный состав углерода позволяет оценить, насколько различные компоненты влияют на изотопный состав аутигенных карбонатных минералов (Campbell, 2006): метан, подвергающийся анаэробному окислению ($\delta^{13}C$ ниже −40‰ PDB), разлагающееся органическое вещество ($\delta^{13}C$ от −40 до −15‰ PDB), неорганический углерод, растворенный в морской воде ($\delta^{13}C$ от −2 до +2‰ PDB) или углерод, остаточный от метаногенеза ($\delta^{13}C$ от +5 до +24‰ PDB). Данные, полученные нами для аптских глендонитов о. Западный Шпицберген, попадают в диапазон значений от −25.9 до −28‰ PDB, то есть при формировании исходного икаита и преобразовании икаита в глендонит углерод извлекался из смешанного источника – разлагающегося органического вещества и окисляющегося метана.

ВЫВОДЫ

1. Впервые для окрестностей г. Лонгйир установлено вертикальное распределение аммонитов в свите Каролинефьеллет (пачки Далхьегла и Иннхьегла). Обосновано выделение среднеаптских слоев с Tropaeum arcticum и раннеальбских слоев с Grantziceras.

2. Находки глендонитов во всем изученном интервале позволяют утверждать, что климат среднего апта–раннего альба Шпицбергена был достаточно холодным.

3. Изотопный состав кислорода в кальците глендонитов свидетельствует о том, что исходные изотопно-геохимические характеристики (предположительно, икаита) не сохранились вследствие последующих диагенетических преобразований. Углерод при образовании икаита и его псевдоморфозы извлекался из разлагающегося органического вещества и окисляющегося метана.

Благодарности. Мы признательны Е.В. Щепетовой, Е.А. Языковой и Н.Б. Кузнецову за ценные комментарии и замечания, которые помогли существенно улучшить данную статью. Авторы также выражают глубокую благодарность М. Викерс (M. Vickers), предоставившей полевые данные об объекте исследования.

Источники финансирования. Исследование было проведено при поддержке гранта РФФИ 20-35-70012 и в рамках проекта “Changes at the Top of

the World through Volcanism and Plate Tectonics: A Norwegian–Russian–North American Collaboration in Arctic Research and Education (NOR-R-AM2)" (project number 309477). Изучение аммонитов было выполнено по теме госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 5. С. 44–68.

Барабошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Северного полушария // Проливы Северного полушария в мелу и палеогене. М.: МГУ, 2007. С.11–59.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Бореальный нижний мел России: ревизия ярусных границ на основе не палеонтологических данных // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания, 17–23 сентября 2018 г., Белгород. Белгород: Политерра, 2018. С. 47–53.

Вахрамеев В.А. Пыльца *Classopollis* как индикатор климата юры и мела // Советская геология. 1980. № 8. С. 48–56.

Ершова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. 88 с.

Ершова Е.С., Корчинская М.В. Зональная схема мезозоя Свальбарда (Шпицберген) // Палеонтология. Стратиграфия. Доклады советских геологов. Международный геологический конгресс, XXVI сессия. М.: Наука, 1980. С. 180–187.

Ефимова А.Ф., Паракецов К.В., Попов Г.Г. Колымо-Омолонский массив // Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра, 1970. С. 434–444.

Зайцев А.В., Покровский Б.Г. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных отложениях нижнего и среднего ордовика на северо-западе Русской плиты // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 3. С. 283–291.

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы (псевдогейлюссит, яровит, тинолит, глендонит, геннойши, беломорские рогульки) в осадочных породах. Происхождение псевдоморфоз // Литология и полезн. ископаемые. 1979. № 5. С. 125–141.

Крылов А.А., Логвина Е.А., Матвеева Т.В., Прасолов Э.М., Сапега В.Ф., Демидова А.Л., Радченко М.С. Икаит ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) в донных отложениях моря Лаптевых и роль анаэробного окисления метана в процессе его формирования // Записки Русского минералогического общества. 2015. № 4. С. 61–75.

Пчелина Т.М. Мезозойские отложения района Ван-Кайлен-Фьорда (Западный Шпицберген) // Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1965а. С. 149–173.

Пчелина Т.М. Стратиграфия и особенности вещественного состава мезозойских отложений центральной части Западного Шпицбергена // Материалы по геологии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1965б. С. 127–148.

Пчелина Т.М. Стратиграфия и некоторые особенности вещественного состава мезозойских отложений южного и восточного районов Западного Шпицбергена // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: НИИГА, 1967. С. 121–158.

Пчелина Т.М. Новые материалы по стратиграфии мезозоя архипелага Шпицберген // Геология Шпицбергена: сборник научных трудов. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. С. 121–141.

Alabushev A. Ammonite faunas and biostratigraphy of the Albian to Middle Cenomanian (Cretaceous) in western Korjak-Kamchatka, NE Russia // Neues Jahrb Geol. Paläont. Abhandl. 1995. Bd. 196. P. 109–139.

Birkenmajer K. Lower Cretaceous tidal deposits of central Vestspitsbergen // Norsk Polarinstitutt Årbok. 1966. P. 73–85.

Bischoff J.L., Stine S., Rosenbauer R.J., Fitzpatrick J.A., Stafford T.W.J. Ikaite precipitation by mixing of shoreline springs and lake water, Mono Lake, California USA // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3855–3865. https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90339-x

Bodin S., Meissner P., Janssen N.M., Steuber T., Mutterlose J. Large igneous provinces and organic carbon burial: controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous // Global Planet Change. 2015. V. 133. P. 238–253. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.09.001

Boggs S., Krinsley D. Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, 2006. 165 p.

Bøgvad R., Rosenkrantz A. Beiträge zur Kenntnis der unteren Kreide Ost Grönlands // Meddelelser om Grønland. 1934. Bd. 93. Nr. 1. S. 1–28.

Campbell K.A. Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: past developments and future research directions // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 232. P. 362–407. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.018

Dalland A. Erratic clasts in the Lower Tertiary deposits of Svalbard: evidence of transport by winter ice // Norsk Polarinstitutt Årbok, 1976. P. 151–165.

Dallmann W.K. Geoscience Atlas of Svalbard // Norsk Polarinstitutt Rapport. 2015. № 148. 292 p.

De Lurio J.L., Frakes L.A. Glendonites as a paleoenvironmental tool: implications for early Cretaceous high latitude climates in Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1999. V. 63. P. 1039–1048. https://doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00019-8

Frakes L.A., Francis J.E. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high latitude ice-rafting in the Cretaceous // Nature. 1988. V. 333. P. 547–549. https://doi.org/10.1038/333547a0

Frakes L.A., Alley N.F., Deynoux M. Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia // Int. Geol. Rev.

1995. V. 37. P. 567–583.
https://doi.org/10.1080/00206819509465419

Francis J.E., Poole I. Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. V. 182. P. 47–64.
https://doi.org/10.1016/s0031-0182(01)00452-7

Frank T.D., Thomas S.G., Fielding C.R. On using carbon and oxygen isotope data from glendonites as paleoenvironmental proxies: a case study from the Permian system of Eastern Australia // J. Sediment. Res. 2008. V. 78. P. 713–723.
https://doi.org/10.2110/jsr.2008.081

Frebold H. Verbreitung und Ausbildung des Mesozoikums in Spitzbergen nebst einer Revision der Statigraphie des Jura und der Unterkreide von Nowaja Semlja und einem Entwurf des mesozoischen Entwicklungsgeschichte des Barentsseeschelfes. Norges Svalbard og Ishavs-Undersøkeiser // Skrifter om Svalbard og Ishavet. 1930. Nr. 31. S. 1–126.

Frebold H. Marines Aptien von der Koldewey Insel (nördliches Ostgrönland) // Meddelelser om Grønland. 1935. Bd. 95. Nr. 4. 112 S.

Gaida K.-H., Kemper E., Zimmerle W. Das Oberapt von Sarstedt und seine Tuffe // Geologisches Jahrbuch. Reihe A. 1978. Hft. 45. S. 43–123.

Grasby S.E., McCune G.E., Beauchamp B., Galloway J.M. Lower Cretaceous cold snaps led to widespread glendonite occurrences in the Sverdrup Basin, Canadian High Arctic // Bull. Geol. Soc. Am. 2017. V. 129. P. 771–787.
https://doi.org/10.1130/b31600.1

Greinert J., Derkachev A. Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/glendonite formation // Marine Geology. 2004. V. 204. № 1–2. P. 129–144.
https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00354-2

Harland W.B., Kelly S.R.A. Jurassic-Cretaceous history // The geology of Svalbard. Ed. Harland W.B. Geol. Soc. London Mem. 1997. V. 17. P. 363–387.

Harland M., Francis J.E., Brentnall S.J., Beerling D.J. Cretaceous (Albian–Aptian) conifer wood from Northern Hemisphere high latitudes: forest composition and palaeoclimate // Rev. Palaeobot. Palynol. 2007. V. 143. P. 167–196.
https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2006.07.005

Herrle J.O., Mutterlose J. Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian of southeast France: palaeoecological and biostratigraphic implications // Cretaceous Res. 2003. V. 24. P. 1–22.
https://doi.org/10.1016/s0195-6671(03)00023-5

Hoel A., Orvin A.K. Das Festungsprofil auf Spitzbergen. Karbon-Kreide. 1. Vermessungsresultate // Skrifter om Svalbard og Ishavet. 1937. Nr. 18. 59 p.

Hovikoski J., Pedersen G.K., Alsen P., Lauridsen B.W., Svennevig K., Nøhr-Hansen H., Sheldon E., Dybkjær K., Bojesen-Koefoed J., Piasecki S., Bjerager M., Ineson J. The Jurassic–Cretaceous lithostratigraphy of Kilen, Kronprins Christian Land, eastern North Greenland // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2018. V. 66. P. 61–112.

Hu Y., Wolf-Gladrow D.A., Dieckmann G.S., Voljer C., Nehrke G. A laboratory study of ikaite ($CaCO_3 \cdot 6H_2O$) precipitation as a function of pH, salinity, temperature and phosphate concentration // Mar. Chem. 2014. V. 162. P. 10–18.
https://doi.org/10.1016/j.marchem.2014.02.003

Ito T. Factors controlling the transformation of natural ikaite from Shiowakka, Japan // Geochem. J. 1998. V. 32. P. 267–273.
https://doi.org/10.2343/geochemj.32.267

Jeletzky J.A. Illustrations of Canadian fossils. Lower Cretaceous marine index fossils of the sedimentary basins of western and arctic Canada // Geol. Surv. Canada Pap. 1964. № 64-11. P. 1–100.
https://doi.org/10.4095/101022

Jones D.L. Cretaceous ammonites from the lower part of the Matanuska Formation, Southern Alaska. With a stratigraphic summary by Arthur Grantz // US. Geol. Surv. Prof. Pap. 1967. № 547. 49 p.
https://doi.org/10.3133/pp547

Kemper E. Die Ammoniten des späten Apt und frühen Alb Nordwestdeutschlands // Geologisches Jahrbuch. Reihe A. 1982. Hft. 65. S. 553–577.

Kemper E. Die Entfaltung der Ammoniten und die Meeres – verbindungen im borealen Unter- und Mittel – Apt // Geologisches Jahrbuch. Reihe A. 1995. Hft. 141. S. 171–200.

Kemper E., Schmitz H.H. Stellate nodules from the Upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada // Geol. Surv. Canada Pap. 1975. № 75-1C. P. 109–119.
https://doi.org/10.4095/103040

Kemper E., Schmitz H.H. Glendonite – Indikatoren des polarmarinen Ablagerungsmilieus // Geologische Rundschau. 1981. Bd. 70. Nr. 2. S. 759–773.
https://doi.org/10.1007/BF01822149

Kennedy W.J., Klinger H.C. Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite superfamily Haploceratateaceae Zittel, 1884 // Ann. S. Afr. Mus. 1979. V. 77. № 6. P. 85–121.

Koenen A. Von. Die Ammonitiden des norddeutschen Neocom (Valanginien, Hauterivien, Barrêmien und Aptien) // Abhandlungen der Königlichen Preussischen Geologischen 1andesanstalt und Bergakademie zu Berlin, Neue Folge. 1902. Bd. 24. S. 1–449.

Krajewski K.P., Luks B. Origin of "cannon-ball" concretions in the Carolinefjellet Formation (Lower Cretaceous), Spitsbergen // Pol. Polar Res. 2003. V. 24. № 3–4. P. 217–242.

Lindström G. Trias och Juraförsteningar från Spetsbergen // Kongl. Svenska Vetenskap-Akademiens Handlingar. 1865. Bd. 6. № 6. 20 p.

Lundgren B. Bemerkungen uber die von der schwedische Expedition nach Spitzbergen 1882 gesammelten Jura-und Trias-fossilien // Bihang till Kungliska Svenska Vetenskaps-Akadamiens Handlingar. 1883. Bd. 8. 21 p.

Maher Jr., H.D., Hays T., Shuster R., Mutrux J. Petrography of Lower Cretaceous sandstones on Spitsbergen // Polar Research. 2004. V. 23. № 2. P. 147–165.
https://doi.org/10.3402/polar.v23i2.6276

Major H., Nagy J. Geology of the Adventdalen map area: with a geological map, Svalbard C9G 1:100000 // Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1972. Nr. 138. 58 p.

McAnena A., Hofmann S.F.P., Herrie J.O., Griesand A., Pross J., Talbot H.M., Rethemeyer J., Wallmann K., Wagner T. Atlantic cooling associated with a marine biotic crisis during the mid-Cretaceous period // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 558–561. https://doi.org/10.1038/ngeo1850

Nagy J. Ammonite faunas and stratigraphy of Lower Cretaceous (Albian) rocks in southern Spitsbergen // Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1970. Nr. 152. 58 p.

Price G.D., Nunn E.V. Valangian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse // Geology. 2010. V. 3. P. 251–254. https://doi.org/10.1130/g30593.1

Price G.D., Bajnai D., Fiebig J. Carbonate clumped isotope evidence for latitudinal seawater temperature gradients and the oxygen isotope composition of Early Cretaceous seas // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2020. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109777

Purgstaller B., Dietzel M., Baldermann A., Mavromatis V. Control of temperature and aqueous Mg^{2+}/Ca^{2+} ratio on the (trans-)formation of ikaite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 217. P. 128–143. https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.08.016

Rodríguez-López J.P., Liesa C.L., Pardo G., Meléndez N., Soria A.R., Skilling I. Glacial dropstones in the western Tethys during the late Aptian–early Albian cold snap: Palaeoclimate and palaeogeographic implications for the mid-Cretaceous // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 452. P. 11–27. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.04.004

Rogov M.A., Ershova V.B., Shchepetova E.V., Zakharov V.A., Pokrovsky B.G., Khudoley A.K. Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes // Cretaceous Res. 2017. V. 71. P. 102–112. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.11.011

Smith A.G., Smith D.G., Funnell B.M. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge: Cambridge University Press, 1994. P. 99.

Sokolov D.N., Bodylevsky W. Jura- und Kreidefaunen von Spitzbergen // Skrifter om Svalbard og Ishavet. 1931. № 35. S. 1–151.

Spath L.F. On Ammonites from Spitsbergen // Geol. Mag. 1921. V. 58. P. 347–356.

Stein R. The Late Mesozoic-Cenozoic Arctic Ocean climate and sea ice history: a challenge for past and future scientific ocean drilling // Paleoceanogr. Paleoclim. 2019. V. 34. P. 1851–1894. https://doi.org/10.1029/2018pa003433

Stolley E. Über die Kreideformation und ihre Fossilien auf Spitzbergen // Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar. 1912. Bd. 47. № 11. 29 S.

Suess E., Balzer W., Hesse K.F., Müller P.J., Ungerer C.A., Wefer G. Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of glendonites // Science. 1982. V. 216. № 4550. P. 1128–1131. https://doi.org/10.1126/science.216.4550.1128

Tang C., Thompson S., Parker J., Lennie A., Azough F., Kato K. The ikaite-to-vaterite transformation: new evidence from diffraction and imaging // J. Appl. Crystallogr. 2009. V. 42. P. 225–233. https://doi.org/10.1107/S0021889809005810

Tollefsen E., Stockmann G., Skelton A., Morth C., Dupraz C., Sturkell E. Chemical controls on ikaite formation // Mineral. Mag. 2018. V. 82(5). P. 1119–1129. https://doi.org/10.1180/mgm.2018.110

Vakhrameyev V.A. Classopollis pollen as an indicator of Jurassic and Cretaceous climate // Int. Geol. Rev. 1982. V. 24. № 10. P. 1190–1196. https://doi.org/10.1080/00206818209451058

Vasileva K.Y., Rogov M.A., Ershova V.B., Pokrovsky B.G. New results of stable isotope and petrographic studies of Jurassic glendonites from Siberia // GFF. 2019. V. 141. P. 225–232. https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1641549

Vickers M.L. Stratigraphic and Geochemical Expression of Early Cretaceous Environmental Change in Arctic Svalbard. Doctoral dissertation, University of Plymouth, 2017. 375 p.

Vickers M.L., Price G.D., Jerrett R.M., Watkinson M. Stratigraphic and geochemical expression of Barremian–Aptian global climate change in Arctic Svalbard // Geosphere. 2016. V. 12. P. 1594–1605. https://doi.org/10.1130/ges01344.1

Vickers M., Watkinson M., Price G.D., Jerret R. An improved model for the ikaite–glendonite transformation: evidence from the Lower Cretaceous of Spitsbergen, Svalbard // Norw. J. Geol. 2018. V. 98. P. 1–15. https://doi.org/10.17850/njg98-1-01

Vickers M., Watkinson M., Price G.D., Jerret R., Sutton P., Watkinson P., FitzPatrick M. The duration and magnitude of Cretaceous cool events: evidence from the northern high latitudes // Bull. Geol. Soc. Am. 2019. V. 131. P. 1979–1994. https://doi.org/10.1130/b35074.1

Whiticar M.J., Suess E. The cold carbonate connection between Mono Lake, California and the Bransfield Strait, Antarctica // Aquat. Geochem. 1998. V. 4. P. 429–454. https://doi.org/10.1023/A:1009696617671

Zakharov Y.D., Shigeta Y., Popov A.M., Velivetskaya T.A., Afanasyeva T.B. Cretaceous climatic oscillations in the Bering area (Alaska and Koryak Upland): isotopic and palaeontological evidence // Sediment. Geol. 2011. V. 235. № 1. P. 122–131. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.03.012

Zhou J., Poulsen C.J., Pollard D., White T.S. Simulation of modern and middle Cretaceous marine $\delta^{18}O$ with an ocean–atmosphere general circulation model // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA3223. https://doi.org/10.1029/2008PA001596

Рецензенты Н.Б. Кузнецов, Е.В. Щепетова, Е.А. Яхт-Язькова

New Data on Stratigraphy and Glendonites Distributions from Carolinefjellet Formation (Middle Aptian–Lower Albian, Cretaceous), Western Spitsbergen

K. Yu. Mikhailova[a, #], M. A. Rogov[b], V. B. Ershova[a, b], K. Yu. Vasileva[a], B. G. Pokrovsky[b], and E. Yu. Baraboshkin[c]

[a]*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[b]*Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*
[c]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: mikhailova.ky@gmail.com*

The Aptian stage of the Spitsbergen Island sediments is poorly studied, and there was no published data on fossil distribution in the Aptian and Albian sediments in the vicinity of Longyearbyen. The article provides new data on biostratigraphy of the Carolinefjellet Formation showing presence of layers with Tropaeum arcticum (Middle Aptian) and layers with Grantziceras (Lower Albian). The age of the formation was determined and presence of Lower Albian strata was justified. Glendonites from the Carolinefjellet Formation are composed of 3 calcite generations: ikaite-derived calcite and two successive cement types. Isotopic composition of glendonites was determined for 5 bulk samples. $\delta^{18}O$ values are characteristic for mixture of seawater and diagenetic fluids; $\delta^{13}C$ values are characteristic for sedimentary organic matter and methanotrophy. Ammonite findings allowed to clarify intervals of glendonite occurrence and associated cold-climate episodes and to prove Lower Albian age of glendonites from the top of the Carolinefjellet Formation.

Keywords: ammonite, glendonite, Spitsbergen, stratigraphy, stable isotopes, Lower Cretaceous

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 28–47

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

МИКРОФАУНА, ПАЛИНОМОРФЫ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ЗОНЫ GARANTIANA GARANTIANA ВЕРХНЕГО БАЙОСА (СРЕДНЯЯ ЮРА) БАССЕЙНА р. БОЛЬШОЙ ЗЕЛЕНЧУК, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ

© 2021 г. В. В. Митта[1, 4, *], Л. А. Глинских[2], Ю. Н. Савельева[3], О. В. Шурекова[3]

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

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

[3]АО "Геологоразведка", Санкт-Петербург, Россия

[4]Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

**e-mail: mitta@paleo.ru*

Поступила в редакцию 24.04.2020 г.
После доработки 15.06.2020 г.
Принята к публикации 27.06.2020 г.

Приведены результаты изучения микрофоссилий зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар (приток р. Большой Зеленчук, Карачаево-Черкесия). Зона представлена глинами темно-серыми, аргиллитоподобными, с рассеянными в толще конкрециями, часто образующими прослои, и относится к верхней подсвите джангурской свиты. Установлены систематический состав и распределение в разрезе фораминифер, остракод, цист динофлагеллат и миоспор. Уточнен объем биостратиграфических подразделений по фораминиферам и диноцистам, и проведено их сопоставление со шкалой по аммонитам. По бентосным фораминиферам это слои с Ophthalmidium caucasicum, сопоставляемые с большей частью зоны Garantiana, и слои с Sublamarckella terquemi, соответствующие верхам зоны Garantiana и низам зоны Parkinsoni. Установленные по планктонным фораминиферам слои с Globuligerina dagestanica сопоставляются со всем изученным интервалом от зоны Garantiana до низов нижнего бата включительно. Слои с Meiourogonyaulax valensii и Rhynchodiniopsis? regalis (диноцисты) понимаются в объеме всей зоны Garantiana по низы зоны Parkinsoni верхнего байоса включительно. Приведены изображения руководящих ископаемых.

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

DOI: 10.31857/S0869592X21010270

ВВЕДЕНИЕ

Микрофауна и палиноморфы байоса Северного Кавказа и их распределение в геологическом разрезе изучены крайне неравномерно. Исследования систематического состава фораминифер позволили установить ряд биостратиграфических подразделений в ранге слоев с фауной (Антонова, 1958а, 1958б, 1960, 1975; Морозова, Москаленко, 1961; Макарьева, 1971; Магомедов, Темирбекова, 1978; Темирбекова, Антонова, 1985; Практическое..., 1991; Юра..., 1992). Однако сопоставление слоев с фораминиферами со шкалой по аммонитам при этом было достаточно условным. Наряду с изучением фораминифер определялись и остракоды, но таксоны приводились "в списках", без описаний и изображений (Касимова и др., 1956; Антонова, 1958а). Палинологические исследования юрских отложений Северного Кавказа (Ярошенко, 1965) не охватили интервал верхнего байоса и бата, а также не затронули палиноморф морского генезиса, в том числе динофлагеллат.

Работа является продолжением комплексного изучения ассоциаций аммонитов, микрофауны и палиноморф джангурской свиты (байос–нижний бат; Безносов, 1967) Северного Кавказа и сопоставления выделенных по этим группам ископаемых биостратонов с хроностратиграфической шкалой. Предыдущими исследованиями (Глинских, Митта, 2015; Митта и др., 2017, 2018; Савельева, 2017, 2018) были охвачены подзона Rarecostites subarietis и слои с Parkinsonia djanelidzei, сопоставляемые с нижней половиной терминальной зоны байоса (Parkinsonia parkinsoni) стандартной западноевропейской шкалы, и слои с Oraniceras scythicum, соответствующие нижней части зоны Zigzagiceras zigzag нижнего бата стандарта. В новой работе приводятся результаты изучения средней зоны верхнего байоса Garantiana garantiana.

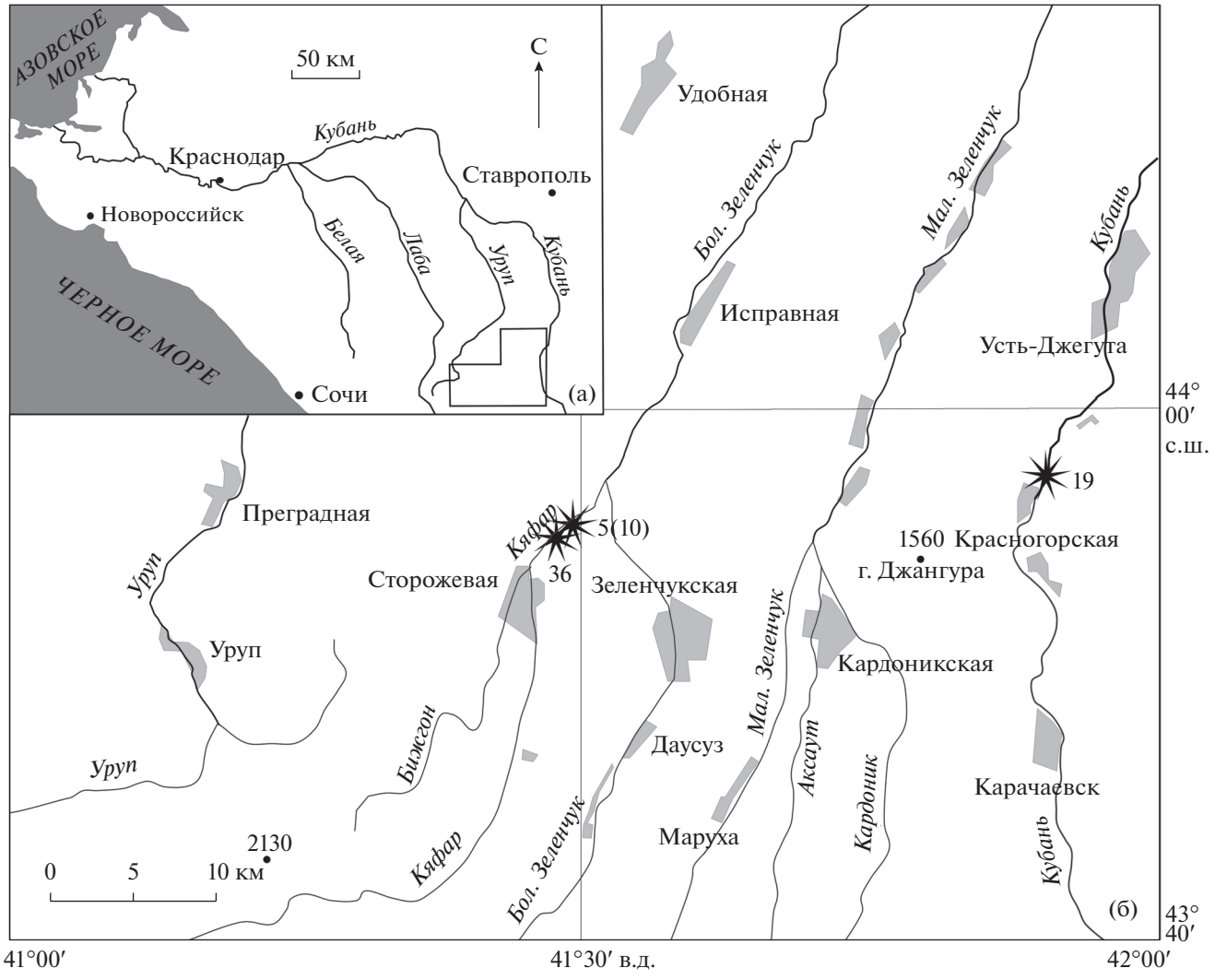


Рис. 1. Схема расположения обнажений зоны Garantiana garantiana верхнего байоса бассейна р. Кубань: общая (а) и детальная (б).

Зона Garantiana на Северном Кавказе является одним из наименее изученных интервалов верхнего байоса и до последнего времени фактически не обособлялась по палеонтологическим данным от нижней части зоны Parkinsoni (Безносов, Митта, 1993; 1998). Встречающиеся в литературе указания на находки аммонитов этой зоны на Северном Кавказе (Объяснительная..., 1973; Юра..., 1992) не подтверждены описаниями, изображениями или коллекциями и в большинстве своем, видимо, были основаны лишь на полевых определениях. Лишь недавно по новым сборам опубликованы данные об аммонитах и расчленении зоны Garantiana в бассейне Кубани (Mitta, 2019). 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 обнажениях правобережья р. Кяфар (левый приток р. Большой Зеленчук, Зеленчукский район Карачаево-Черкесской Республики; рис. 1). Образцы на микрофаунистический и палинологический анализ были отобраны в течение 2014–2019 гг. В.В. Митта, Л.А. Глинских, М.П. Шерстюковым. Геологические разрезы и аммониты изучались В.В. Митта, фораминиферы – Л.А. Глинских, остракоды – Ю.Н. Савельевой, палиноморфы – О.В. Шурековой.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА И ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО АММОНИТАМ

Изученные обнажения зоны Garantiana располагаются по правому берегу р. Кяфар ниже станицы Сторожевая (рис. 1, обн. 5 (10), 36). В береговом обрыве на расстоянии около 450 м прослеживается

пачка глин темно-серых, аргиллитоподобных, с рассеянными в толще и образующими многочисленные прослои конкрециями алевролита серого, с поверхности желтовато-бурого. В средней части пачки наблюдается маломощный (10–20 см) прослой конкреций известняка глинистого, с фунтиково-синерезисной текстурой, сочетающей текстуры cone-in-cone и слепков трещин подводного усыхания. Этот прослой разделяет разрез на две почти равные части (слои 1 и 2; рис. 2). Общая видимая мощность зоны Garantiana на р. Кяфар, с учетом падения слоев (5° на ССВ), достигает 50 м.

Характерной особенностью алевролитовых конкреций по всему разрезу зоны Garantiana является их форма. В большинстве своем они плоские, шайбообразные, достигают 10–15 см в диаметре и крайне редко содержат окаменелости. В сл. 1, в отличие от сл. 2, изредка встречаются крупные (до 0.4 м в поперечнике) стяжения известняка темно-серого, крепкого, нередко с остатками раковин двустворок и мелкоразмерных, определимых в лучшем случае только до рода, аммонитов. Гораздо лучше сохранность аммонитов из конкреций алевролита; на различных уровнях сл. 1 найдены Vermisphinctes martiusii (d'Orbigny) [M], Djanaliparkinsonia alanica Mitta [M, m], Garantiana ? sp. [M]; этот интервал разреза обозначен как слои с Djanaliparkinsonia alanica. Нижняя часть слоев с alanica, с аналогичным комплексом аммонитов, залегающая согласно на зоне Strenoceras niortense, доступна для изучения на р. Кубань ниже станицы Красногорская (местонахождение 19 на рис. 1) в соседнем Усть-Джегутинском районе Карачаево-Черкесской Республики (Митта, 2018; Mitta, 2019).

В верхней половине разреза зоны Garantiana аммониты встречаются крайне редко, обычно также в небольших конкрециях алевролита. По находкам Garantiana subgaranti Wetzel [M], Garantiana sp., Pseudogarantiana minima (Wetzel) [m], Garantiana ? sp. бóльшая нижняя часть сл. 2 выделена на р. Кяфар как слои с Garantiana subgaranti. В верхней части сл. 2, по находкам единичных Paragarantiana sp. и Garantiana sp., установлены слои с Paragarantiana (Mitta, 2019).

Необходимо отметить, что нумерация местонахождений указывает на различные участки берега р. Кяфар, составляющие тем не менее непрерывный геологический разрез. В связи с бурным течением реки и нередко почти отвесным береговым склоном некоторые части разреза оставались недоступными для изучения в течение целого ряда первых полевых сезонов в этом районе. К счастью, со временем миграция основного русла Кяфара дала возможность изучить нижнюю часть разреза (верхние по реке выходы), в том числе в русле пересыхающей в осенне-зимний период временной протоки, вскрывающей большую поверхность дна палеобассейна. Фотографии разных участков разреза зоны Garantiana р. Кяфар опубликованы ранее (Митта, Шерстюков, 2014; Mitta, 2019).

Отложения, располагающиеся выше и ниже зоны Garantiana, в долине р. Кяфар отделены от разреза этой зоны закрытыми для наблюдения участками – задернованными или, чаще, срезанными в геоморфологическом плане аллювиальными галечниками четвертичных пород. В итоге глины зоны Garantiana здесь перекрываются (с перерывом в наблюдении около 12 м) пачкой темно-серых аргиллитов с редкими прослоями глинистого известняка и многочисленными сидеритовыми конкрециями, как рассеянными в толще, так и образующими прослои. Кроме многочисленных Rarecostites spp., в аргиллитах найдены единичные раковины Spiroceras obliquecostatum (Quenstedt), Patrulia karachaica Mitta (Митта, 2017а, 2017б; Митта и др., 2018; Mitta, Sherstyukov, 2018). Пачка аргиллитов относится к нижней части зоны Parkinsoni, подзоне Subarietis.

Глины зоны Garantiana подстилает (в долине р. Кяфар также с перерывом в наблюдении около 30 м) толща глин темно-серых, алеврито-песчаных, с прослоями алевролитов и карбонатными конкрециями. В верхней части этой толщи найдены представители родов Garantiana, Pseudogarantiana, Strenoceras, Sphaeroceras, Infraparkinsonia, Spiroceras, Lissoceras, Oecotraustes и др. (Митта, 2017а; Митта, Бакарюкина, 2020; Мироненко, Митта, 2020). Эта ассоциация аммонитов, с учетом нередких Garantiana baculata (Quenstedt), характерна для верхней подзоны Baculata стандартной зоны Niortense.

РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Комплексы фораминифер

В изученной части джангурской свиты (зона Garantiana) выявлены достаточно разнообразные в таксономическом отношении комплексы фораминифер, содержащие как бентосные, так и планктонные формы. Раковины фораминифер хорошей и удовлетворительной степени сохранности. Встречены представители более 50 видов, относящихся к 34 родам (рис. 3, табл. I).

В нижней части зоны Garantiana (слои с Djanaliparkinsonia alanica–нижняя часть слоев с Garantiana subgaranti) установлен комплекс фораминифер, характерный для слоев с Ophthalmidium caucasicum (Антонова, 1958а, 1958б; Практическое..., 1991). В комплексе преобладает секреционный бентос. Но на некоторых уровнях (обр. 14-2-10-1 и 14-М-5-2; рис. 3) характерно массовое развитие представителей рода Trochammina. В комплексе определены: Hyperamminoides

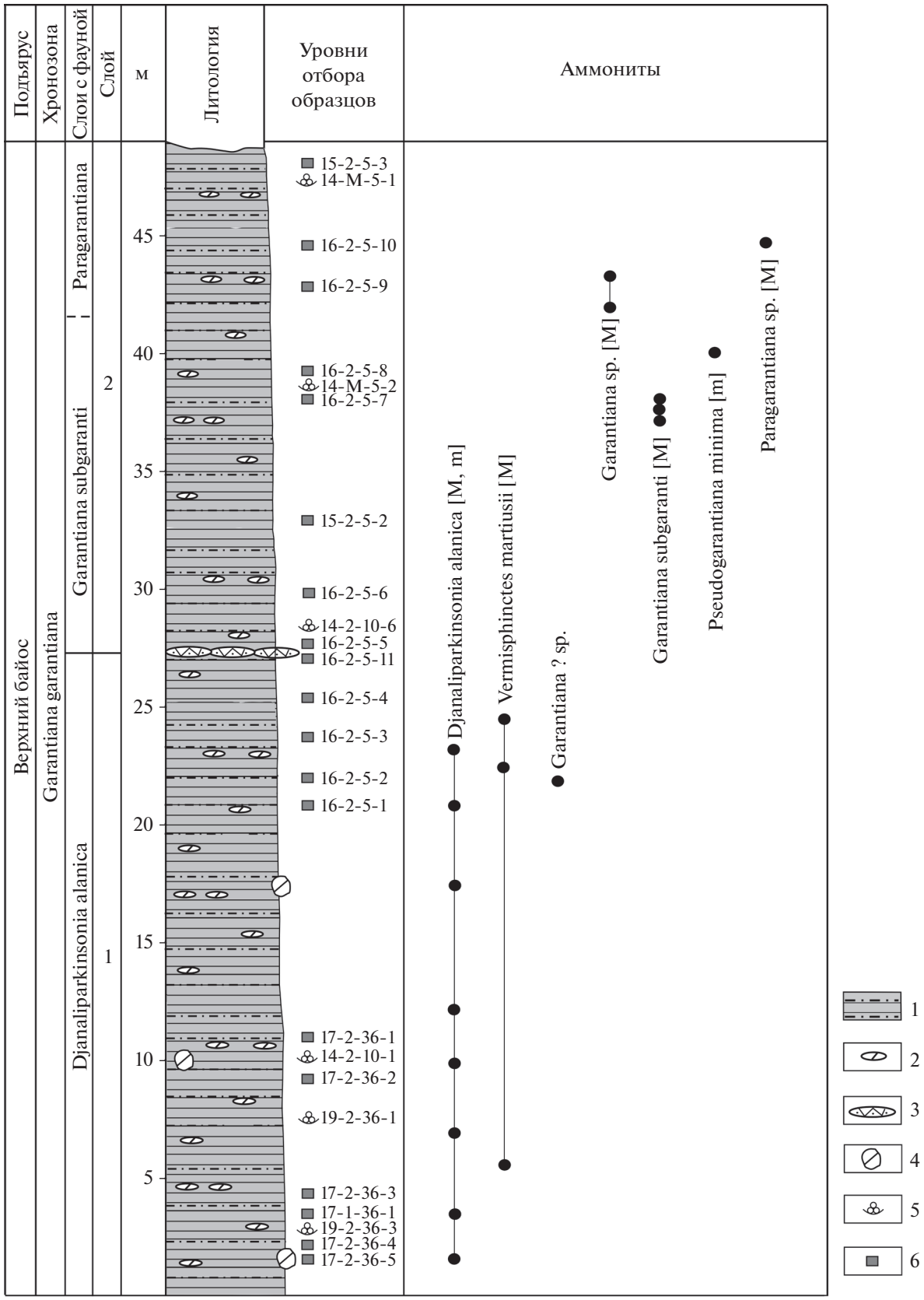


Рис. 2. Разрез зоны Garantiana garantiana на р. Кяфар (местонахождения 5 (10), 36), по (Mitta, 2019), с дополнениями. 1 – глины аргиллитоподобные, 2 – конкреции, 3 – известняк с фунтиково-синерезисной текстурой, 4 – крупные стяжения известняка, 5 – уровни отбора образцов на фораминиферы, 6 – уровни отбора образцов на остракоды и палиноморфы.

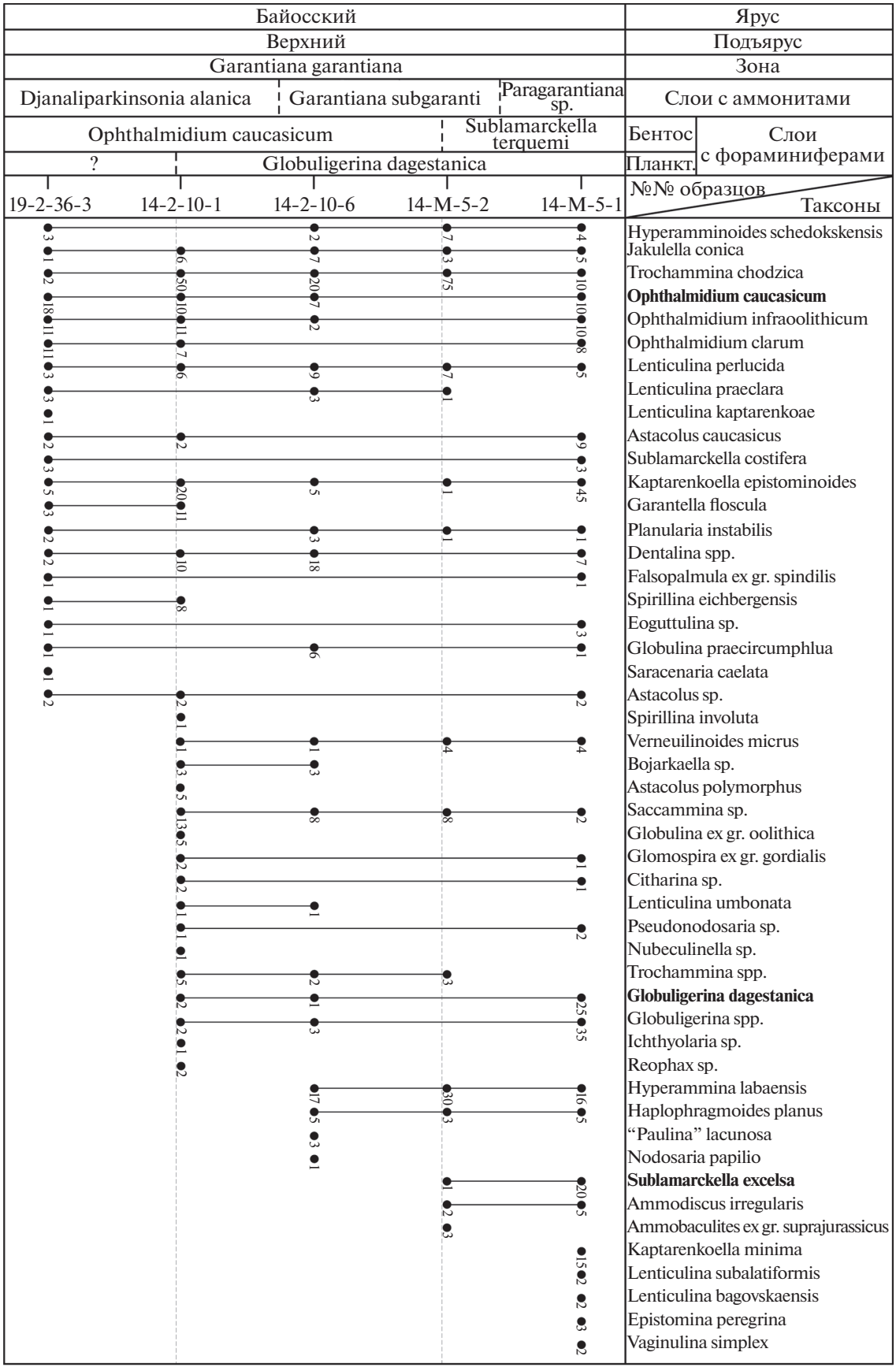


Рис. 3. Распространение фораминифер в зоне Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.

schedokskensis Antonova, Jakulella conica (Makarjeva), Trochammina chodzica Antonova, Verneuilinoides micrus (Antonova), Ophthalmidium caucasicum (Antonova), O. infraoolithicum (Terquem), O. clarum (Antonova), Nodosaria papilio Kuebler et Zwingli, Lenticulina kaptarenkoae (Antonova), L. perlucida (Antonova), L. praeclara (Antonova), L. umbonata (Reuss), Astacolus caucasicus (Antonova), A. polymorphus (Terquem), Planularia instabilis (Terquem), Saracenaria caelata Antonova, Falsopalmula ex gr. spindilis Hoffman, Spirillina eichbergensis (Kuebler et Zwingli), S. involuta Antonova, Kaptarenkoella epistominoides (Kaptarenko-Tshernousova), Sublamarckella costifera (Terquem), Garantella floscula Kaptarenko-Tshernousova, Globulina praecircumphlua Gerke, G. ex gr. oolithica (Terquem), Glomospira ex gr. gordialis (Parker et Jones), Saccammina sp., Nubeculinella sp., Trochammina sp., Dentalina spp., Pseudonodosaria sp., Bojarkaella sp., Astacolus sp., Citharina sp., Eoguttulina sp. В верхней части слоев появляются Hyperammina labaensis Antonova, Haplophragmoides planus Antonova, “Paulina” lacunosa (Antonova).

В разрезе также встречены единичные планктонные фораминиферы Globuligerina dagestanica (Morozova) и G. spp. До недавнего времени вид G. dagestanica, являющийся индексом биостратона по планктонным фораминиферам (слоев с Globuligerina dagestanica [= слои с Conoglobigerina dagestanica и C. avarica]), относили к роду Conoglobigerina (Морозова, Москаленко, 1961; Практическое..., 1991; Митта и др., 2017, 2018 и др.). Недавно международным коллективом микропалеонтологов было проведено крупное комплексное исследование таксономии, стратиграфии, палеоэкологии и палеобиогеографии юрских планктонных фораминифер (Gradstein et al., 2017a, 2017b). В результате ревизии Conoglobigerina dagestanica (Morozova) и C. avarica (Morozova) были сведены в один вид рода Globuligerina – Globuligerina dagestanica (Morozova) (Gradstein et al., 2017a).

В верхах зоны Garantiana (верхи слоев с Garantiana subgaranti–слои с Paragarantiana) комплекс фораминифер представлен видами, большинство из которых встречены и в нижележащих слоях (рис. 3). Дополнительно появляются: Sublamarckella excelsa Antonova, Ammodiscus irregularis Antonova, Ammobaculites ex gr. suprajurassicus (Schwager), Kaptarenkoella minima (Antonova), Lenticulina subalatiformis Dain, L. bagovskaensis (Antonova), Vaginulina simplex Terquem, Epistomina peregrina Kaptarenko-Tshernousova. Следует отметить, что вид Sublamarckella excelsa имеет узкое стратиграфическое распространение и характерен только для слоев с Sublamarckella terquemi (Антонова, 1958а; 1958б; Практическое..., 1991), что дает основание сопоставить обсуждаемый интервал разреза с данным биостратоном (с его самой нижней частью), несмотря на отсутствие вида-индекса. По таксономическому составу описываемый комплекс фораминифер близок к таковому из более высокой части слоев с Sublamarckella terquemi (низы зоны Parkinsoni), характеристика которого уже приводилась ранее (Митта и др., 2018). В самой верхней части изученного разреза встречены многочисленные планктонные фораминиферы Globuligerina spp. (рис. 3).

Комплексы остракод

В образцах зоны Garantiana встречены представители 54 видов, относящихся к 19 родам, а также семь форм неопределенной родовой принадлежности (Gen. et sp. indet.) (рис. 4; табл. II). Сохранность раковин от хорошей до удовлетворительной. Выявленный комплекс по таксономическому составу близок к комплексу, описанному ранее в зоне Parkinsoni р. Кяфар (слои с Rarecostites sherstyukovi, слои с Rarecostites subarietis, слои с Parkinsonia djanelidzei) (Митта и др., 2017, 2018). Здесь также были встречены виды, установленные в зоне Parkinsoni: Eucytherura sigmoidea Brand, E. aff. argentina Ballent, Infracytheropteron pseudoelegans Brand, I. torosum Brand, Procytherura sheppardina Brand, Palaeocytheridea (Malzevia) blaszykina Franz, Tesakova et Beher, Tethysia bathonica Sheppard. Характерными видами изученного комплекса являются Cytherella sp. 1, Eucytherura paranuda (Ballent et Whatley) и виды, встреченные только в нижней части разреза: “Monoceratina” cf. striata Triebel et Barthenstein, Eucytherura aff. scottia (Whatley), E. ex gr. paula (Luebimova), Procytherura ovaliformis Brand, Gen. sp. indet. 22 (слои с Djanaliparkinsonia alanica). В верхней части разреза (слои с Paragarantiana) появляются виды Monoceratina posterocarinata Brand, Wellandia mesojurassica Brand, Procytherura reticulata Brand.

Виды Monoceratina posterocarinata, Wellandia mesojurassica, Procytherura ovaliformis впервые установлены в верхнем бате Северо-Западной Германии (Brand, 1990), позднее обнаружены в бате Южной Германии (Beher et al., 2010; Franz et al., 2014). Вид “Monoceratina” striata известен из аален–бата Германии (Triebel, Barthenstein, 1938; Fischer, 1962; Plumnoff, 1963; Sheppard, 1981), тоара центральной Англии (Bate, Coleman, 1975) и среднего бата Франции (Dépêche, 1985). Вид Procytherura reticulata впервые установлен в бате Германии (Brand, 1990; Franz et al., 2014), затем обнаружен в нижнем келловее Русской платформы (Тесакова, 2014). Вид Eucytherura scottia (Whatley) встречается со среднего аалена до нижнего оксфорда Англии, Германии, Нидерландов, Шотландии, России (Bate, 2009; Тесакова, 2014; Тесакова и др., 2017; Franz et al., 2018). Вид Eucytherura paranuda известен из среднего келловея Аргентины (Ballent, Whatley, 2009) и бата Германии (Brand, 1990; Franz et al., 2014). Совместное на-

хождение видов Tethysia bathonica и Palaeocytheridea (Malzevia) blaszykina установлено в нижнем байосе (зона Humphriesianum) Южной Германии (Dietze et al., 2017). Несмотря на довольно разнообразный в таксономическом отношении комплекс, идентифицированные виды встречаются по разрезу неравномерно и часто представлены единичными экземплярами. В большинстве своем они считаются характерными для батского яруса или, скорее, являются видами широкого стратиграфического распространения, что затрудняет выделение биостратиграфических подразделений.

Палинологический анализ

Палинологический анализ образцов из зоны Garantiana и изученных ранее залегающих выше отложений терминального байоса и базального бата (нижняя и средняя части зоны Parkinsoni и базальная часть зоны Zigzag (Митта и др., 2017, 2018)) выявил постепенное снижение количества спор и пыльцы наземных растений вверх по разрезу с 75% в зоне Garantiana до 60% в нижней части зоны Parkinsoni и до 45% в средней части этой зоны и в базальном бате. Содержание морского микрофитопланктона соответственно увеличивается в среднем с 25% в зоне Garantiana до 40% в нижней части зоны Parkinsoni и до 55% в ее средней части и в базальном бате (рис. 5). Такое изменение соотношения морских и наземных групп палиноморф в палиноспектрах образцов свидетельствует о постепенном удалении береговой линии вверх по разрезу верхнего байоса и базального бата в пределах шельфа.

Морской микрофитопланктон удовлетворительной и хорошей сохранности встречен во всех образцах (рис. 6, табл. III, IV) и представлен диноцистами (23% от общего состава палиноморф), акритархами (1%) и празинофитами (0.5%). В комплексе диноцист доминируют цисты рода Nannoceratopsis (N. spiculata Stover, 1966; N. gracilis Alberti, 1961; N. senex van Helden, 1977; N. ambonis Drugg, 1978; N. raunsgaardii Poulsen, 1996). Постоянно встречаются Batiacasphaera spp., Dissiliodinium spp., Meiourogonyaulax spp., M. valensii Sarjeant, 1966, Aldorfia aldorfensis (Gocht, 1970) Stover et Evitt, 1978, Endoscrinium asymmetricum Riding, 1987, Ctenidodinium sellwoodii (Sarjeant, 1975) Stover et Evitt, 1978, C. continuum Gocht, 1970, C. ornatum (Eisenack, 1935) Deflandre, 1939, Pareodinia ceratophora Deflandre, 1947, P. halosa (Filatoff, 1975) Prauss, 1989, P. prolongata Sarjeant, 1959, Rhynchodiniopsis? regalis (Gocht, 1970) Jan du Chêne et al., 1985, Carpathodinium predae (Beju, 1971) Drugg, 1978, Chlamydophorella spp., Valensiella ovulum (Deflandre, 1947) Eisenack, 1963. Единичны Durotrigia sp., Ellipsoidictyum cinctum Klement, 1960, Korystocysta gochtii (Sarjeant, 1976) Woollam, 1983, Paraevansia brachythelis (Fensome, 1979) Below, 1990, Paragonyaulacysta sp., Crussolia sp., Wanaea acollaris Dodekova, 1975, Atopodinium prostatum Drugg, 1978, Tubotuberella sp.

Кроме диноцист, во всех образцах постоянно встречаются акритархи рода Micrhystridium и празинофитовые водоросли родов Tasmanites, Cymatiosphaera и Pterospermella.

Описываемый комплекс аналогичен (имеет 22 общих вида) комплексу диноцист слоев с Meiourogonyaulax valensii и Rhynchodiniopsis? regalis, установленному нами ранее в нижней и средней частях зоны Parkinsoni бассейна р. Большой Зеленчук (Митта и др., 2017, 2018). Кроме того, комплекс обнаруживает сходство с комплексами диноцист верхнего байоса (зон Niortense, Garantiana, Parkinsoni) в стратотипе байоса в Нормандии (Feist-Burkhardt, Monteil, 1997) и в Южной Германии (Feist-Burkhardt, Wille, 1992), а также с комплексом зоны по диноцистам DSJ14 (зона Parkinsoni) Польши (Poulsen, 1998).

Первое появление видов-индексов Meiourogonyaulax valensii и Rhynchodiniopsis? regalis отмечено в верхней части нижнего байоса. В Юго-Западной Германии это зона Humphriesianum (Feist-Burkhardt, Wille, 1992), а в стратотипе байосского яруса в Нормандии ее верхняя подзона Blagdeni (Feist-Burkhardt, Monteil, 1997). Последнее появление Meiourogonyaulax valensii известно в терминальном байосе (зона Parkinsoni) Нормандии и базальном бате (зона Zigzag) Германии.

Споры и пыльца (табл. V). В спорово-пыльцевой части зоны Garantiana преобладает пыльца –

Таблица I. Фораминиферы зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.
1 – Jakulella conica (Makarjeva), ×145; 2 – Hyperamminoides schedokskensis Antonova, ×97; 3 – Trochammina chodzica Antonova, со спинной стороны, ×150; 4 – Verneuilinoides micrus (Antonova), ×118; 5 – Nodosaria papilio Kuebler et Zwingli, ×140; 6 – Spirillina eichbergensis (Kuebler et Zwingli), ×112; 7 – Ophthalmidium infraoolithicum (Terquem), ×142; 8 – Ophthalmidium caucasicum (Antonova), ×95; 9 – Ophthalmidium clarum (Antonova), ×118; 10 – "Paulina" lacunosa (Antonova), со спинной стороны, ×149; 11 – Astacolus polymorphus (Terquem), с боковой стороны, ×104; 12 – Astacolus caucasicus (Antonova), с боковой стороны, ×96; 13 – Lenticulina subalatiformis Dain, с боковой стороны, ×70; 14 – Globulina praecircumphlua Gerke, ×90; 15 – Kaptarenkoella epistominoides (Kaptarenko-Tshernousova), со спинной стороны, ×116; 16 – Garantella floscula Kaptarenko-Tshernousova, со спинной стороны, ×110; 17, 18 – Sublamarckella excelsa Antonova, 17 – со спинной стороны, ×130, 18 – с периферического края, ×130; 19 – Globuligerina dagestanica (Morozova), ×125. **1, 3, 6, 8, 9, 11, 16** – обр. 14-2-10-1; **5, 10** – обр. 14-2-10-6; **2** – обр. 14-М-5-2; **4, 7, 12, 13, 15, 17, 18, 19** – обр. 14-М-5-1; **14** – обр. 19-2-36-3.

Таблица I

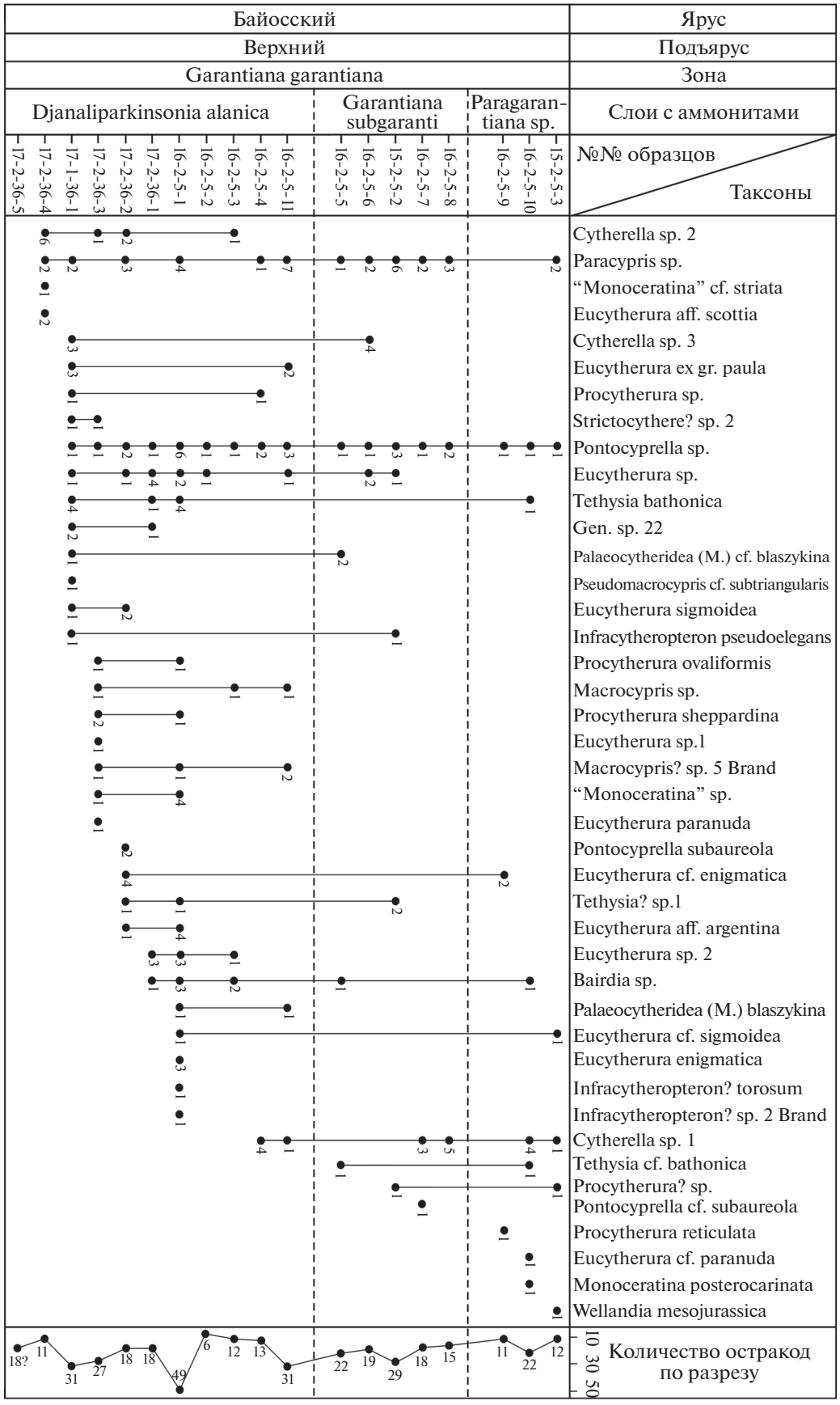


Рис. 4. Распространение основных видов остракод в зоне Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.

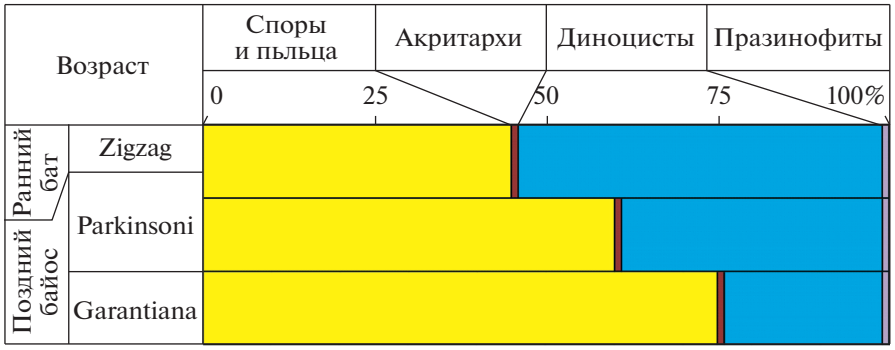


Рис. 5. Соотношение групп палиноморф в пограничных отложениях байоса и бата бассейна р. Большой Зеленчук.

Таблица II. Остракоды зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.
1 – Cytherella sp. 1, раковина справа; 2 – Cytherella sp. 2, раковина справа; 3 – Cytherella sp. 3, раковина слева; 4 – Bairdia? sp., раковина справа; 5 – Pontocyprella cf. subaureola Sheppard, 1981, раковина справа; 6 – Macrocypris? sp. 5 Brand, 1990, раковина справа; 7 – "Monoceratina" posterocarinata Brand, 1990, раковина справа; 8 – Eucytherura ex gr. paula (Luebimova, 1955), раковина справа; 9 – Eucytherura aff. argentina Ballent, 1991, раковина справа; 10 – Eucytherura sigmoidea Brand, 1990, левая створка сбоку; 11 – Eucytherura enigmatica (Sheppard, 1981), раковина справа; 12 – Eucytherura sp. 1, раковина справа; 13 – Eucytherura sp., раковина справа; 14 – Eucytherura aff. scottia (Whatley, 1970), раковина справа; 15 – Eucytherura cf. paranuda (Ballent et Whatley, 2009), раковина слева; 16 – Eucytherura paranuda (Ballent et Whatley, 2009), раковина справа; 17 – Wellandia mesojurassica Brand, 1990, правая створка; 18 – Procytherura reticulata Brand, 1990, раковина справа; 19 – Procytherura ovaliformis Brand, 1990, раковина справа; 20 – Procytherura sheppardina Brand, 1990, раковина справа; 21 – Procytherura? sp., левая створка сбоку; 22 – Infracytheropteron pseudoelegans Brand, 1990, раковина справа; 23 – Infracytheropteron sp. 2 Brand, 1990, раковина справа; 24 – Infracytheropteron? torosum Brand, 1990, левая створка сбоку; 25 – Strictocythere? sp., раковина справа; 26 – Palaeocytheridea (Malzevia) blaszykina Franz, Tesakova et Beher, 2009, левая створка сбоку; 27 – Tethysia bathonica Sheppard, 1981, раковина справа; 28 – Gen. sp. indet. 22, раковина справа. **1** – обр. 16-2-5-4; **2, 5** – обр. 16-2-5-7; **3** – обр. 16-2-5-6; **4, 9, 11, 23, 24, 26** – обр. 16-2-5-1; **6, 27, 28** – обр. 17-2-36-1; **7, 15** – обр. 16-2-5-10; **8** – обр. 16-2-5-11; **10** – обр. 17-2-36-2; **12, 16, 19, 20, 25** – обр. 17-2-36-3; **13** – обр. 16-2-5-2; **14** – обр. 17-2-36-4; **17** – обр. 15-2-5-3; **18** – обр. 16-2-5-9; **21, 22** – обр. 15-2-5-2.

стр. 39

Таблица III. Диноцисты зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.
1, 2, 3 – Meiourogonyaulax valensii Sarjeant, 1966; 4, 5, 6, 7 – Rhynchodiniopsis? regalis (Gocht, 1970) Jan du Chêne et al., 1985; 8 – Korystocysta gochtii (Sarjeant, 1976) Woollam, 1983; 9, 10, 11 – Dissiliodinium spp.; 12 – Durotrigia sp.; 13 – Wanaea acollaris Dodekova, 1975; 14 – Pareodinia prolongata Sarjeant, 1959; 15 – Paraevansia brachythelis (Fensome, 1979) Below, 1990; 16, 17 – Carpathodinium predae (Beju, 1971) Drugg, 1978; 18 – Carpathodinium sp.; 19 – Paragonyaulacysta sp.; 20 – Pareodinia halosa (Filatoff, 1975) Prauss, 1989. **1, 8** – обр. № 16-2-5-10; **2, 14, 18** – обр. № 16-2-5-1; **3, 6** – обр. № 16-2-5-2; **4, 7, 11** – обр. № 17-2-36-4; **5, 20** – обр. № 16-2-5-7; **9** – обр. № 17-2-36-5; **10** – обр. № 16-2-5-4; **12** – обр. № 16-2-5-8; **13** – обр. № 15-2-5-2; **15, 17** – обр. № 17-2-36-2; **16** – обр. № 16-2-5-3; **19** – обр. № 17-1-36-1.

стр. 40

Таблица IV. Диноцисты (1–18) и празинофиты (19, 20) зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.
1, 2 – Nannoceratopsis senex van Helden, 1977; 3 – Nannoceratopsis raunsgaardii Poulsen, 1996; 4 – Nannoceratopsis ambonis Drugg, 1978; 5, 6 – Nannoceratopsis spiculata Stover, 1966; 7, 8 – Nannoceratopsis gracilis Alberti, 1961; 9, 10 – Ctenidodinium sellwoodii (Sarjeant, 1975) Stover et Evitt, 1978; 11, 12 – Ctenidodinium ornatum (Eisenack, 1935) Deflandre, 1939; 13 – Ctenidodinium continuum Gocht, 1970; 14, 15 – Endoscrinium asymmetricum Riding, 1987; 16 – Chlamydophorella sp.; 17, 18 – Valensiella ovulum (Deflandre, 1947) Eisenack, 1963; 19 – Tasmanites sp.; 20 – Cymatiosphaera sp. **1, 4** – обр. № 17-2-36-5; **2** – обр. № 16-2-5-7; **3, 15** – обр. № 16-2-5-6; **5, 10, 14, 18, 20** – обр. № 16-2-5-10; **6, 19** – обр. № 16-2-5-9; **7, 8** – обр. № 17-2-36-4; **9, 11** – обр. № 16-2-5-11; **12** – обр. № 16-2-5-4; **13** – обр. № 17-2-36-3; **16, 17** – обр. № 16-2-5-3.

стр. 41

Таблица V. Споры и пыльца зоны Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.
1 – Neoraistrickia rotundiformis (Kara-Mursa, 1952) Tarasova, 1971; 2 – Neoraistrickia truncata (Cookson, 1953) Potonie 1956; 3 – Neoraistrickia longibaculata Scheiko, 1979; 4 – Eboracia torosa (Sachanova et Iljina, 1968) Timoshina, 1977; 5 – Osmundacidites sp.; 6 – Uvaesporites argentaeformis (Bolch., 1953) Schulz, 1967; 7 – Gleicheniidites sp.; 8 – Lycopodiumsporites sp.; 9 – Hemitelia parva (Döring, 1965) Timoshina, 1980; 10 – Contignisporites problematicus (Couper, 1958) Döring, 1965; 11 – Sestrosporites pseudoalveolatus (Couper, 1958) Dettmann, 1963; 12 – Klukisporites sp.; 13 – Densoisporites velatus Weyland et Krieger, 1953; 14 – Camptotriletes cerebriformis Nautex ex Jaroschenko, 1965; 15 – Densoisporites crassus Tralau, 1968; 16 – Sciadopityspollenites macroverrucosus (Thiergart, 1949) Iljina, 1985; 17 – Sciadopityspollenites multiverrucosus (Sachanova et Iljina, 1968) Iljina, 1985; 18 – Araucariacites sp.; 19 – Callialasporites dampieri (Balme, 1957) Sukh-Dev, 1961; 20 – Classopollis spp.; 21 – Perinopollenites elatoides Couper, 1958; 22 – Quadraeculina limbata Maljavkina, 1949. **1, 3, 10, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 21** – обр. 16-2-5-6; **2** – обр. 16-2-5-3; **4, 5** – обр. 16-2-5-9; **6, 12, 20** – обр. 16-2-5-10; **7, 8** – обр. 17-1-5-1; **9** – обр. 16-2-5-8; **11, 22** – обр. 16-2-5-7; **14** – обр. 17-2-36-4.

Таблица II

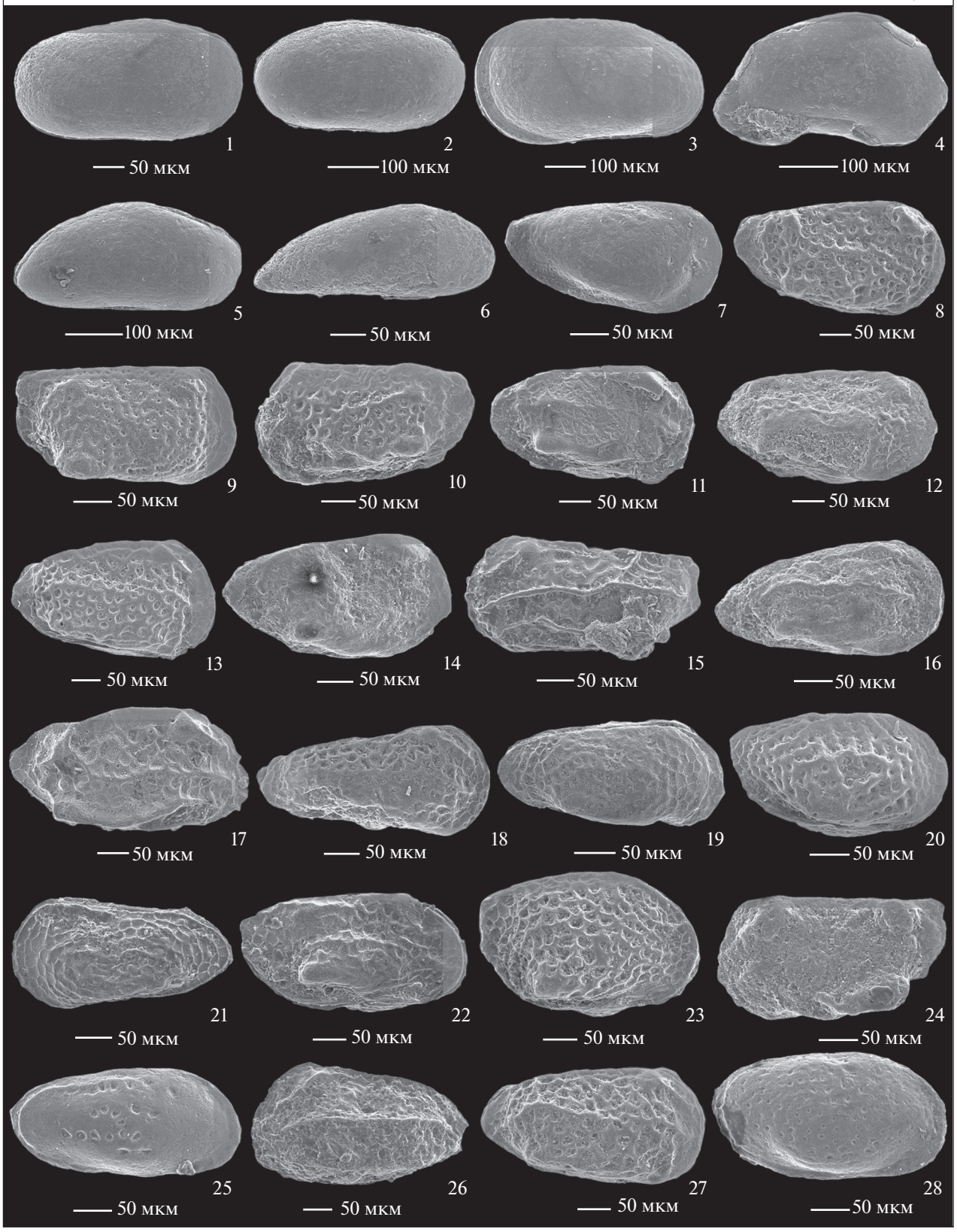

1
50 мкм
2
100 мкм
3
100 мкм
4
100 мкм
5
100 мкм
6
50 мкм
7
50 мкм
8
50 мкм
9
50 мкм
10
50 мкм
11
50 мкм
12
50 мкм
13
50 мкм
14
50 мкм
15
50 мкм
16
50 мкм
17
50 мкм
18
50 мкм
19
50 мкм
20
50 мкм
21
50 мкм
22
50 мкм
23
50 мкм
24
50 мкм
25
50 мкм
26
50 мкм
27
50 мкм
28
50 мкм

Таблица III

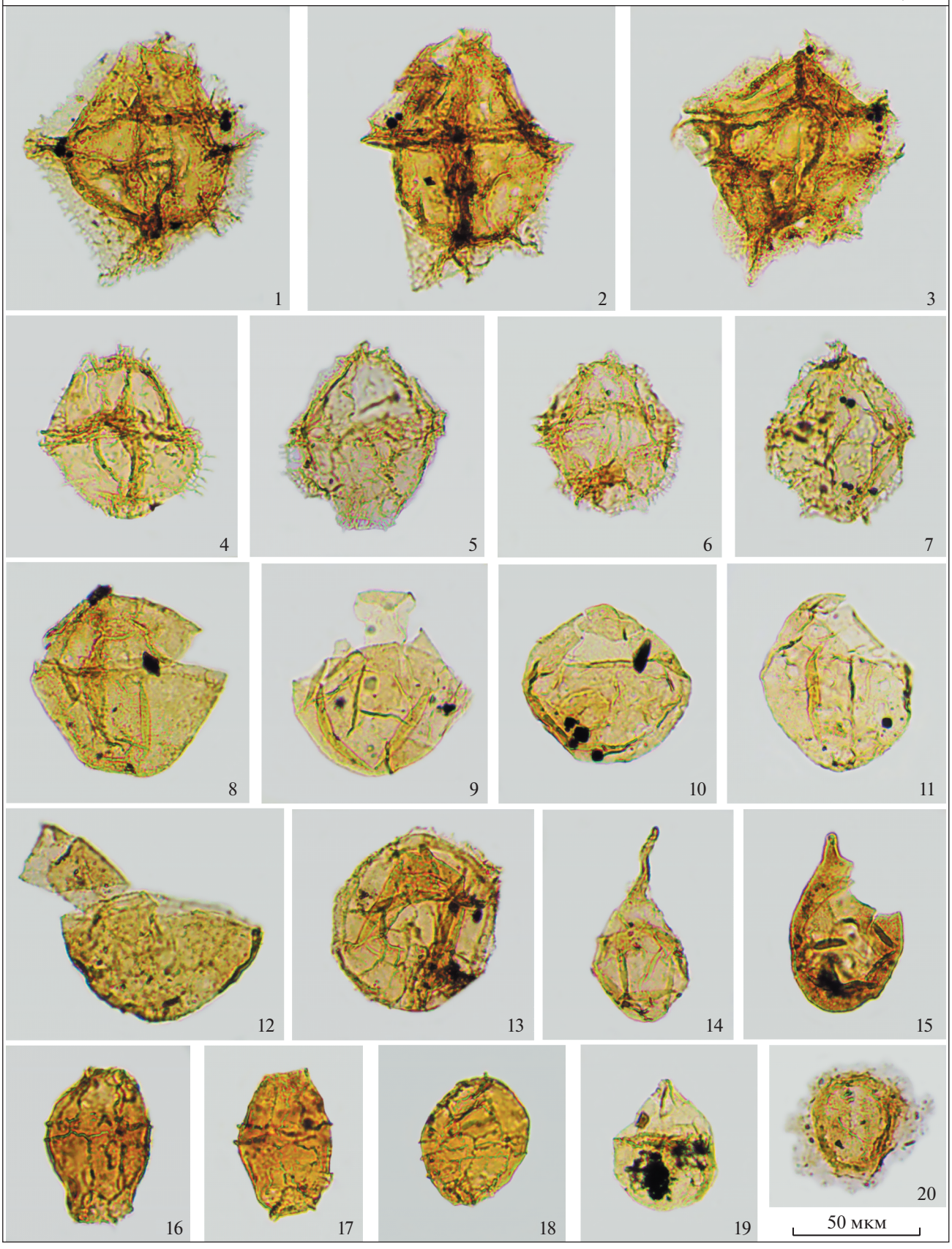


Таблица IV

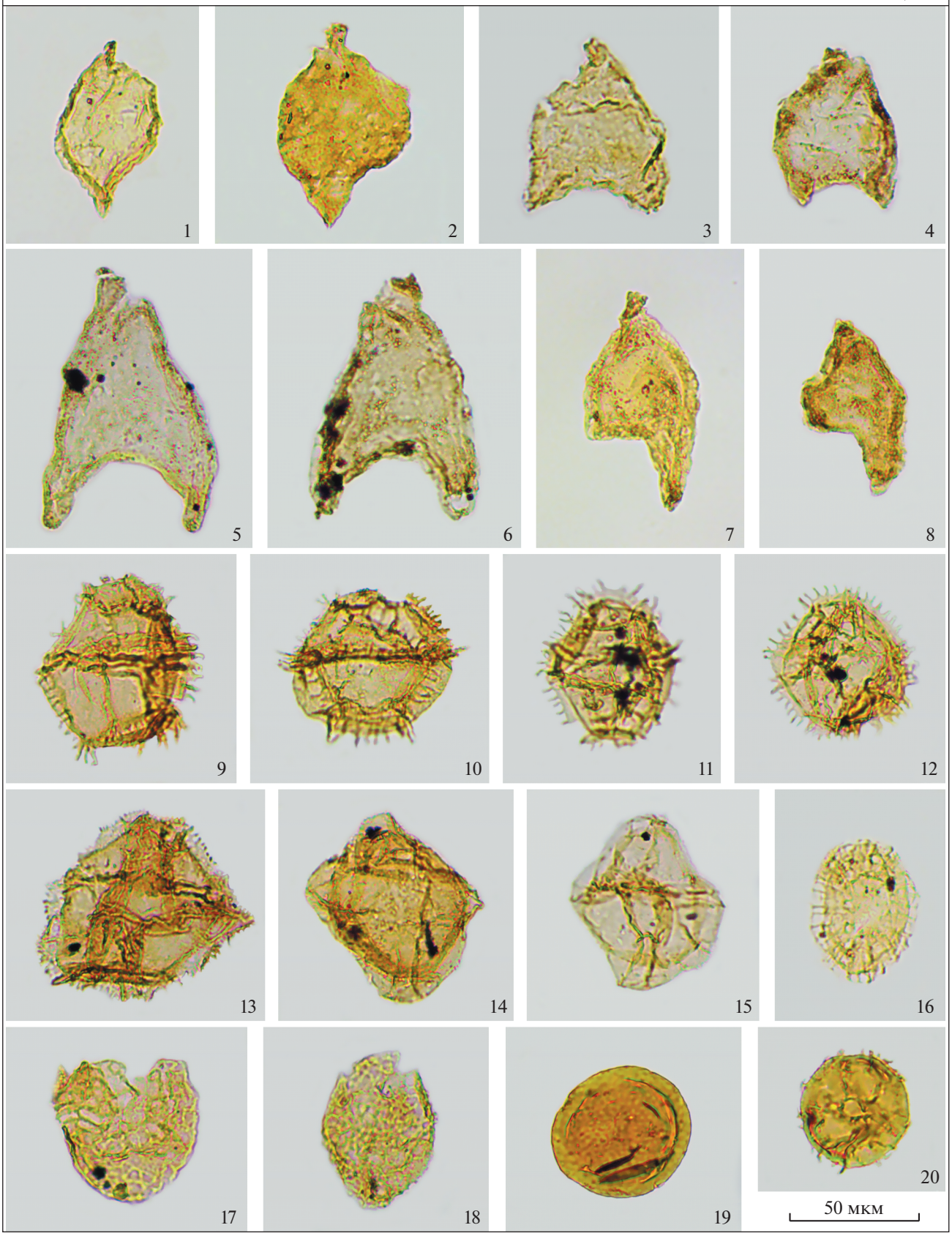
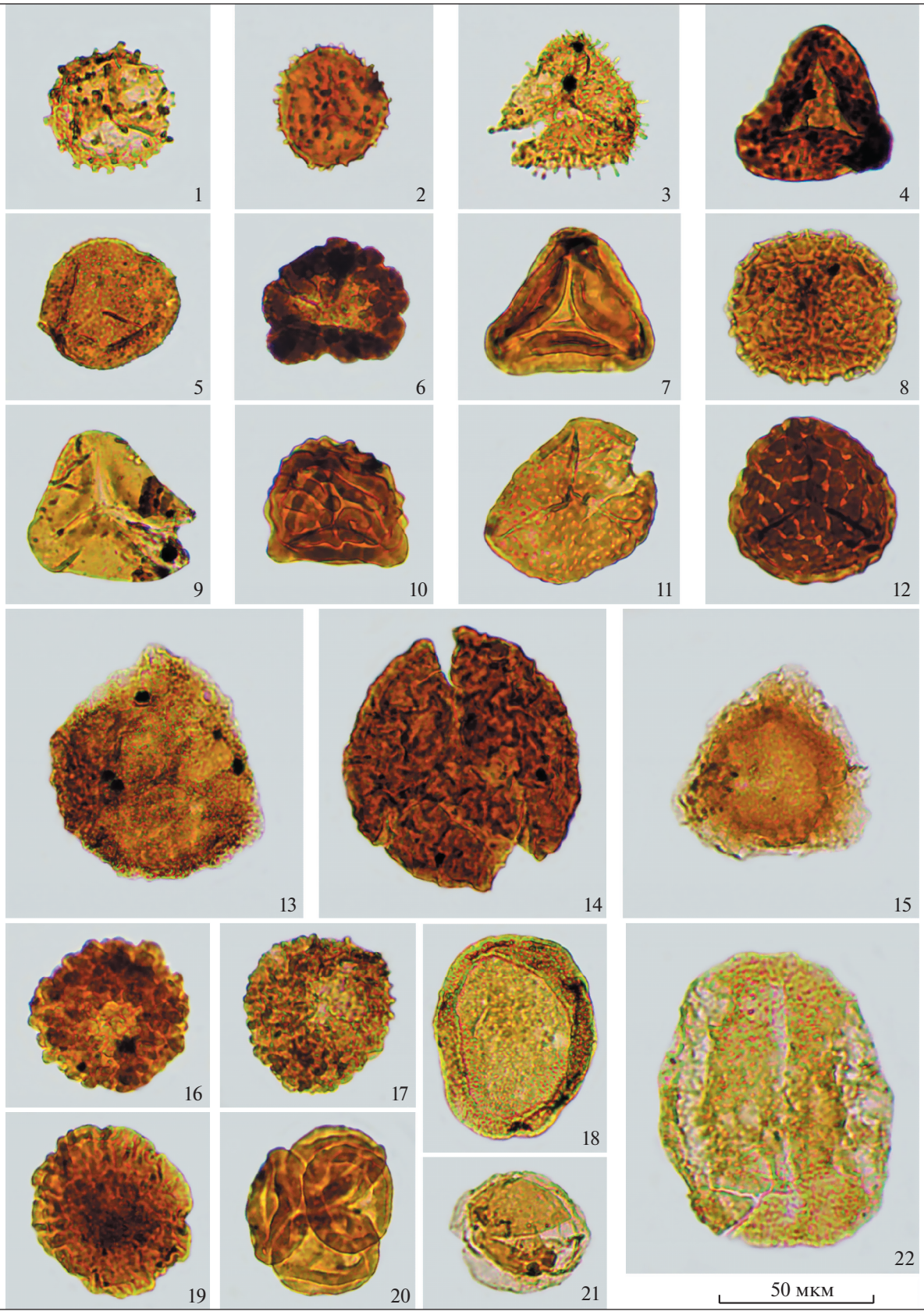


Таблица V



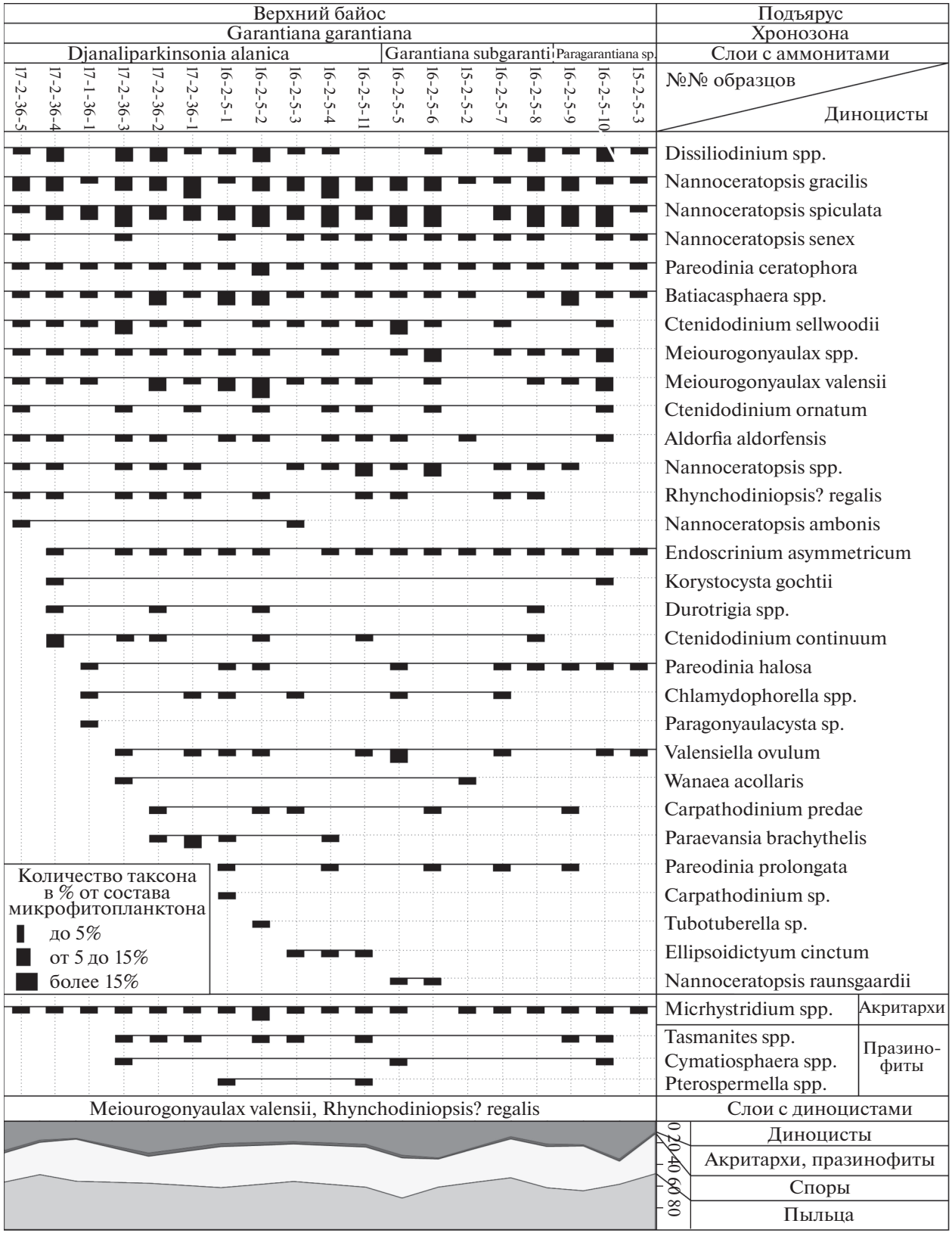


Рис. 6. Распространение микрофитопланктона и процентное соотношение основных групп палиноморф в зоне Garantiana garantiana верхнего байоса р. Кяфар.

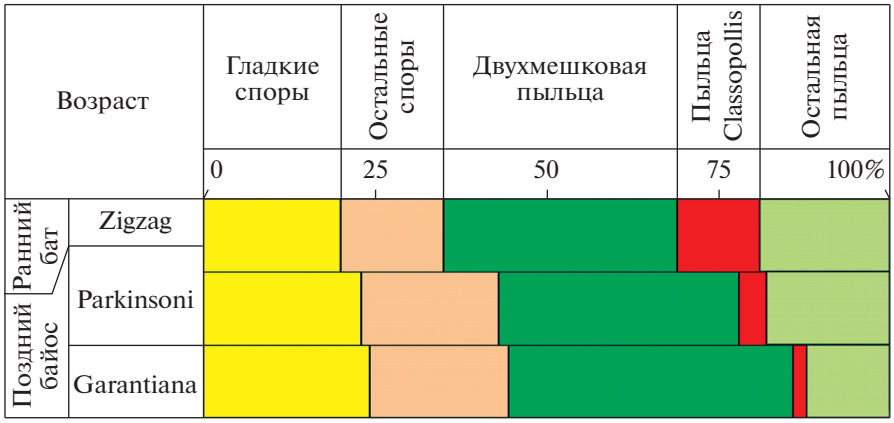


Рис. 7. Соотношение спор и пыльцы наземных растений в пограничных отложениях байоса и бата бассейна р. Большой Зеленчук.

в среднем 55%, споры составляют 44%, пресноводные водоросли – 1%.

В составе пыльцы доминирует двухмешковая пыльца голосеменных (41%). Реже встречаются Perinopollenites elatoides Couper, 1958 (7.5%), Classopollis spp. (2%) и остальная пыльца (4.5%), представленная Sciadopityspollenites macroverrucosus (Thiergart 1949) Iljina 1985, Sciadopityspollenites multiverrucosus (Sachanova et Iljina, 1968) Iljina, 1985, Cycadopites spp., Araucariacites spp., Callialasporites dampieri (Balme, 1957) Sukh-Dev, 1961.

В споровой части комплекса преобладают гладкие споры Leiotriletes spp. и Cyathidites spp. (более 50% от количества спор).

Постоянно встречаются Contignisporites problematicus (Couper, 1958) Döring, 1965, Camptotriletes cerebriformis Nautex ex Jarosch., 1965, Duplexisporites anagrammensis (Kara-Murza et Bolchovitina, 1956) Shugaevskaya, 1969, Densoisporites spp. (D. velatus Weyland et Krieger, 1953, D. crassus Tralau, 1968, D. scanicus Tralau, 1968), Dipteridaceae gen. spp., Eboracia torosa (Sach. et Iljina, 1968) Timosh., 1977, Gleicheniidites spp., Hemitelia parva (Döring, 1965) Timosch., 1980, Klukisporites sp., Lycopodiumsporites spp. (в том числе L. marginatus Singh., 1964), Microlepidites crassirimosus Timoschina, 1980, Neoraistrickia rotundiformis (K.-M., 1952) Taras. 1971, Neoraistrickia truncata (Cookson, 1953) Potonié, 1956, Neoraistrickia longibaculata Scheiko, 1979, Osmundacidites spp., Uvaesporites argentaeformis (Bolch., 1953) Schulz, 1967, Sestrosporites pseudoalveolatus (Couper, 1958) Dettmann, 1963. Редки Baculatisporites sp., Kraeuselisporites sp., Leptolepidites sp., Stereisporites sp., Tripartina variabilis Mal., 1949, Obtusisporis junctus (K.-M., 1954) Pocock, 1970.

Состав спорово-пыльцевого комплекса в зоне Garantiana как качественно, так и количественно сходен с описанными ранее комплексами из средней и нижней частей зоны Parkinsoni и базальной части зоны Zigzag (Митта и др., 2017, 2018). Отмечается изменение вверх по разрезу содержания пыльцы Classopollis spp. (рис. 7). Так, в зоне Garantiana garantiana она составляет в среднем 2%, в нижней части зоны Parkinsoni – 4%, а в средней части зоны Parkinsoni и базальной части зоны Zigzag – 12%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа распределения комплексов фораминифер в изученном интервале разреза на р. Кяфар, соответствующем зоне Garantiana, удалось проследить биостратоны, установленные на Северном Кавказе ранее. По бентосным группам это слои с Ophthalmidium caucasicum (верхняя часть, в объеме: слои с Djanaliparkinsonia alanica–низы слоев с Garantiana subgaranti) и слои с Sublamarckella terquemi (нижняя часть, в объеме: верхи слоев с Garantiana subgaranti, слои с Paragarantiana и почти вся подзона Rarecostites subarietis). Установленные по планктонным фораминиферам слои с Globuligerina dagestanica отвечают всему изученному интервалу от зоны Garantiana верхнего байоса до слоев с Oraniceras scythicum нижнего бата включительно (рис. 8).

Установлено разнообразие таксономического состава комплекса остракод зоны Garantiana. Помимо видов, определенных нами ранее в бассейне р. Большой Зеленчук в зоне Parkinsoni, были обнаружены и виды, новые для Северокавказского региона в целом. Зона Garantiana охарактеризована остракодами в изученном разрезе неравномерно. Идентифицированные виды считаются более характерными для батского яруса или же, что более вероятно, являются видами широкого стратиграфического распространения. Для установления характерных комплексов и выделения биостратиграфических подразделений по остракодам в верхнем

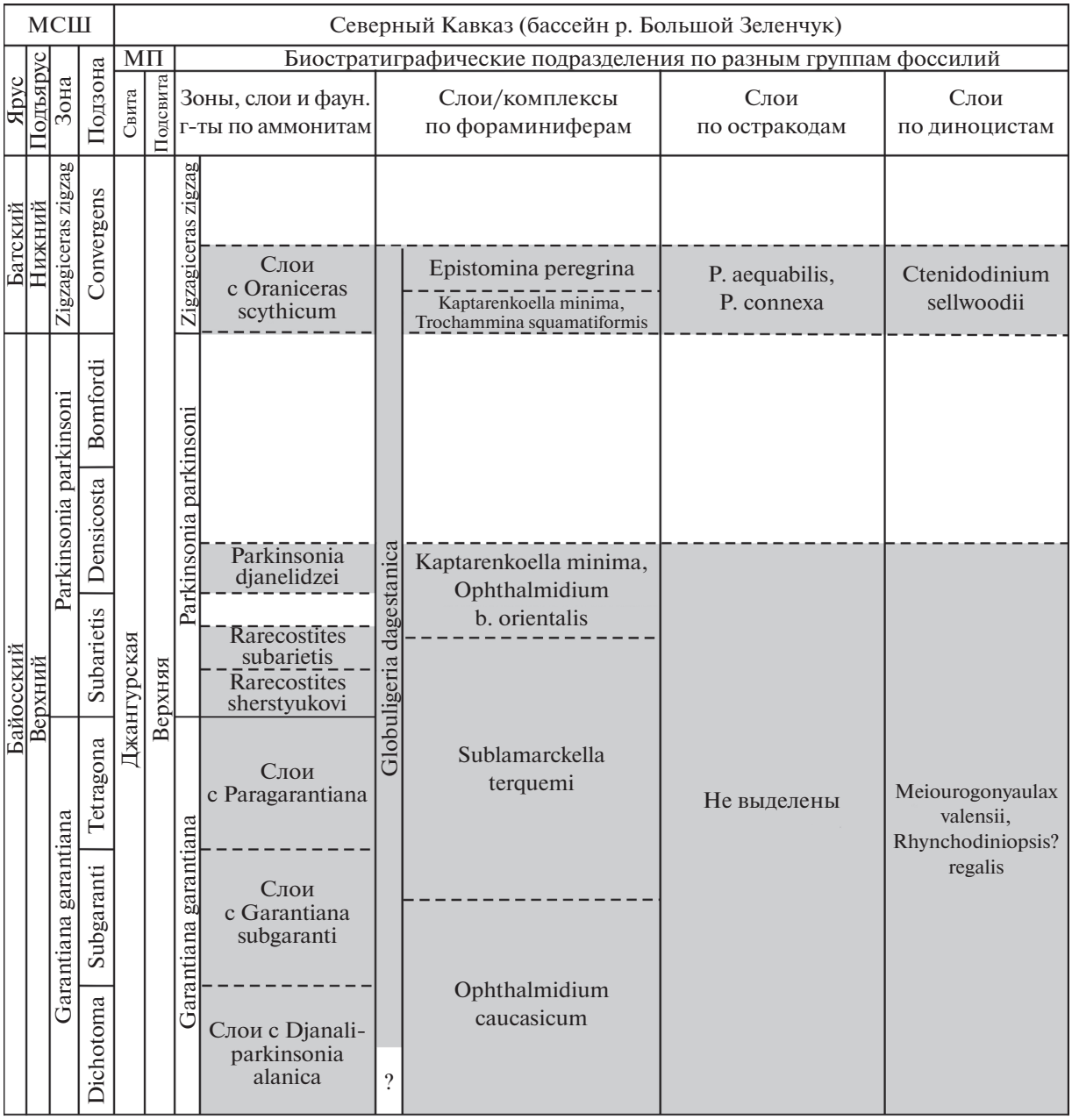


Рис. 8. Биостратиграфические подразделения верхов байоса–низов бата бассейна р. Большой Зеленчук по разным группам фоссилий и их сопоставление с хроностратиграфической шкалой (по Митта и др., 2017, 2018; Mitta, 2019, с дополнениями для зоны Garantiana garantiana).
Заливкой показаны изученные биостратиграфические интервалы. Сокращения: МСШ – Международная стратиграфическая шкала, МП – местные (литостратиграфические) подразделения.

байосе Северного Кавказа имеющихся данных недостаточно.

В результате палинологического анализа выявлена тенденция постепенного увеличения содержания морского микрофитопланктона одновременно со снижением количества наземных палиноморф вверх по разрезу от зоны Garantiana, далее к нижней части зоны Parkinsoni и затем к средней ее части и базальному бату (зона Zigzag). Это свидетельствует о более мелководных условиях в изученном разрезе, чем в вышележащих отложениях, отвечающих открытому шельфу.

Выделенный в зоне Garantiana комплекс диноцист с Meiourogonyaulax valensii и Rhynchodiniopsis? regalis аналогичен комплексу, установленному ранее в верхнем байосе в нижней части хронозоны Parkinsoni. Спорово-пыльцевой комплекс сходен с комплексами терминального байоса и базаль-

ного бата (нижняя и средняя части зоны Parkinsoni и базальная часть зоны Zigzag; Митта и др., 2017, 2018).

Благодарности. М.П. Шерстюков (Ставрополь), О. Нагель (O. Nagel, Radeberg, Germany), Ш. Гребенштайн (S. Gräbenstein, Bodelshausen, Germany) и В. Пиркль (V. Pirkl, Gerlingen, Germany) оказали дружескую помощь при проведении полевых работ. Н.В. Новожилова (ИНГГ СО РАН, Новосибирск) оказала помощь при съемке фораминифер. Е.М. Тесакова (МГУ, Москва) и М. Франц (M. Franz, Freiburg, Germany) консультировали при определении остракод. Фотографии остракод изготовлены Л.А. Карцевой (БИН РАН, Санкт-Петербург). Несомненно позволили улучшить рукопись замечания рецензентов Г.Н. Александровой и В.А. Захарова (ГИН РАН), а также Д.Б. Гуляева (Ярославль).

Источники финансирования. Исследования выполнены при частичной поддержке авторов (Л.А. Глинских, В.В. Митта) грантом РФФИ № 19-05-00130 и также являются вкладом в проект ФНИ № 0331-2019-0005 (Л.А. Глинских). Авторы благодарны всем лицам и организациям, способствовавшим подготовке и публикации этой работы.

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. Труды Краснодарского филиала ВНИИ. 1958б. Вып. XVII. С. 41–80.

Антонова З.А. Новые виды фораминифер из юрских отложений бассейна р. Лабы // Геол. сборник. Труды Краснодарского филиала ВНИИ. 1960. Вып. 4. С. 191–198.

Антонова З.А. Фораминиферы нижне- и среднеюрских отложений северного склона Западного Кавказа и некоторые вопросы палеобиогеографии // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. Ред. Фурсенко А.В. М.: Наука, 1975. С. 214–219 (Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 333).

Безносов Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с. (Тр. ВНИИГаз. Вып. 28/36).

Безносов Н.В., Митта В.В. Позднебайосские и батские аммонитиды Северного Кавказа и Средней Азии. М.: Недра, 1993. 347 с.

Безносов Н.В., Митта В.В. Каталог аммонитид и ключевые разрезы верхнего байоса–нижнего бата Северного Кавказа // Бюлл. КФ ВНИГНИ. 1998. № 1. С. 1–70.

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. Отв. ред. Захаров В.А. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 60–63.

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.

Макарьева С.Ф. Фораминиферы юрских отложений Северо-Восточного Кавказа и их стратиграфическое значение // Труды Сев.КавНИИ. 1971. Вып. XVI. 104 с.

Мироненко А.А., Митта В.В. О новых находках челюстей цефалопод в верхнем байосе (средняя юра) Северного Кавказа (Карачаево-Черкесия) // Палеонтол. журн. 2020. № 5. С. 38–48.

Митта В.В. Род Spiroceras (Spiroceratidae, Ammonoidea) в верхнем байосе Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2017а. № 2. С. 26–34.

Митта В.В. О некоторых Rarecostites (Parkinsoniidae, Ammonoidea) зоны Parkinsoni верхнего байоса Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2017б. № 5. С. 13–26.

Митта В.В. О первых находках Djanaliparkinsonia (Stephanoceratidae, Ammonoidea) в верхнем байосе Северного Кавказа // Палеонтол. журн. 2018. № 4. С. 29–37.

Митта В.В., Бакарюкина Ю.А. Новые данные о байос-батских Parkinsoniidae (Ammonoidea, Perisphinctoidea) // Палеонтол. журн. 2020. № 3. С. 32–42.

Митта В.В., Шерстюков М.П. О байосе и бате бассейна р. Большой Зеленчук (Северный Кавказ) // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Саратов: СГТУ, 2014. С. 74–81.

Митта В.В., 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.

Митта В.В., 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.

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.

Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. Ред. Безносов Н.В. и др. М.: Недра, 1973. 194 с.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Ред. Азбель А.А., Григялис А.А. Л.: Недра, 1991. 375 с.

Савельева Ю.Н. Остракоды пограничных отложений байоса–бата бассейна реки Большой Зеленчук (Север-

ный 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.

Темирбекова У.Т., Антонова З.А. Триасовые и юрские милиолиды Северного Кавказа. М.: Наука, 1985. 104 с.

Тесакова Е.М. Остракоды рода Palaeocytheridea Mandelstam в средней и верхней юре Европы. 3. Стратиграфия и палеобиогеография // Палеонтол. журн. 2014. № 1. С. 55–59.

Тесакова Е.М., Шурупова Я.А., Устинова М.А. Стратиграфия келловея и нижнего оксфорда разреза Михайловцемент (Рязанская обл.) по микрофауне и наннопланктону // Труды ГИН РАН. 2017. Вып. 615. С. 264–287.

Юра Кавказа. Отв. ред. Ростовцев К.О. СПб.: Наука, 1992. 184 с. (Труды Межведомственного стратиграфического комитета. Т. 22).

Ярошенко О.П. Спорово-пыльцевая характеристика юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение // Труды Геол. ин-та АН СССР. 1965. Вып. 117. 102 с.

Ballent S.C., Whatley R.C. Taxonomy and zoogeography of the Mesozoic Cytherurid Ostracoda from West-Central Argentina // Palaeontology. 2009. V. 52. P. 193–218.

Bate R.N. Middle Jurassic (Aalenian–Bathonian) // Ostracods in British Stratigraphy. Eds. Whittaker J.E., Hart M.B. Micropaleontol. Soc. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 2009. P. 199–223.

Bate R.H., Coleman B.E. Upper Lias Ostracoda from Rutland and Huntingdonshire // Bull. Geol. Surv. Great Britain. 1975. V. 55. P. 1–42.

Beher E., Brand E., Franz M. Bathonian and Lower Callovian ostracods of Albstadt-Pfeffingen (Middle Jurassic, Baden-Wurttemberg, Germany) // Palaeodiversity. 2010. V. 3. P. 43–57.

Brand E. Biostratigraphische Untergliederung des Ober-Bathonium im Raum Hildesheim, Nordwestdeutschland mittels Ostracoden und Korrelation ihrer Vertikalreichweiten mit Ammoniten-Zonen // Geol. Jb. Reihe A. 1990. Heft 121. S. 119–273.

Dépêche F. Lias superieur. 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 Polsingen-Ursheim (Nordlinger Ries, Bavaria, Southern Germany) // Palaeodiversity. 2017. V. 10 (1). P. 49–95.

Feist-Burkhardt S., Monteil E. Dinoflagellate cysts from the Bajocian stratotype (Calvados, Normandy, western France) // Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 1997. Mém. 21. V. 1. P. 31–105.

Feist-Burkhardt S., Wille W. Jurassic palynology in Southwest Germany. State of the art // 8th Int. Palynol. Congr., Aix-en-Provence, 13–16th Sept., 1992. Excursion F. Cahiers de Micropaléontologie. N.S. 1992. V. 7. № 1/2. P. 141–163.

Fischer W. Ostracoden der Gattungen Monoceratina Roth 1928, Cytheropteron G.O. Sars 1865 und andere im Lias Zeta Schwabens // N. Jb. Geol. Palaeontol. Abh. 1962. V. 114. P. 333–345.

Franz M., Beher E., Dietl G. The Bathonian and Early Callovian Ostracoda of Baden-Wuerttemberg, southern Germany// N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 2014. V. 274/2-3. P. 149–185.

Franz M., Ebert M., Stulpinaite R. Aalenian–Lower Bajocian (Middle Jurassic) ostracods from the Geisingen clay pit (SW Germany) // Palaeodiversity. 2018. V. 11 (1). P. 59–105.

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. Palaeontol. 2017a. V. 136. Iss. 2. P. 187–257.

Gradstein F., Gale A., Kopaevich L., Waskowska A., Grigelis A., Glinskikh L., Görög A. The planktonic foraminifera of the Jurassic. Part II: stratigraphy, paleoecology and palaeobiogeography // Swiss J. Palaeontol. 2017b. V. 136. Iss. 2. P. 259–271.

Mitta V.V. Ammonites and stratigraphy of the Upper Bajocian Garantiana garantiana zone in the interfluve between the Kuban and Urup rivers (Northern Caucasus) // Palaeontol. J. 2019. V. 53. № 11. P. 1118–1202.

Mitta V.V., Sherstyukov M.P. First record of Patrulia (Ammonoidea: Stephanoceratidae) in the Upper Bajocian of the Northern Caucasus, Russia // N. Jb. Geol. Paläontol. Abh. 2018. V. 288/3. P. 251–254.

Poulsen N.E. Upper Bajocian to Callovian (Jurassic) dinoflagellate cysts from central Poland // Acta Geol. Polonica. 1998. V. 48. № 3. P. 237–245.

Plumnoff F. Die Ostracoden des Oberaalenium und tiefen Unterbajocium (Jura) des Gifhorner Troges, Nordwestdeutschaland // Abh. Senckenberg. Naturforsch. Gesellsch. 1963. V. 503. 100 p.

Sheppard L.M. Middle Jurassic Ostracoda from Southern England and Northern France. PhD Thesis. University of London, 1981. 214 p. (unpublished).

Triebel E., Bartenstein H. Die Ostracoden deutschen Juras. 1. Monoceratina-Arten aus dem Lias und Dogger. Senckenbergiana. 1938. Bd 20. №. 6. P. 502–518.

Рецензенты Г.Н Александрова,
Д.Б. Гуляев, В.А. Захаров

Microfauna, Palynomorphs, and Biostratigraphy of the Upper Bajocian Garantiana garantiana Zone (Middle Jurassic) of the Bolshoi Zelenchuk River Basin, Northern Caucasus

V. V. Mitta[a, d, #], L. A. Glinskikh[b], Yu. N. Savelieva[c], and O. V. Shurekova[c]

[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]*Geologorazvedka, St. Petersburg, Russia*

[d]*Cherepovets State University, Cherepovets, Russia*

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

The results of studying the microfossils of the Upper Bajocian Garantiana garantiana Zone of the Kyafar River (a tributary of the Bolshoi Zelenchuk River, Karachay-Cherkessia) are presented. The zone is represented by dark gray argillite-like clay series with sporadically scattered nodules, often forming interlayers, and is recognized in the Upper Subformation of the Djangura Formation. The taxonomic composition and distribution of foraminifers, ostracodes, dinoflagellate cysts, and miospores are studied in the section. The range of foraminiferal and dinocyst biostratigraphic units and their correlation with the ammonite scale are established. Based on benthic foraminifera, these are Beds with *Ophthalmidium caucasicum*, corresponding to most of the Garantiana Zone, and Beds with *Sublamarckella terquemi*, corresponding to the upper part of the Garantiana zone and the lower part of the Parkinsoni Zone. The Beds with *Globuligerina dagestanica*, recognized based on planktonic foraminifera, are compared with the entire studied interval from the Garantiana Zone to the lowest Lower Bathonian inclusive. The dinocyst Beds with *Meiourogonyaulax valensii and Rhynchodiniopsis*? *regalis* are considered equivalent to the entire range of the Garantiana zone to the lower part of the Parkinsoni zone inclusive. The key fossils are illustrated.

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

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 48–58

УДК 551.763:561(571.6-18)

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ФЛОРА ЗЫРЯНСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА, СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ: СОСТАВ, ВОЗРАСТ И РАСТИТЕЛЬНЫЕ СООБЩЕСТВА

© 2021 г. А. Б. Герман[1], *, С. В. Щепетов[2], **

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия

[2]Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: alexeiherman@yandex.ru*

***e-mail: shchepetov@mail.ru*

Поступила в редакцию 13.04.2020 г.
После доработки 09.06.2020 г.
Принята к публикации 19.06.2020 г.

Изучена коллекция растительных остатков, собранная О.В. Гриненко в 1989 г. в Зырянском угленосном бассейне (Северо-Восток России) на правобережье р. Встречная. В состав встречнинской тафофлоры входит 25 видов ископаемых растений, принадлежащих папоротникам, цикадовым, гинкговым, лептостробовым, хвойным, голосеменным неясного систематического положения и покрытосеменным. Наличие во встречнинской тафофлоре продвинутых таксонов хвойных и покрытосеменных растений позволяет датировать ее поздним мелом, скорее всего туронским и коньякским веками. Значительное отличие встречнинского флористического комплекса, как и одноименной флоры в целом, от флоры буор-кемюсской свиты позволяет считать вмещающие отложения самостоятельным местным стратоном – встречнинской свитой. Во встречнинскую тафофлору входят растения, вероятно образовывавшие несмешивавшиеся мезофитные и кайнофитные растительные сообщества. Состав первых был унаследован от более древних, раннемеловых, флор региона; вторые, включавшие продвинутые таксоны хвойных и покрытосеменные растения, отражают постепенную инвазию эволюционно новой позднемеловой растительности во внутриконтинентальные районы Северо-Востока Азии.

Ключевые слова: Северо-Восток Азии, макроостатки растений, флористический комплекс, палеофлористика, стратиграфия, турон, коньяк

DOI: 10.31857/S0869592X21010233

ВВЕДЕНИЕ

Континентальные отложения верхнего мезозоя на Северо-Востоке Азии заполняют несколько осадочных бассейнов и слагают огромный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. Их возраст определяется главным образом по макроостаткам ископаемых растений (Самылина, 1974, 1976; Белый, 1977; Решения..., 1978, 2009). Фитостратиграфическими реперами являются ископаемые флоры, или палеофлоры, характеризующие этапы развития флоры значительной территории (например, Северного Приохотья). Каждая из палеофлор состоит из отдельных тафофлор, или палеофлористических комплексов, представляющих собой совокупность ископаемых растений из одного или нескольких территориально и стратиграфически близких местонахождений. Для раннего мела и первой половины позднего мела выделены и описаны следующие реперные палеофлоры: ожогинская (берриас–готерив), силяпская (апт), буор-кемюсская (альб, за исключением конца альба), гребенкинская (конец альба–начало турона), пенжинская (турон, исключая его начало) и кайваямская (коньяк) (Самылина, 1964, 1967, 1974; Решения..., 1978, 2009; Герман, 2011). Типовые тафофлоры ожогинской, силяпской и буор-кемюсской палеофлор описаны В.А. Самылиной (1964, 1967) из сменяющих друг друга по разрезу одноименных свит Зырянского угленосного бассейна; типовые тафофлоры гребенкинской, пенжинской и кайваямской палеофлор описаны в работах С.В. Щепетова с соавторами (1992), А.Б. Германа и Е.Л. Лебедева (1991; Герман, 2011) из отложений Анадырско-Корякского субрегиона.

В Зырянском угленосном бассейне (рис. 1а, 1б), иногда именуемом также Зырянской или Момо-Зырянской впадиной, в среднем течении р. Силяп и на правобережье р. Зырянка обнажаются терригенные флороносные отложения, названные Г.Г. Поповым (1962) встречнинской свитой.

Эта свита залегает на апт-альбских силяпской и буор-кемюсской свитах (рис. 1б, 1в), а ее мощность достигает 600 м. Авторами настоящей статьи была изучена коллекция растительных остатков из терригенных флороносных отложений Зырянского бассейна, обнажающихся на р. Встречная. Данные остатки ранее определяла В.А. Самылина, однако никаких сведений о них опубликовано не было. Нашей задачей было изучить эти ископаемые растения, пересмотреть результаты сделанных ранее определений (Криштофович, 1938) и составить представление о возрасте флороносных слоев.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЫРЯНСКОГО УГЛЕНОСНОГО БАССЕЙНА

В 1933–1935 гг. в Зырянско-Силяпском районе проводила геолого-поисковые работы масштаба 1 : 200000 группа партий под общим руководством В.А. Цареградского. В результате исследований геологов П.Н. Ушакова (рукописный отчет, 1938 г.), А.В. Зимкина (рукописный отчет, 1938 г.), В.А. Зимина (рукописные отчеты, 1938, 1939 гг.) был изучен стратиграфический разрез мезозоя этого района, причем В.А. Зимин впервые описал верхнемеловые отложения, несогласно залегающие на “угленосной свите”. Эта “свита” позже (Решения..., 1959) была отнесена (снизу вверх) к силяпской, камыкинской и буор-кемюсской свитам. Из трех обнажений верхнемеловой толщи на реках Силяп и Встречная А.Н. Криштофович описал 18 видов растений, по которым, по его мнению, “возраст толщи может быть определен как верхний мел, датский ярус или верхи сенона” (Криштофович, 1938, с. 4). Позже эти отложения были выделены во встречнинскую свиту (Попов, 1962; Верещагин, 1979). Н.Д. Василевская (1987, с. 77) высказала мнение, что возраст изученного Криштофовичем комплекса “следует рассматривать в пределах сеномана–турона”.

В 1957 г. Г.Г. Попов во главе Зырянской стратиграфической партии провел исследования в Зырянско-Силяпском районе, в которых приняла участие В.А. Самылина. В результате этих исследований он включил камыкинскую свиту в состав буор-кемюсской, а последнюю, вместе с силяпской свитой, объединил в зырянскую серию. На геологической схеме Г.Г. Попова (1962), которая воспроизведена в монографии В.А. Самылиной (1964), показаны выходы верхнемеловых отложений, залегающих на нижнемеловых буор-кемюсской и подстилающей ее силяпской свитах. Цитируя данные Г.Г. Попова, В.А. Самылина (1964, с. 44) отмечает: “На размытой поверхности осадков нижнего мела лежат верхнемеловые (датские) континентальные отложения... охарактеризованные флорой двудольных...”.

В 1975 г. на 2-м Межведомственном региональном стратиграфическом совещании (Решения..., 1978) была принята схема расчленения раннемеловых отложений района, представленная Г.Г. Поповым, однако о позднемеловых отложениях в Решениях совещания не упоминается.

С 1976 по 1981 г. в Зырянско-Силяпском районе проводила геолого-съемочные работы масштаба 1 : 200000 партия ПГО “Аэрогеология” под руководством В.Н. Боброва. Он и его соавторы, в отличие от других исследователей, настаивают на том, что верхнемеловые отложения залегают на буор-кемюсской свите согласно (Бобров В.Н. и др., рукописный отчет 1981 г.).

В 1986 г. была издана геологическая карта новой серии масштаба 1 : 1000000 на лист Q-55 и Объяснительная записка к ней (Геологическая..., 1986). Авторы отмечают, что в работе были использованы все имеющиеся геологические карты, региональные стратиграфические схемы и личные наблюдения. Согласно данным этой карты, в бассейне р. Встречная (правый приток р. Силяп) обнажаются породы силяпской и буор-кемюсской свит. Верхнемеловые отложения на этой карте не показаны, причем наиболее вероятно, что флороносные отложения выделявшейся ранее встречнинской свиты были отнесены к нижнемеловой (альбской) буор-кемюсской свите. В Объяснительной записке об этих отложениях и о комплексе позднемеловых растений из них упоминаний не содержится (Геологическая..., 1986).

Встречнинская свита сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, пластами бурого угля и туфами мощностью более 600 м (Верещагин, 1979). По материалам В.Н. Боброва и его соавторов, наиболее полный разрез верхнемеловых отложений наблюдается в низовьях рек Силяп и Встречная. По данным этих исследователей, в левобережных обрывах р. Силяп в 1 км выше устья р. Нюлькучан на песчаниках буор-кемюсской свиты согласно залегают конгломераты и песчаники верхнего мела мощностью более 140 м. Они включают прослои и линзы известковисто-доломитистых гравелитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Растительных остатков в них не обнаружено. Данные слои трассируются по простиранию на восток, на правый борт р. Встречная. Здесь в основании видимого разреза залегает горизонт мелко-среднегалечных конгломератов с прослоями гравелитов, песчаников, алевролитов, углистых сланцев и углей, мощностью 140–150 м. Выше наблюдается переслаивание алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью около 210–230 м. Встречаются пласты угля до 0.4 м мощности, а в самой верхней части разреза – слой туфов кислого состава мощностью 13 м. По определениям Н.Д. Василевской (Бобров В.Н. и др., рукописный отчет 1981 г.), в этой толще обнаружены Thallites

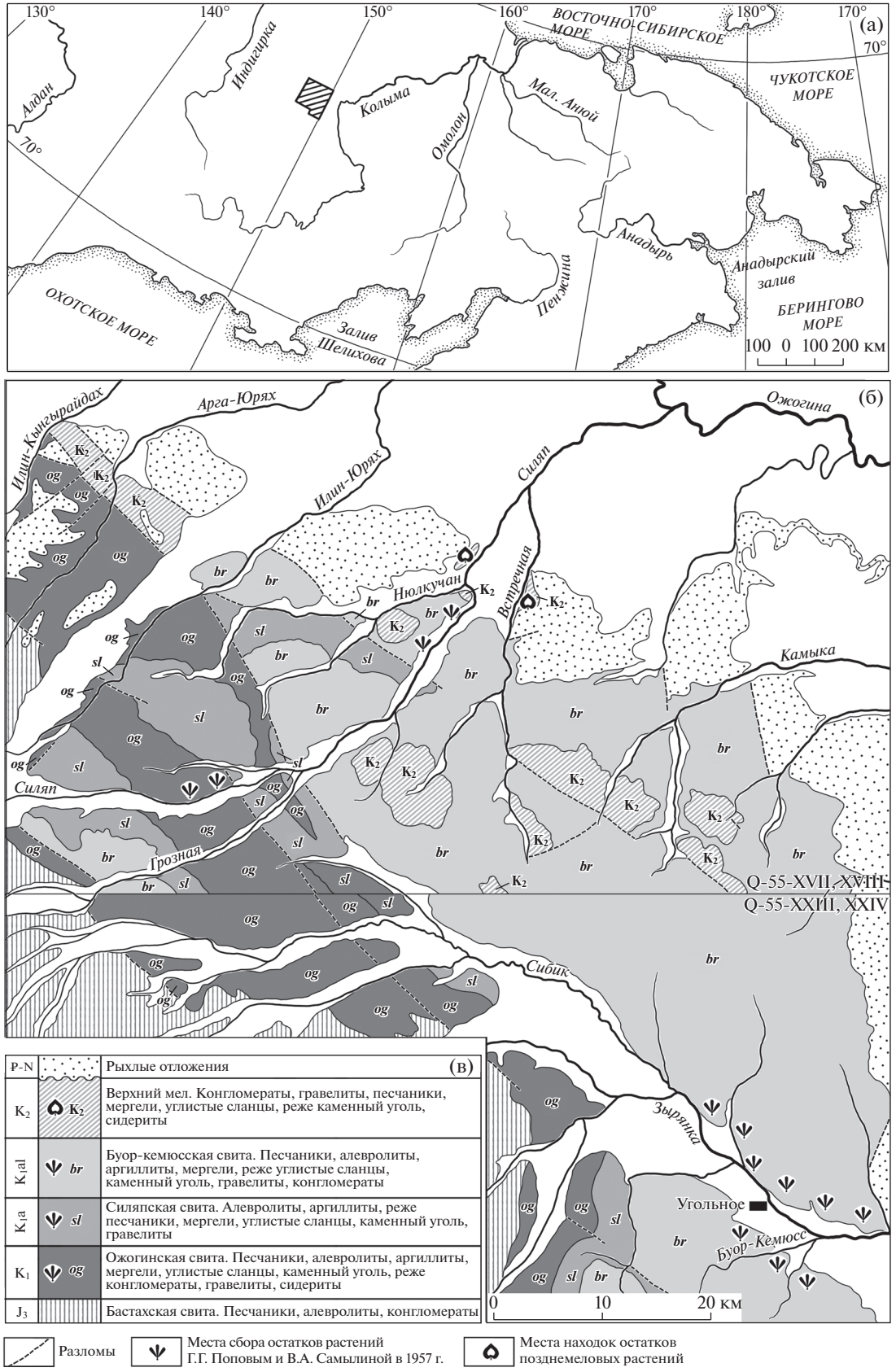


Рис. 1. (а) Местоположение Зырянского угленосного бассейна (заштрихованный контур), (б) схема его геологического строения и (в) последовательность меловых отложений по материалам В.Н. Боброва и его соавторов.

jimboi (Kryshtofovich) Kryshtofovich, Osmunda sp., Selaginella (?) sp., Cladophlebis sp., Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Sequoia sp., Pityophyllum (?) sp., Platanus cf. newberryana Heer, Platanus sp., cf. Pseudoprotophyllum parvaefolium Budantsev et Sveshnikova, cf. Hedera ochotica Kryshtofovich, cf. Cissus kolymensis Kryshtofovich, Quereuxia angulata (Newberry) Kryshtofovich, Dicotylophyllum sp.

Таким образом, приведенный выше обзор истории изучения флороносных верхнемеловых отложений Зырянского бассейна свидетельствует об отсутствии у исследователей единых точек зрения по трем важным вопросам: (1) каков возраст этих отложений, (2) следует ли эти отложения считать самостоятельным стратоном, отделяя его от буор-кемюсской свиты, и (3) залегают ли эти отложения на подстилающих согласно или с несогласием? На первые два вопроса мы попытаемся ответить, изучив ископаемые растения из указанных отложений.

Для решения вопроса о согласном или несогласном залегании встречнинской свиты на подстилающих отложениях, конечно, нужны дополнительные полевые исследования. Судя по литературным данным, представления о несогласном залегании основываются на существенной разнице в датировках соответствующих флористических комплексов, а отсутствие несогласия В.Н. Бобров и его соавторы доказывают результатами полевых наблюдений над разрезами, которые не выявили его видимых признаков.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изученная коллекция была собрана О.В. Гриненко в 1989 г. в Зырянском угленосном бассейне (Северо-Восток России) на р. Встречная (предположительно на ее правом берегу) – нижнем правом притоке р. Силяп (рис. 1б). Она состоит из 81 образца (штуфа) с отпечатками ископаемых растений, причем при некоторых из них имеются этикетки с рукописными определениями, сделанными В.А. Самылиной. Эти определения, однако, ею опубликованы не были. Материал представлен отпечатками листьев, облиственных побегов и репродуктивных органов (шишек), фитолеймы на них не сохранились. Многие растительные остатки фрагментарны. Вмещающая порода представлена серыми, желтовато- или зеленовато-серыми плотными алевролитами или туфоалевролитами. Судя по ее составу, образцы происходят из нескольких прослоев. Эта коллекция № БИН 3258 хранится в Лаборатории палеоботаники Ботанического института (БИН) РАН, г. Санкт-Петербург.

Ископаемые растения после очистки и препарирования изучались при помощи налобной бинокулярной лупы или под бинокулярным микроскопом и фотографировались при помощи цифровой камеры Panasonic Lumix DMC-GF2, оснащенной макрообъективом Panasonic Lumix G Macro 30mm F2.8.

СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВСТРЕЧНИНСКОГО ФЛОРИСТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Флористический комплекс, получивший название “встречнинский” по его местонахождению на р. Встречная, представлен 25 видами, принадлежащими папоротникам, гинкговым, цикадовым, лептостробовым (чекановскиевым), хвойным, голосеменным неясного систематического положения и покрытосеменным. В его состав входят следующие растения.

Polypodiopsida: Birisia alata (Prynada) Samylina (табл. I, фиг. 12), Coniopteris setacea (Prynada) Vachrameev (табл. I, фиг. 9, 10), C. saportana (Heer) Vachrameev (табл. I, фиг. 1–3), Cladophlebis argutula (Heer) Seward (табл. I, фиг. 8), C. fallax Kiritchkova (табл. I, фиг. 5), Cladophlebis sp. 1 (табл. I, фиг. 6), Cladophlebis sp. 2 (табл. I, фиг. 4);

Ginkgoales: Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer (табл. II, фиг. 3), Eretmophyllum (?) sp. (табл. II, фиг. 8);

Cycadales: Nilssonia (?) sp. (табл. II, фиг. 10);

Leptostrobales: Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer (табл. I, фиг. 15б);

Pinales: Podozamites sp. (табл. I, фиг. 15а), Sequoia ochotica Yudova et Golovneva (табл. I, фиг. 7, 14; табл. II, фиг. 1а), Sequoia sp. (шишка) (табл. I, фиг. 11), Libocedrus cf. arctica Sveshnikova et Budantsev (табл. I, фиг. 13), Pityophyllum ex gr. nordenskioeldii (Heer) Nathorst (табл. II, фиг. 5б), P. ex gr. staratchinii (Heer) Nathorst (табл. II, фиг. 4а);

Pinophyta incertae sedis: Desmiophyllum magnum (Samylina) Samylina (табл. II, фиг. 7), Desmiophyllum sp. (табл. II, фиг. 4б, 5а, 6);

Magnoliopsida: Platanofolia gen. et sp. indet. (табл. II, фиг. 1б, 2), Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry (табл. II, фиг. 9), Quereuxia angulata (Newberry) Kryshtofovich (табл. II, фиг. 11), Dicotylophyllum sp. 1 (табл. II, фиг. 12), Dicotylophyllum sp. 2 (табл. II, фиг. 13), Dicotylophyllum sp. 3 (табл. II, фиг. 14).

Среди папоротников наиболее многочисленны Coniopteris saportana, представленные отпечатками как стерильных, так и спороносных листьев. Находки остатков гинкговых, лептостробовых и цикадовых единичны. Среди хвойных наибольшим количеством отпечатков в коллекции представлены облиственные побеги, которые мы определили как Sequoia ochotica. Будь материала поменьше, эти побеги можно было бы отнести по крайней мере к трем видам секвой и, возможно, к роду Taxites. Однако между крайними

морфотипами имеются переходные формы, или же они находятся в органической связи (табл. I, фиг. 7). Штуфы с отпечатками секвойи явно происходят из одного прослоя, сложенного желтовато- или зеленовато-серым плотным комковатым слабослоистым алевролитом или туфоалевролитом. Вместе с побегами Sequoia ochotica встречаются небольшие шишки Sequoia sp., редкие мелкие фрагменты побегов Libocedrus cf. arctica и единичные неполные листья покрытосеменных, определенных нами как Platanofolia gen. et sp. indet., Trochodendroides ex gr. arctica и Dicotylophyllum sp. 1–3. Последний из них, Dicotylophyllum sp. 3, по жилкованию и строению края листа похож на описанный А.Н. Криштофовичем из обнажения на р. Силяп Celastrophyllum subundulatum Kryshtofovich (Криштофович, 1938, с. 15, рис. 11–13), однако сохранность единственного отпечатка недостаточна для отнесения его к этому виду. Остатки других растений на штуфах с отпечатками секвойи отсутствуют. Все многочисленные остатки листочков водного покрытосеменного Quereuxia angulata, по-видимому, происходят из одного прослоя. Порода похожа на описанную выше, но совсем не слоистая. Отпечатки располагаются в разных плоскостях без видимой закономерности. Никаких других остатков растений в этом прослое нет. К голосеменным неясного систематического положения отнесены единственный отпечаток Desmiophyllum magnum и многочисленные Desmiophyllum sp. Последние, однако, могут представлять собой фрагменты листьев Ginkgo, Phoenicopsis или Podozamites.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВОЗРАСТЕ ВСТРЕЧНИНСКОЙ ФЛОРЫ

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о встречнинской флоре – это коллекция О.В. Гриненко, публикация А.Н. Криштофовича (1938) и списки ископаемых растений из описаний разрезов, сделанных в ходе геологической съемки. Последние мы далее рассматривать не будем, поскольку описаний и изображений остатков растений сделано не было, а сами коллекции, скорее всего, утеряны.

Бассейн р. Встречная расположен в непосредственной близости от местонахождений типовых раннемеловых тафофлор ожогинской, силяпской и буор-кемюсской флор (Самылина, 1964). В низовьях р. Силяп и в нижнем течении р. Встречная, на ее правом борту, расположен наиболее полный разрез верхнемеловых флороносных отложений, характеристика которого (по материалам В.Н. Боброва и его соавторов) приведена выше (рис. 1б). Хотя место сборов О.В. Гриненко в 1989 г. точно не указано, но, судя по набору пород, остаткам растений и географической привязке (р. Встречная), изученная нами коллекция, скорее всего, происходит из этого разреза. Представленные в палеофлористической коллекции породы, судя по описаниям, встречаются как в буор-кемюсской, так и во встречнинской свите. При этом в отложениях последней, по результатам сборов В.Н. Боброва с соавторами и описаниям А.Н. Криштофовича (1938), доминируют виды позднемеловых растений, в то время как в нижележащих слоях буор-кемюсской свиты не обнаружено ни одного представителя молодых таксонов. Значительное количество последних в коллекции Гриненко позволяет предположить, что она происходит из встречнинской свиты. Позднемеловая (“сенонская”) флора была описана А.Н. Криштофовичем (1938, с. 4) из “слоев выше конгломератов” и “слоев ниже конгломератов” в “свите, развитой в районе рек Силяпа и Встречной”. Этот горизонт конгломератов мощностью 140–150 м и описан Бобровым с соавторами в основании разреза на правобережье р. Встречная. Из тонкообломочных прослоев конгломератового горизонта и/или вышележащих песчаников и алевролитов, скорее всего, и происходит коллекция Гриненко.

Систематический состав изученного нами флористического комплекса представляет собой довольно необычное сочетание относительно древних и молодых таксонов растений. Так, Birisia alata, Coniopteris saportana, Cladophlebis argutula и Desmiophyllum magnum – это растения, весьма характерные для альбской буор-кемюсской флоры, а Coniopteris setacea встречен в составе растений раннемеловых (доальбских) ожогинской и силяпской флор Зырянского бассейна (Самылина, 1974, 1976). Phoenicopsis ex gr. angustifolia был описан В.А. Самылиной (1976) из средней и верхней подсвит омсукчанской свиты и из топтанской свиты Омсукчанской угленосной площади; ископаемые растения из этих стратонов В.А. Самылина относила к буор-кемюсской стратофлоре, а мы рассматриваем как проявление

Таблица I. Ископаемые растения встречнинского комплекса; Зырянский бассейн, р. Встречная; встречнинская свита, верхний мел, турон–коньяк. Длина масштабной линейки 1 см.
1–3 – Coniopteris saportana (Heer) Vachrameev: 1 – экз. БИН 3258/20а, 2 – экз. БИН 3258/20б, 3 – экз. БИН 3258/20в; 4 – Cladophlebis sp. 2, экз. БИН 3258/57; 5 – Cladophlebis fallax Kiritchkova, экз. БИН 3258/19; 6 – Cladophlebis sp. 1, экз. БИН 3258/76; 7, 14 – Sequoia ochotica Yudova et Golovneva: 7 – экз. БИН 3258/1Б, 14 – экз. БИН 3258/73; 8 – Cladophlebis argutula (Heer) Seward, экз. БИН 3258/22; 9, 10 – Coniopteris setacea (Prynada) Vachrameev: 9 – экз. БИН 3258/54, 10 – то же, увеличенный фрагмент; 11 – Sequoia sp. (шишка), экз. БИН 3258/1Б; 12 – Birisia alata (Prynada) Samylina, экз. БИН 34Б; 13 – Libocedrus cf. arctica Sveshnikova et Budantsev, экз. БИН 3258/81; 15а – Podozamites sp., экз. БИН 3258/78а; 15б – Phoenicopsis ex gr. angustifolia Heer, экз. БИН 3258/78б.

Таблица I

региональной буор-кемюсской флоры (Герман, 2011). Cladophlebis fallax описан из нижнемеловых отложений Ленского бассейна (Киричкова, 1985). Сочетание перечисленных видов типично для раннемеловых флор Северо-Востока Азии и не характерно для позднемеловых.

Другие растения встречнинского комплекса обычны для позднемеловых флор Северо-Востока Азии. По количеству отпечатков среди них доминирует хвойное Sequoia ochotica. Этот вид известен из арманской и чинганджинской свит (турон–коньяк) Северного Приохотья (Юдова, Головнева, 2015; Herman et al., 2016). Другое хвойное, Libocedrus arctica, было описано в составе туронской флоры о-ва Новая Сибирь (Свешникова, Буданцев, 1969) и арманской флоры (Herman et al., 2016). Показательно довольно значительное количество в изученной коллекции отпечатков листьев покрытосеменных растений. Покрытосеменные есть и в буор-кемюсской флоре, причем довольно разнообразные, но, как отмечает В.А. Самылина (1974, с. 21), “находки их в значительной степени случайны” и являются по большей части результатом целенаправленных поисков, а в некоторых тафофлорах они единичны или вообще неизвестны. Такое обилие остатков покрытосеменных, как во встречнинском комплексе, характерно для флор не древнее конца альбского века.

Наиболее древние достоверные представители рода Trochodendroides на Северо-Востоке Азии известны в составе гребенкинской флоры, существовавшей с конца альба до начала турона (Щепетов и др., 1992; Spicer et al., 2002; Герман, 2011). Заметное участие платанообразных растений также отмечено начиная с гребенкинской флоры. Водное покрытосеменное растение Quereuxia angulata, остатки которого обильны в захоронении встречнинской тафофлоры и образуют монодоминантные скопления, на Северо-Востоке Азии появляется в отложениях, датируемых коньякским веком (Герман, 2011). Изложенное позволяет заключить, что встречнинская тафофлора по возрасту, скорее всего, турон-коньякская.

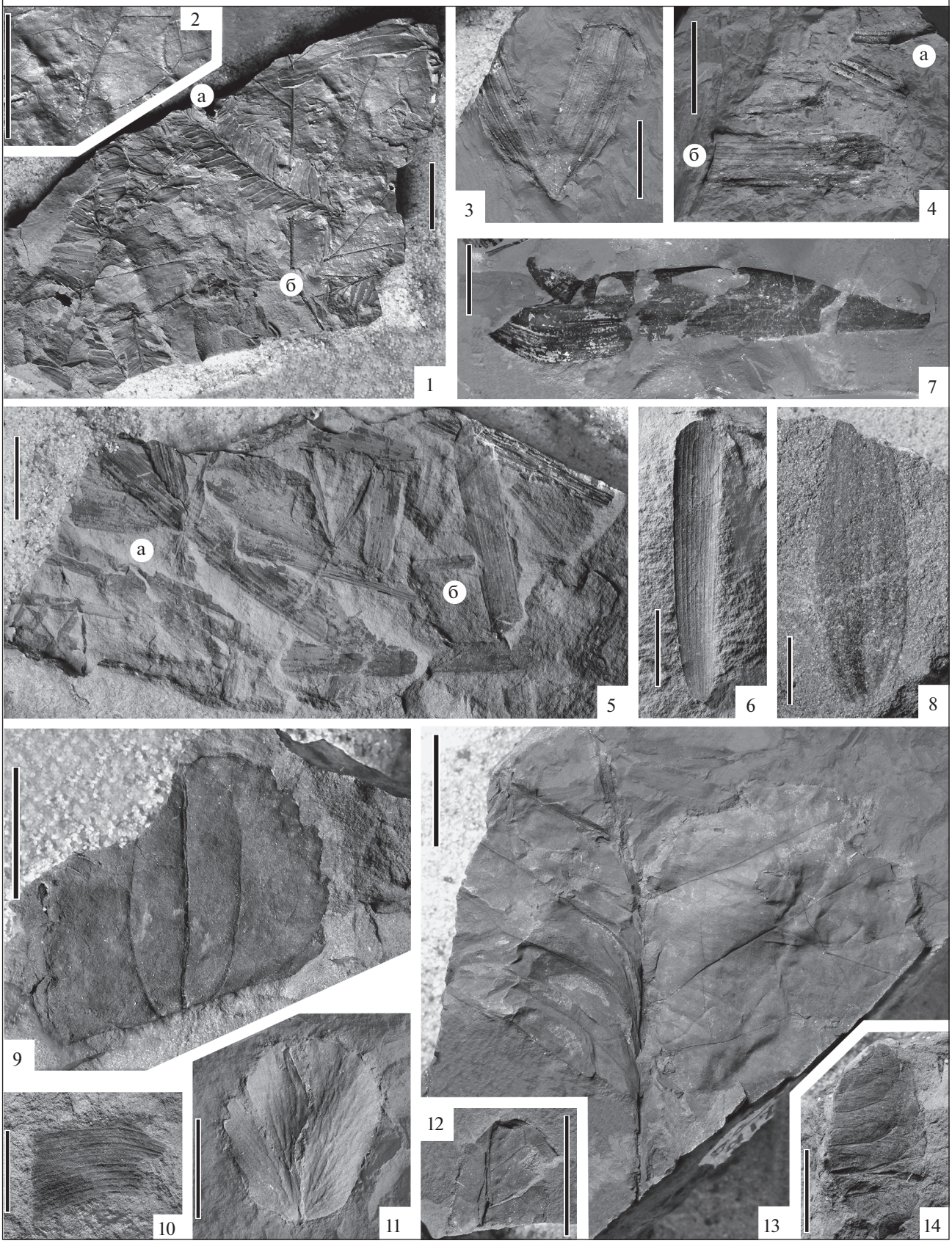
Второй источник данных о встречнинской флоре – это ее описание А.Н. Криштофовичем (1938). Изученная им коллекция происходит из трех обнажений в нижней (“ниже конгломератов”) и верхней (“выше конгломератов”) частях верхнемеловой толщи на реках Силяп и Встречная. В этой коллекции им были определены (в скобках указаны более правильные, по мнению авторов, названия растений): Asplenium johnstrupii Heer, Asplenium foersteri Debey et Ettingshausen, Cladophlebis septentrionalis Hollick, Ginkgo laramiensis Ward (G. adiantoides (Unger) Heer), Cephalotaxopsis heterophylla Hollick, Thuja cretacea (Heer) Newberry, Sequoia obovata Knowlton, Populus arctica Heer (Trochodendroides arctica (Heer) Berry), Juglans sp., Quercus sp., Platanus newberryana Knowlton (Ettingshausenia newberryana (Heer) Herman), Celastrophyllum subundulatum Kryshtofovich, Rulac quercifolium Hollick, Zizyphus kolymensis Kryshtofovich, Zizyphus sp., Cissus kolymensis Kryshtofovich, Trapa microphylla Lesquereux (Quereuxia angulata (Newberry) Kryshtofovich), Hedera ochotica Kryshtofovich.

А.Н. Криштофович (1938, с. 6) отмечал, что “с флорой нижнего мела Колымы... описанная флора не имеет ничего общего”, и считал эту флору сенонской, не исключая, что она “будет даже отнесена к турону” (Криштофович, 1938, с. 6). Позже Н.Д. Василевская (1987) высказала мнение, что возраст этого комплекса сеноман-туронский. Изученная Криштофовичем флора хотя и немногочисленная, тем не менее несет отчетливые черты, указывающие на ее позднемеловой возраст. Показательно, что почти две трети ее списочного состава составляют покрытосеменные, большая часть которых (Trochodendroides arctica, Ettingshausenia newberryana, Rulac quercifolium, Quereuxia angulata и др.) появляется на Северо-Востоке Азии и Аляске во флорах не древнее турона, а остатки, определенные как Rulac quercifolium, возможно, принадлежат сложным листьям рода Dalembia, представители которого характерны для сеноман-коньякских флор. Мы полагаем, что этот комплекс таксономически близок к пенжинской и кайваямской флорам Анадырско-Корякского субрегиона (Герман, 2011), а его возраст может быть определен как турон-коньякский. В приведенном выше списке сомнение в правильности определения вызывают Asplenium foersteri, Juglans sp. и Quercus.

Вывод о позднемеловом возрасте встречнинской флоры ставит вопрос о правомерности отказа от выделения встречнинской свиты и отнесения ее

Таблица II. Ископаемые растения встречнинского комплекса; Зырянский бассейн, р. Встречная; встречнинская свита, верхний мел, турон–коньяк. Длина масштабной линейки 1 см.
1а – Sequoia ochotica Yudova et Golovneva, экз. БИН 3258/6Ба; 1б, 2 – Platanofolia gen. et sp. indet.: 1б – экз. БИН 3258/6Бб, 2 – то же, увеличенный фрагмент; 3 – Ginkgo ex gr. adiantoides (Unger) Heer, экз. БИН 3258/58; 4а – Pityophyllum ex gr. staratchinii (Heer) Nathorst, экз. 62а; 4б, 5а, 6 – Desmiophyllum sp.: 4б – экз. БИН 3258/62б, 5а – экз. БИН 3258/79а, 6 – экз. БИН 3258/52; 5б – Pityophyllum ex gr. nordenskioeldii (Heer) Nathorst, экз. БИН 3258/79б; 7 – Desmiophyllum magnum (Samylina) Samylina, экз. БИН 3258/54; 8 – Eretmophyllum (?) sp., экз. БИН 3258/9; 9 – Trochodendroides ex gr. arctica (Heer) Berry, экз. БИН 3258/5Б; 10 – Nilssonia (?) sp., экз. БИН 3258/47в; 11 – Quereuxia angulata (Newberry) Kryshtofovich, экз. БИН 3258/23; 12 – Dicotylophyllum sp. 1, экз. БИН 3258/3; 13 – Dicotylophyllum sp. 2, экз. БИН 3258/71; 14 – Dicotylophyllum sp. 3, экз. БИН 3258/4.

Таблица II



отложений к нижнемеловой (альбской) буор-кемюсской свите (Геологическая..., 1986). У геологов, изучавших строение Зырянского бассейна, нет единого мнения о характере залегания встречнинских слоев на подстилающих отложениях – согласное или несогласное, с размывом или без (см. выше). Тем не менее нам представляется, что коренное отличие встречнинского флористического комплекса от флоры буор-кемюсской свиты позволяет считать отложения этого комплекса самостоятельным местным стратоном – встречнинской свитой или толщей.

Как было отмечено выше, остатки древних (типично раннемеловых) и молодых (позднемеловых) растений изученной встречнинской тафофлоры оказались захороненными раздельно. Можно предположить, что в турон-коньякское время поблизости существовали три несмешивавшихся (или почти несмешивавшихся) растительных сообщества. Одно из них, включающее исключительно древние мезофитные растения (папоротники, Desmiophyllum magnum и Phoenicopsis ex gr. angustifolia), вероятно, существовало на плакорах; второе, с Sequoia ochotica, Libocedrus arctica и покрытосеменными, возможно, было околоводным; третье, представленное исключительно водными покрытосеменными Quereuxia angulata, обитало в водоемах. Плакорная растительность обнаруживает явную преемственность с раннемеловыми растениями силяпской и буор-кемюсской флор, обильно представленных в захоронениях Зырянского бассейна. Если бы остатки растений этого сообщества были найдены изолированно, они, скорее всего, были бы отнесены к буор-кемюсской флоре альбского возраста. Растения же двух других сообществ явно кайнофитные, характеризующиеся разнообразием покрытосеменных позднемелового возраста.

Наблюдаемая картина находит объяснение в следующем сценарии эволюции флоры региона. В альбской буор-кемюсской палеофлоре покрытосеменные были относительно редки и мелколистны (Samylina, 1968; Самылина, 1974; Herman, 2002). Вероятно, они населяли преимущественно нарушенные местообитания по берегам рек, что могло быть связано с хорошей защищенностью семезачатков, укороченным репродуктивным циклом и склонностью к неотении и неспециализированным способам опыления и распространения семян (Stebbins, 1974; Retallack, Dilcher, 1981). В течение позднего альба–позднего мела на Северо-Востоке Азии происходило постепенное замещение мезофитных растительных сообществ кайнофитными, причем те и другие типы растительности какое-то время сосуществовали во внутриматериковых районах Северной Азии. Интересно отметить, что и в более южном районе российского Дальнего Востока, в Алчанском бассейне (Приморье), известно совместное существование в позднем альбе тафофлор, отражающих растительные сообщества мезофитного и кайнофитного обликов, что находит объяснение в палеоэкологических особенностях этих сообществ: по мнению Е.В. Бугдаевой с соавторами, растительность с покрытосеменными была характерна для речной долины, а мезофитные растения “существовали в более влажных условиях приозерной низменности, “более привычных” для “мезофитной” флоры” (Бугдаева и др., 2006, с. 108).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. В состав встречнинской тафофлоры, изученной нами по коллекции, собранной О.В. Гриненко, входит 25 видов ископаемых растений, принадлежащих папоротникам, цикадовым, гинкговым, лептостробовым, хвойным, голосеменным неясного систематического положения и покрытосеменным.

2. Встречнинский флористический комплекс представляет собой необычное контрастное сочетание относительно древних и молодых таксонов растений.

3. Наличие во встречнинской тафофлоре покрытосеменных растений и продвинутых таксонов хвойных позволяет датировать ее поздним мелом, скорее всего туронским и коньякским веками.

4. Значительное отличие встречнинского флористического комплекса (и встречнинской флоры в целом) от флоры буор-кемюсской свиты позволяет считать флороносные отложения этого комплекса самостоятельным местным стратоном – встречнинской свитой. Последняя содержит комплекс остатков растений значительно более молодых, чем раннемеловые флоры силяпской и буор-кемюсской свит.

5. Во встречнинской тафофлоре “мезофитные” и “кайнофитные” растения оказались захороненными раздельно. Это позволяет предположить, что в данном районе соответствующие растительные сообщества и существовали раздельно – не смешиваясь или почти не смешиваясь. Состав первых был унаследован от более древних, раннемеловых, флор региона; вторые, включавшие продвинутые таксоны хвойных и покрытосеменные растения, отражают постепенную инвазию эволюционно новой позднемеловой растительности из приморских районов Северной Пацифики во внутриконтинентальные районы Северо-Востока Азии.

Благодарности. Авторы искренне признательны Е.В. Бугдаевой (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, г. Владивосток), Ю.Б. Гладенкову (ГИН РАН), О.С. Дзюбе (Институт нефтегазовой геоло-

гии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск), Н.К. Лебедевой (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск) и Н.В. Носовой (Ботанический институт РАН, г. Санкт-Петербург) за ценные советы и замечания, позволившие существенно улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания № 0135-2019-0044 Геологического института РАН и № АААА-А19-119021190031-8 Ботанического института РАН и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.

Бугдаева Е.В., Волынец Е.Б., Голозубов В.В., Маркевич В.С., Амельченко Г.Л. Флора и геологические события середины мелового периода (Алчанский бассейн, Приморье). Владивосток: Дальнаука, 2006. 205 с.

Василевская Н.Д. Восточная Сибирь // Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Недра, 1987. 2-й полутом. С. 62–78.

Верещагин В.Н. Встречнинская свита // Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. С. 98.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54, 55 – Хонуу. Л., 1986. 120 с.

Герман А.Б. Альбская–палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 592).

Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 468).

Киричкова А.И. Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 223 с.

Криштофович А.Н. Верхнемеловые растения бассейна р. Колымы // Гострест Дальстрой. Материалы по изучению Колымско-Индигирского края. 1938. Сер. 2. Геология и геоморфология. Вып. 15. С. 1–31.

Попов Г.Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. 80 с.

Решения Второго Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР (Магадан, 1974–1975 гг.). Магадан: ГКП СВТГУ, 1978. 192 с.

Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть I. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннеттитовые // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. VIII. 1964. Вып. V. С. 40–79.

Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. VIII. 1967. Вып. VI. С. 133–176.

Самылина В.А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флоры кайнофита). Л.: Наука, 1974. 56 с. (XXVII Комаровские чтения).

Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976. 207 с.

Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики. I. Позднемеловая флора острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. С. 68–110.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В. Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.

Юдова Д.А., Головнева Л.Б. Новый вид рода Sequoia Endlicher из позднемеловых отложений Северо-Востока России // Палеоботаника. 2015. Т. 6. С. 80–95.

Herman A.B. Late Early–Late Cretaceous floras of the North Pacific Region: florogenesis and early angiosperm invasion // Rev. Palaeobot. Palynol. 2002. V. 122. № 1–2. P. 1–11.

Herman A.B., Golovneva L.B., Shczepetov S.V., Grabovsky A.A. The Late Cretaceous Arman Flora of Magadan Oblast, Northeastern Russia // Stratigr. Geol. Correl. 2016. V. 24. № 7. P. 1–110.

Retallack G.J., Dilcher D.L. A coastal hypothesis for the origin and rise to dominance of flowering plants // Palaeobotany, Palaeoecology and Evolution. Ed. *Niklas K.J.* V. 2. N.Y.: Praeger Publ., 1981. P. 27–77.

Samylina V.A. Early Cretaceous angiosperms of the Soviet Union based on leaf and fruit remains // J. Linnaean Soc. (Botany). 1968. V. 61. № 384. P. 207–218.

Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B., Kelley S.P., Raikevich M., Rees P.M. Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. V. 184. № 1–2. P. 65–105.

Stebbins G.L. Flowering plants: evolution above the species level. Cambridge, Massachusetts: Belknap Press of Harvard University Press, 1974. 399 p.

Рецензенты Е.В. Бугдаева, Ю.Б. Гладенков, О.С. Дзюба, Н.К. Лебедева, Н.В. Носова

Late Cretaceous Flora of the Zyrianka Coal Basin, North-Eastern Russia: Composition, Age and Plant Communities

A. B. Herman[a, #] and S. V. Shczepetov[b, ##]

[a] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

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

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

Plant fossils collected by O.V. Grinenko in 1989 in the Zyrianka Coal Basin (North-Eastern Russia) on the right bank of Vstrechnaya River were studied. Vstrechnaya flora comprises 25 species of fossil plants belonging to ferns, cycadaleans, ginkgoaleans, leptostrobaleans, conifers, gymnosperms of an uncertain systematic affinity and angiosperms. Vstrechnaya taphoflora is dated to the Late Cretaceous, most probably Turonian and Coniacian, due to the presence of advanced taxa of conifers and angiosperms in it. A significant difference of the Vstrechnaya floristic assemblage, as well as of the entire flora of the same name, from the flora of the Buor-Kemus formation allows us to suggest that the plant-bearing deposits constitute an independent local stratigraphic unit named Vstrechnaya formation. Vstrechnaya taphoflora comprises plants that probably formed individual Mesophytic and Cenophytic plant communities. The composition of the former was inherited from more ancient Early Cretaceous regional floras whereas the latter revealing advanced taxa of conifers and angiosperms reflects a gradual invasion of an evolutionary new Late Cretaceous vegetation to the continental interior of North-Eastern Asia.

Keywords: North-Eastern Asia, plant megafossils, floristic assemblage, paleofloristics, stratigraphy, Turonian, Coniacian

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 59–98

УДК 551.77(571.1)

ПАЛЕОГЕН ПРЕДДОНЕЦКОЙ МОНОКЛИНАЛИ И ЕГО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

© 2021 г. А. И. Яковлева[1, *], Г. Н. Александрова[1]

[1]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*

**e-mail: alina.iakovleva@gmail.com*

Поступила в редакцию 27.05.2020 г.
После доработки 11.06.2020 г.
Принята к публикации 30.06.2020 г.

Представлены результаты палинологического изучения палеогеновых и подстилающих их меловых отложений Преддонецкой моноклинали, вскрытых скважиной 1238. Изучение цист динофлагеллат позволило выявить интервалы зон Apectodinium hyperacanthum, Axiodinium augustum, Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora, а также слоев с Rhombodinium draco–Deflandrea spinulosa в палеогеновой части разреза. Уточнен возраст свит и слоев в регионе: бузиновская свита датируется ранним танетом, вешенская свита – поздним танетом–инициальным ипром; суровикинские и осиновские слои – частью раннего–среднего ипра; венцовские и "полтавские" слои – поздним рюпелем–хаттом. В разрезе скв. 1238 выявлено два крупных стратиграфических перерыва, отвечающих маастрихту–зеландию и верхнему ипру–нижнему рюпелю. Анализ количественных флуктуаций различных групп палиноморф по разрезу позволил реконструировать изменения в обстановках осадконакопления краевой части бассейна Пери-Тетиса в раннем и позднем палеогене: накопление бузиновской, вешенской свит, суровикинских и осиновских слоев происходило в течение длительного трансгрессивного открыто-морского этапа в позднем палеоцене–раннем ипре, тогда как отложения венцовских и "полтавских" слоев формировались в условиях полузамкнутого бассейна в хатте.

Ключевые слова: биостратиграфия, цисты динофлагеллат, палиноморфы, мел, палеоцен, эоцен, олигоцен, Преддонецкая моноклиналь, Пери-Тетис, Паратетис

DOI: 10.31857/S0869592X21010300

ВВЕДЕНИЕ

Принципиально важной задачей современных геологических исследований палеогена является восстановление истории морских бассейнов в течение различных интервалов времени и связанных с этим возможных миграций различных групп фауны и флоры. Очевидно, что наиболее погруженные части палеобассейнов закономерно характеризуются наиболее полными стратиграфической последовательностью и палеонтологической характеристикой, тогда как в краевых частях, как правило, выявляется сильная фациальная изменчивость толщ, зачастую отсутствие или низкая насыщенность отложений палеонтологическими остатками, что достаточно часто приводит к разногласиям в понимании возраста и объемов местных и региональных стратиграфических подразделений.

На юге Русской плиты к числу краевых палеогеновых морских бассейнов относится субрегион восточного обрамления Донбасса (Ахметьев, Беньямовский, 2003). Изначально данная территория относилась к Донецкой синеклизе Днепровско-Донецкой впадины (Леонов, 1961), позднее – к субрегиону Воронежской антеклизы (Семенов, 1965, 1975). В целом Днепровско-Донецкая впадина, Воронежская антеклиза и восточная часть Большого Донбасса представляли собой в палеогене единую морскую акваторию внутри Пери-Тетиса, через которую в течение определенных этапов палеогена осуществлялись субширотные связи с морями на территории современных Белоруссии, Польши, Прибалтики, а также с палеобассейном Северного моря.

В утвержденной в 2000 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом России региональной стратиграфической схеме палеогена в субрегионе восточной части Большого Донбасса, с учетом литолого-фациальных и структурных особенностей, были выделены три структурно-фациальные зоны (СФЗ), различающиеся по литологическому строению и мощностям (а иногда и по набору) развитых в них литологических подразделений: (1) Преддонецкая моноклиналь, (2) собственно Восточный Донбасс, (3) южное и восточное обрамление Донбасса (рис. 1) (Постановления..., 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2003).

Выделенные СФЗ отражают фациальные переходы от более мелководных отложений на севере к более глубоководным на юге, иногда с учетом влияния локальных конседиментационных структур (прогибов и выступов).

На территории Преддонецкой моноклинали, занимающей самое северное положение в субрегионе и характеризующейся развитием терригенных и терригенно-кремнистых фаций, стратиграфические подразделения были впервые установлены Г.П. Леоновым (1936, 1939, 1961), а позднее В.П. Семеновым (1965) (рис. 2); при этом возраст большинства из них обосновывался данными изучения малакофауны.

Согласно Ахметьеву и Беньямовскому (2003), развитые на территории Преддонецкой моноклинали горизонты раннего палеогена отвечают одноименным свитам. Так, в стратиграфической схеме 2000 г. для всей территории субрегиона восточной части Большого Донбасса в качестве регионального подразделения палеоцена использован сумской надгоризонт в объеме тацинского, бузиновского и вешенского горизонтов; в эоцене – сальский горизонт (с тремя подгоризонтами), куберлинский, керестинский, кумский, киевский и обуховский горизонты; в олигоцене – хадумский надгоризонт и цимлянский, соленовский, калмыцкий, берекский горизонты (рис. 2) (Постановления..., 2001). Таким образом, в стратиграфической схеме использованы как горизонты Северной Украины (сумской надгоризонт, киевский, обуховский, берекский горизонты), так и подразделения из схемы В.П. Семенова (1975) для Воронежской антеклизы, а также подразделения из схем Нижнего Поволжья, Скифской плиты и Предкавказья. При этом сделано указание (Ахметьев, Беньямовский, 2003, с. 48), что для СФЗ Преддонецкой моноклинали использованы горизонты палеогена Северной Украины. В настоящее время для расчленения палеогеновых отложений региона различными группами специалистов используются местные стратиграфические подразделения, предложенные как для территории Северной Украины, Воронежской антеклизы, так и для Поволжья, Скифской плиты, что приводит к сложности в понимании пространственных и временных взаимоотношений между толщами и установлении их четкого стратиграфического возраста.

Важно отметить, что украинскими и российскими специалистами за последние годы был внесен ряд изменений и уточнений как в стратиграфическую схему северных областей Украины (в частности, был упразднен сумской надгоризонт) (Зосимович и др., 2005, 2013, 2015, 2016, 2017; Зосимович, 2013; Зосимович, Шевченко, 2014, 2015; Орешкина, Яковлева, 2007; Iakovleva, 2015; Мусатов, Рябоконь, 2017), так и в схемы Воронежской антеклизы (Горбаткина, Иосифова, 2004; Шпуль, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010; Бугрова и др., 2016; Мусатов, 2020), Прикаспия и Поволжья (Васильева, 2013, 2019; Мусатов и др., 2014; Мусатов, Богачкин, 2019а, 2019б; Унифицированная..., 2015; Застрожнов и др., 2019).

В последние годы В.Н. Беньямовским (2016, 2017а, 2017б, 2017в) на основании новых и ранее опубликованных данных была предпринята ревизия схемы 2000 г. для субрегиона восточной части Большого Донбасса и субрегиона Воронежской антеклизы, которые были им объединены в единый Воронежско-Придонецкий субрегион. В.Н. Беньямовский предложил собственное структурно-фациальное районирование, а в макете новой региональной схемы использовал все свиты, горизонты и надгоризонты схемы В.П. Семенова. Следует отметить, что в этом варианте региональной стратиграфической схемы субрегиона практически все местные стратиграфические подразделения оказались с перерывами, и ни одно из них не имело согласных границ (Беньямовский, 2017б), однако объяснений этому в публикациях не было дано.

Недостаточная палеонтологическая изученность палеогена юга Русской плиты, использование разными группами специалистов различных местных стратиграфических подразделений (свит, слоев), отсутствие четкого определения стратотипов региоярусов и, в конечном итоге, необходимость актуализации региональной унифицированной схемы палеогена – все это обусловило важность проведения комплексных исследований в регионе Преддонецкой моноклинали и Воронежской антеклизы.

Объектом наших исследований в 2018 г. явилась территория Преддонецкой моноклинали, где мы попытались провести ревизию стратотипов разрезов стратиграфических подразделений палеогена, введенных Г.П. Леоновым в качестве слоев (1936, 1939, 1961) и затем переведенных В.П. Семеновым в ранг свит (1965). При этом лишь некоторые из этих свит имели палеонтологическое обоснование возраста, сделанное по малакофауне. Отдельно следует отметить, что Г.П. Леонов и В.П. Семенов рассматривали датский ярус внутри меловой системы. Поэтому характеристика нижнепалеоценовых пород не включалась в публикации этих авторов.

В ходе проведенных полевых работ нами было установлено, что большинство стратотипических разрезов кумовской, бузиновской, вешенской, суровикинской свит, предложенных Г.П. Леоновым, на сегодняшний день утрачены для непосредственных наблюдений из-за сильной задернованности или залесенности. К сожалению, стратотипы шептуховской и осиновской свит, установленные В.П. Семеновым и расположенные в приграничной с Украиной зоне, в настоящее время не доступны

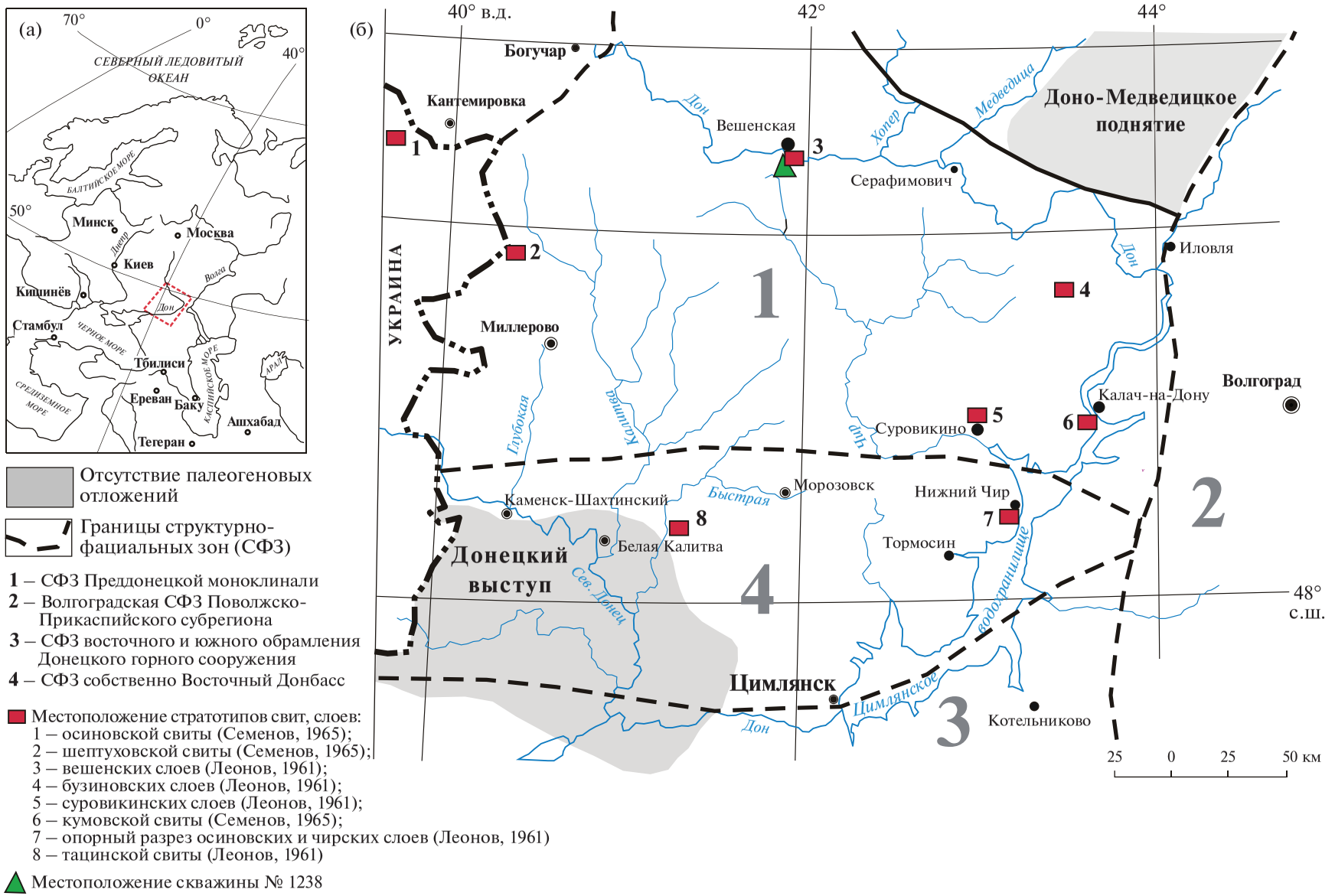


Рис. 1. Географическое расположение изученных разрезов (а) и структурно-фациальное районирование субрегиона восточной части Большого Донбасса (б) (по Ахметьев, Беньямовский, 2003, с изменениями).

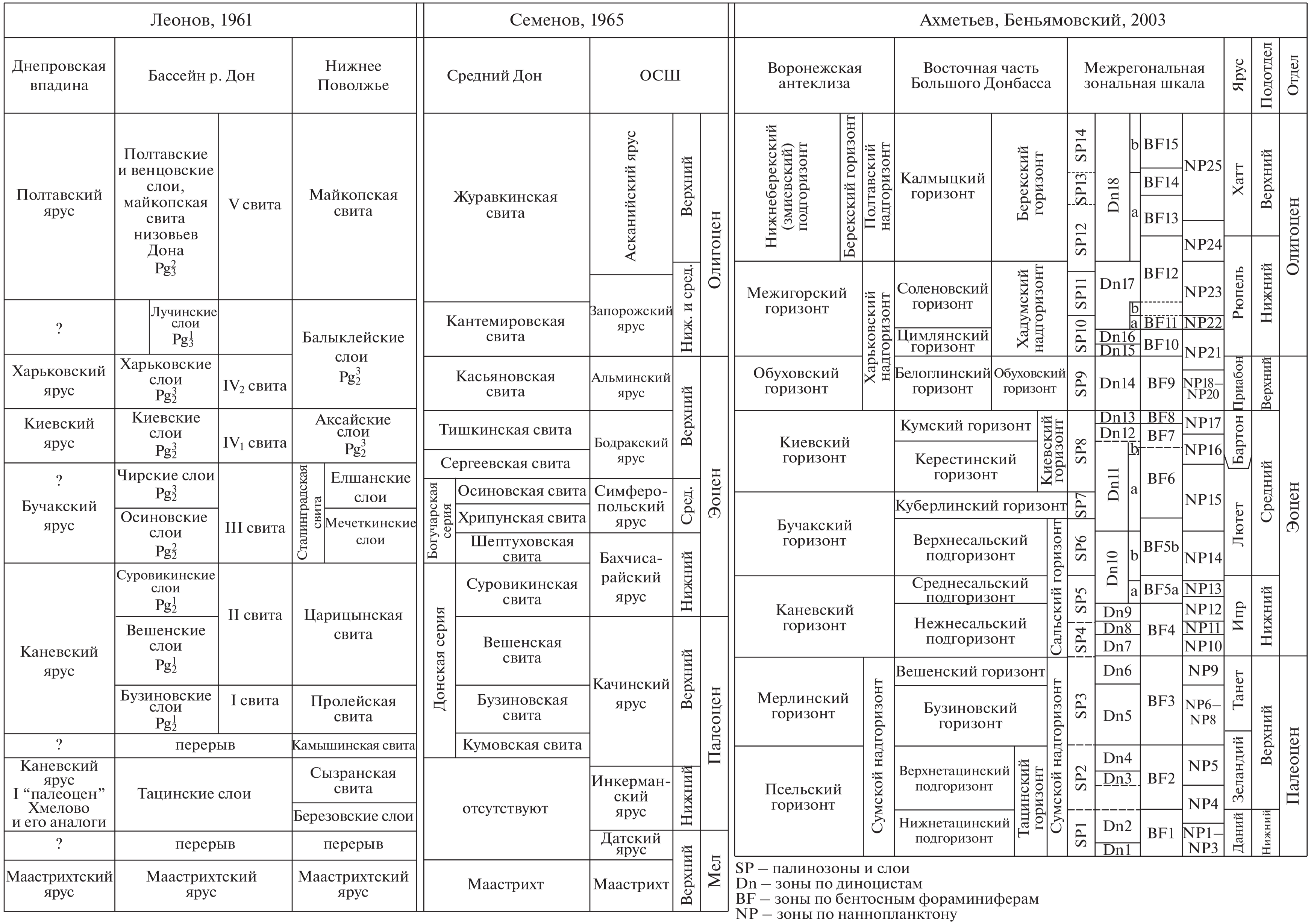


Рис. 2. Стратиграфические схемы расчленения палеогеновых отложений субрегиона восточного обрамления Донбасса.

для посещений. Удалось выяснить, что в рассматриваемом регионе палеогеновые отложения обнажаются в изолированных маломощных выходах, в виде “окон” на склонах оврагов и балок, либо вскрываются в неглубоких карьерах, при этом практически нигде не наблюдаются их контакты с ниже- и вышележащими толщами. Исходя из полевых наблюдений и анализа опубликованных материалов, было подтверждено, что палеогеновые отложения в Преддонецкой моноклинали представлены в основном однообразными толщами – песками, песчаниками, алевролитами, опоками с редкими маломощными прослоями и линзами глин, горизонтами галечников и фосфоритов. В результате проведения комплексных литолого-петрографических и микропалеонтологических исследований в более чем 10 естественных выходах палеогена было выявлено отсутствие во всех отобранных образцах фораминифер, диатомовых водорослей и силикофлагеллат, а также цист динофлагеллат, спор и пыльцы высших растений. Палеонтологическая характеристика (в основном по цистам динофлагеллат, диатомовым водорослям) в рассматриваемом регионе получена лишь по нескольким скважинам.

Целью настоящей работы явились детальный комплексный палиностратиграфический анализ палеогеновых отложений разреза скважины № 1238, уточнение возраста местных и региональных стратиграфических подразделений Преддонецкой моноклинали, корреляция этих отложений с последовательностями из смежных регионов, а также восстановление обстановок осадконакопления.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В рамках настоящего исследования были изучены 63 пробы из разреза скв. 1238, пробуренной в окрестностях станицы Базковской Ростовской области силами АО “Северо-Кавказское ПГО” и ВСЕГЕИ в рамках геолого-съемочных работ на территории листа M-37-XXIV с целью расчленения разреза палеогена (54°89′10″ с.ш., 77°27′47″ в.д.) (рис. 1).

Ниже дано полевое литологическое описание (снизу вверх) разреза, вскрытого скв. 1238, и его расчленение в соответствии со схемой Г.П. Леонова (1961) (рис. 3). Литологическое описание выполнено А.С. Застрожновым и С.В. Поповым, расчленение – Г.Н. Александровой.

Богучарская свита:

Слой 1, интервал 100–91.7 м. Мергель серый, светло-серый, плотный, массивный, слюдистый, с редкими ходами илоедов, выполненными светлым мергелистым веществом.

Бузиновская свита:

Слой 2, инт. 91.7–90.2 м. С четким контактом залегают пески темно-серые с зеленоватым оттенком, глауконитово-кварцевые, слюдистые, в подошве с мелкой галькой (диаметром 10–15 мм) и крупным гравием фосфоритов, разно- и крупнозернистые, которые вверх по слою постепенно переходят в среднезернистые и глинистые пески.

Слой 3, инт. 90.2–86.5 м. С резким контактом залегают глины темно-серые до черных, плотные, алевритистые, переходящие вверх по слою в глинистые алевриты с зеленоватым оттенком (за счет глауконита), слабокремнистые, слабо биотурбированные, с прослоями (до 0.05 м) песчаников (алевритов) того же состава.

Слой 4, инт. 86.5–82.0 м. Песок темно-серый в основании слоя, средне-мелкозернистый, глинистый с глауконитом, в верхнем метре – среднекрупнозернистый с зернами глауконита.

Слой 5, инт. 82.0–81.7 м. Песчаник крепкий, с характерным изумрудным цветом, окремненный, тонкозернистый до алеврита, глауконитовый.

Вешенская свита:

Слой 6, инт. 81.7–75.5 м. Глина светло-серая, опоковидная, очень легкая, до трепела (5 см), выше – слабокремнистая, слюдистая, с включениями глауконитового вещества. Контакт с нижележащими породами четкий, с базальным горизонтом, сложенным гравийным материалом в виде зерен кварца и фосфоритов (диаметром 1–4 мм).

Слой 7, инт. 75.5–71.5 м. С неясным контактом залегают пески темно-серые с зеленоватым оттенком, глинистые, слабокремнистые, тонко- и мелкозернистые, слюдистые, с участками серого и светло-серого цвета, что придает породе пятнистый облик.

Слой 8, инт. 71.5–67.5 м. Алевриты серые, глинистые, слюдистые, слабокремнистые.

Суровикинские слои:

Слой 9, инт. 67.5–60.5 м. Песок кварцевый, в основании (0.3 м) белый, мелко- и среднезернистый, выше – с желтоватым оттенком, хорошо сортированный. Контакт с подстилающими породами не поднят.

Осиновские слои:

Слой 10, инт. 60.5–59.6 м. Глинисто-алевритовая порода с гнездами песка тонкозернистого, глинистого, с пятнами, прослоями, гнездами ожелезнения; цвет породы – бурый с малиновым, охристым оттенком.

Слой 11, инт. 59.6–58.8 м. Глины коричневые “кофейные”, неизвестковистые, в кровле слоя с гнездами тонкозернистого глауконит-кварцевого серого песка.

Слой 12, инт. 58.8–58.1 м. Песчаник светло-серый, тонкозернистый, опоковидный, легкий, глауконит-кварцевый.

Слой 13, инт. 58.1–57.4 м. Глины коричневые со слабым зеленоватым оттенком, с плитчатой неявной отдельностью, с многочисленными ходами илоедов, выполненными светлым глауконит-кварцевым тонкозернистым песком.

Слой 14, инт. 57.4–56.5 м. Алевролит светло-серый со слабым желтовато-коричневым оттенком, тонкозернистый, слабослюдистый, с пятнами ожелезнения.

Венцовские слои:

Слой 15, инт. 56.5–53.5 м. В подошве песчаник (0.2 м) зеленоватый, среднезернистый и тонкозернистый. Выше – алевролит серый, слюдистый, с линзами и тонкими линзовидными прослойками темно-серых глин, что придает породе слоистый облик, с многочисленными сортированными мелкими обрывками тканей растений. Контакт с нижележащими породами не поднят.

Полтавские слои:

Слой 16, инт. 53.5–52.0. Глина плотная, опесчаненная, пестроцветная: зеленовато-серая с прослоями ожелезнения красного и желтого цвета (интенсивность ожелезнения увеличивается к подошве слоя) и алевролитов светло-серого цвета, что придает породе полосчатый вид. Контакт с нижележащими породами не поднят.

Слой 17, инт. 52.0–45.3 м. Алевролит светло-серый, зеленовато-серый, с прослоями ожелезнения желтоватого цвета, слюдистый. В ожелезненных прослоях встречаются обломки песчаника. В инт. 46.3–46.6 м глина зеленовато-серая.

Слой 18, инт. 45.3–38.8 м. Песок пылеватый, зеленовато-серый, с прослоями ожелезнения красного и желтого цвета. На гл. 44.1–44.2, 42.8, 42.3 м – прослои алевролита светло-серого, мощностью до 5 см. Контакт с нижележащими породами размыт.

Слой 19, инт. 38.8–36.5 м. Песок мелкозернистый, зеленовато-светло-серый, с тонкими прослоями светло-серого алевролита, ожелезнения. Последние придают породе полосчатый облик (9–10 прослоев на 1 м керна). Контакт с нижележащими породами выражен в увеличении количества ожелезненных прослоев.

Слой 20, инт. 36.5–30.7 м. С резким контактом залегает песок мелкозернистый, желто-зеленого цвета, ожелезненный, с включениями песка белого сцементированного, с тонкими прослоями светло-серого глинистого вещества.

Слой 21, инт. 30.7–28.5 м. С резким контактом залегает песок мелкозернистый, светло-коричневый, массивной текстуры.

Слой 22, инт. 28.5–23.1 м. С резким контактом залегает песок желтый, мелкозернистый, слюдистый, слабосцементированный, с неясно слоистой текстурой, с ожелезнением в виде натеков красного цвета. На гл. 26.2–26.1 м – прослой песка белого цвета.

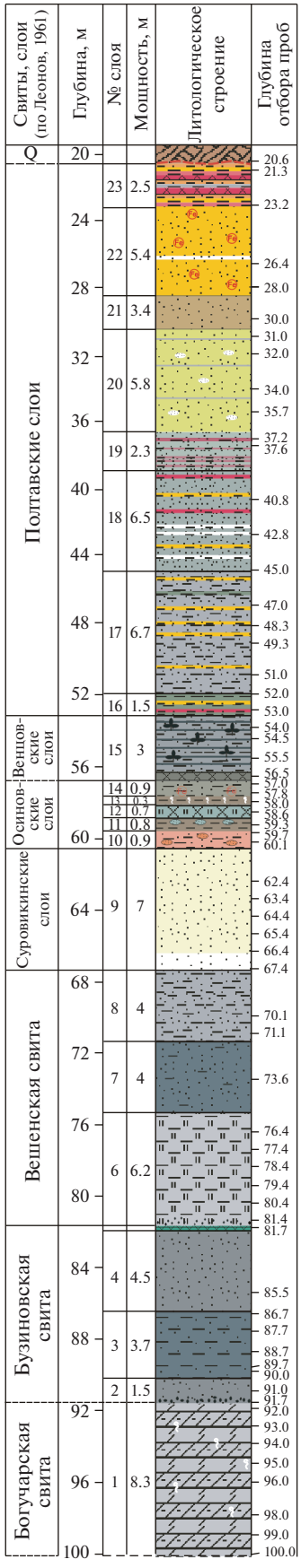
Слой 23, инт. 23.1–20.6 м. С резким контактом залегает пачка чередования прослоев (2–5 см) глин плотных, малиновых, серых, желтых, алевритов охристых и песчаников мелкозернистых, некрепких, красных – кора выветривания по нижележащим отложениям.

Выше разрез перекрывается твердыми бурыми суглинками четвертичного возраста мощностью 20 м.

Обработку палинологических образцов проводили в соответствии со стандартной методикой, принятой в лаборатории палеофлористики ГИН РАН: (1) воздействие на образцы 10%-ной соляной кислотой (HCl) для удаления карбонатов; (2) воздействие горячим раствором пирофосфата натрия ($Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$) для дисперсии глинистого материала, а затем отмывка каждые 2 часа с целью удаления глинистых частиц; (3) центрифугирование образцов в тяжелой жидкости (K_2CdI_4) с плотностью 2.25 с целью отделения органической фракции от более тяжелых минеральных частиц; (4) воздействие 70%-ной плавиковой кислотой (HF) для растворения кремнистых компонентов; (5) воздействие 10%-ной соляной кислотой для удаления флюоро-силикатных гелей; (6) отмывка образца в дистиллированной воде и заливка глицерином. Просеивание мацерата через сита не проводилось.

Таксономия диноцист соответствует индексу DINOFLAJ3 (Williams et al., 2017). Количественное палинологическое изучение материала проводили в 2 этапа: (1) подсчет в каждом продуктивном образце минимум 200–250 морских и наземных палиноморф (цисты динофлагеллат, акритархи, празинофиты, пыльца покрытосеменных и голосеменных растений, внутренние камеры фораминифер); (2) дальнейший подсчет минимум 200 диноцист, после чего препарат просматривался до конца с целью обнаружения редко встречаемых таксонов. Палеоэкологическая интерпретация количественных флуктуаций в палеогеновых палинокомплексах основана на ряде работ, прежде всего (Brinkhuis, 1994; см. табл. 1 в Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2020). Для интерпретации возможных палеообстановок цисты динофлагеллат были объ-

Рис. 3. Литологическое строение и стратиграфическое расчленение скв. 1238. Цветовая окраска внутри литологической колонки соответствует цвету пород.



Условные обозначения:

- Мергель
- Песок
- Глина алевритистая
- Песчаник
- Песчаник опоковидный
- Глина опоковидная
- Глина
- Суглинок
- Гнезда песка
- Галька, гравий
- Биотурбация
- Пятна ожелезнения
- Растительный детрит

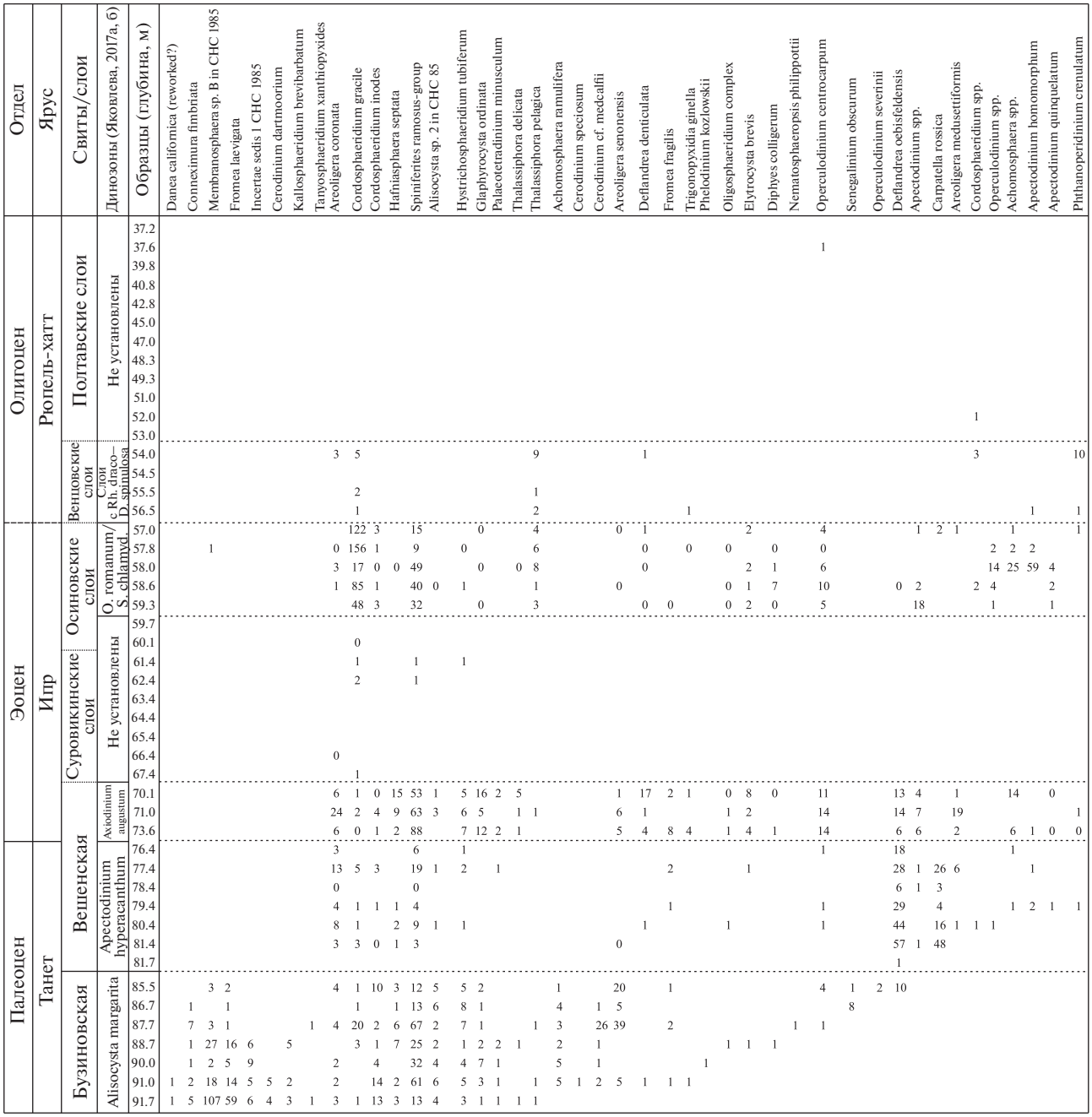


Рис. 4. Стратиграфическое распределение видов диноцист в палеогеновой части разреза скв. 1238.

единены в 17 групп морфологически близких таксонов: (1) Deflandrea-группа (Deflandrea, Lejeunecysta, Lentinia, Senegalinium); (2) Wetzelielloids; (3) Phthanoperidinium; (4) Fromea fragilis; (5) Lingulodinium machaerophorum; (6) Areoligera-группа (Areoligera, Glaphyrocysta, Emmetrocysta, Adnatosphaeridium, Membranilarnacia); (7) Thalassiphora; (8) Ochetodinium romanum; (9) Elytrocysta brevis; (10) Cribroperidinium; (11) Carpatella rossica; (12) Cordosphaeridium-группа (Cordosphaeridium, Fibrocysta); (13) Operculodinium; (14) Diphyes/Dapsilidinium; (15) Spiniferites-группа (Achomosphaera, Hystrichosphaeropsis, Hystrichostrogylon, Spiniferella, Spiniferites, Rottnestia); (16) Impagidinium; (17) остальные гониаулакоидные.

Хроностратиграфический возраст дается в соответствии с данными, приведенными в работе (Ogg et al., 2016).

Коллекция палинологических образцов хранится в лаборатории палеофлористики Геологического института РАН (г. Москва).

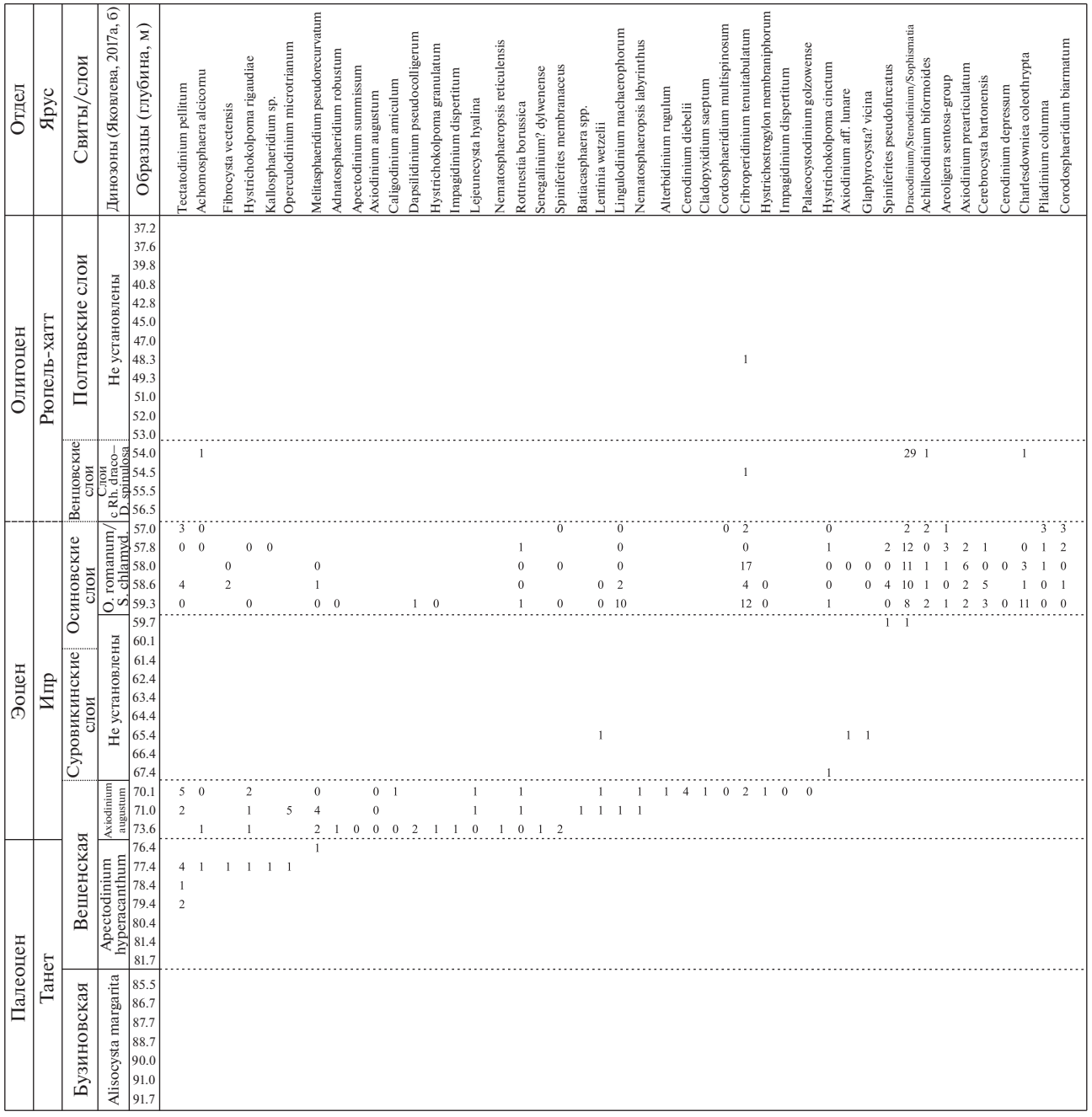


Рис. 4. Продолжение

РЕЗУЛЬТАТЫ

Основной задачей настоящих исследований был палинологический анализ палеогеновых отложений, вскрытых скв. 1238, стратиграфические и количественные результаты которого представлены на рис. 4–6. Палинологические данные из подстилающих верхнемеловых отложений в основании пробуренной скважины даны нами в кратком виде. Наиболее характерные таксоны цист динофлагеллат из мел-палеогеновых отложений представлены в табл. I–XI.

В пачке 1, отнесенной к верхнемеловой богучарской свите, во всех образцах установлены количественно представительные ассоциации палиноморф, но содержащие диноцисты преимущественно плохой сохранности, единичные споры папоротников и пыльцу покрытосеменных, а также единичные празинофиты (Palambages morulosa), акритархи (Paralecaniella indentata, Michystridium sp.) и внутренние камеры фораминифер.

К сожалению, из 47 палинологических проб из палеогеновой части разреза лишь в 22 пробах были

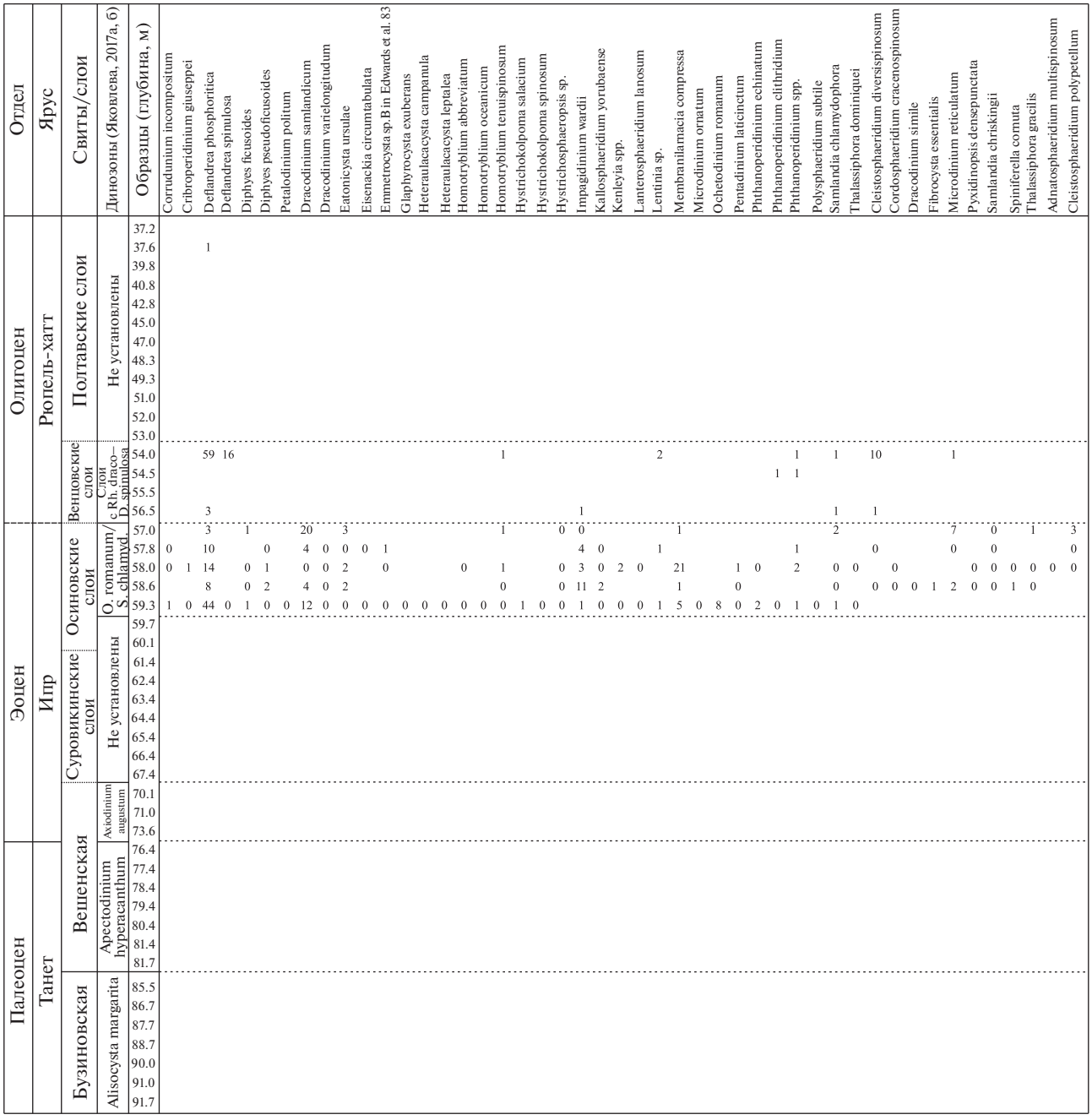


Рис. 4. Продолжение

выявлены количественно репрезентативные палинологические комплексы; остальные же либо содержали небольшое количество палиноморф, либо вообще оказались стерильными. Палинологические комплексы палеоцена–низов эоцена отличаются доминированием цист динофлагеллат (30–90%), существенным (до ~30%) присутствием пыльцы покрытосеменных растений и спор наземных растений и единичным всплеском в содержании внутренних камер фораминифер. Лишь в низах средней части разреза скважины, отнесенной к венцовским слоям олигоцена, комплекс отличается доминированием (~40%) двухмешковой пыльцы хвойных растений.

Комплекс диноцист из богучарской свиты характеризуется доминированием видов Trythirodinium suspectum и Trythirodinium cf. rhomboideum, а также разнообразием и частой встречаемостью родов Chatangiella (Ch. vnigrii, Ch. bondarenkoi, Ch. cassidea, Ch. victoriense), Isabelidinium (I. acuminatum, I. belfastense, I. microarmum, I. magnum) и Spiniferites. В комплексе отмечаются также виды

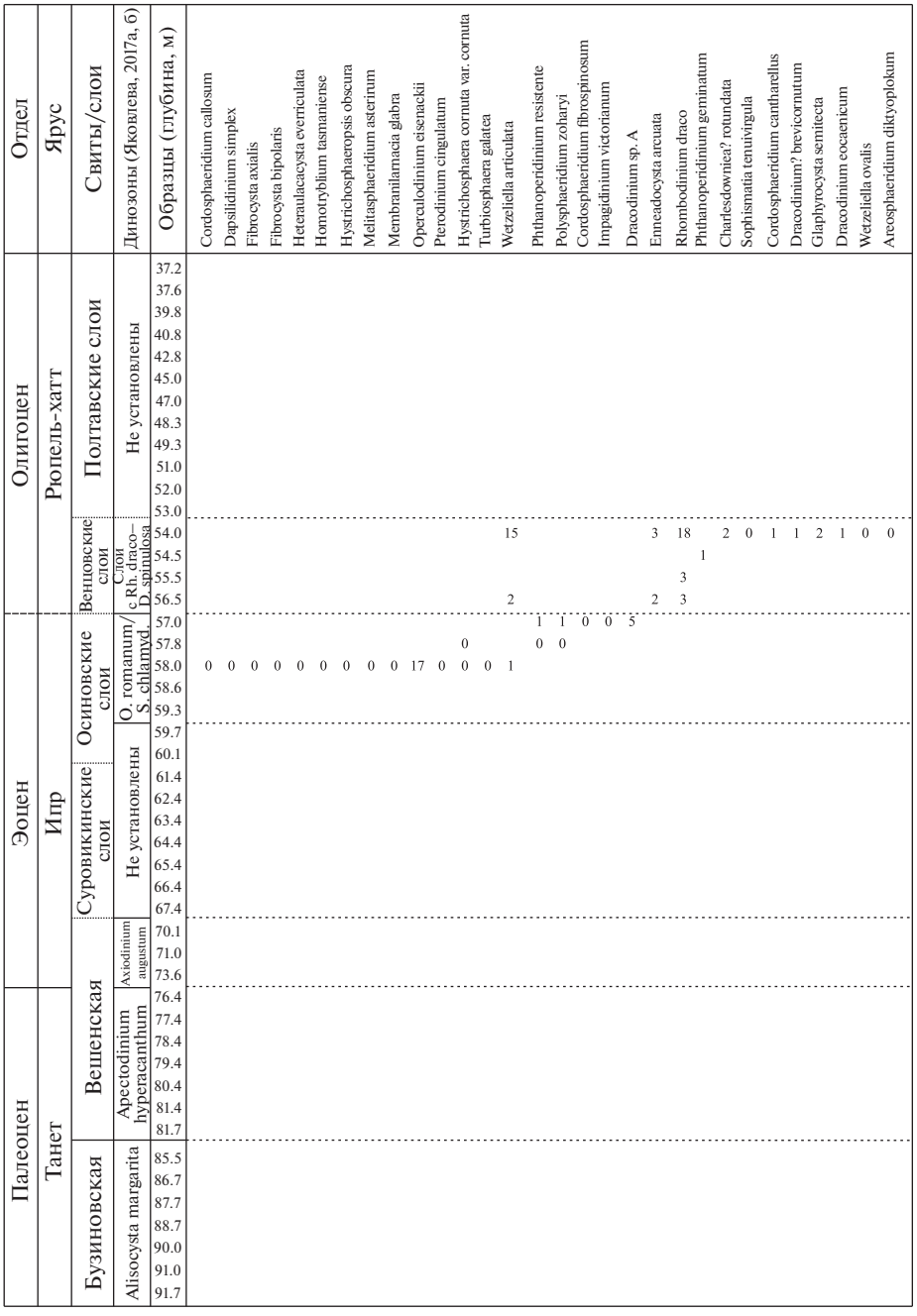


Рис. 4. Окончание

Acantaulax wilsonii, Apteodinium deflandrei, Connexmura fimbriata, Circulodinium distinctum, Alisogymnium euclaense, Dinogymnium acuminatum, D. westralinum, Raetiadinium truncigerum, Exochosphaeridium bifidum, Manumiella cretacea, Odontochitina costata, Laciniadinium rhombiforme, L. arcticum, Lanternosphaeridium lanosum, Spinidinium echinoideum, S. uncinatum, Fromea chytra, Xenascus gochtii, Form 2 sensu Lebedeva. В целом данный комплекс диноцист по таксономическому составу близок к кампанским комплексам Полярного Предуралья, Усть-Енисейского района и Омского прогиба Западной Сибири (Лебедева, 2005, 2007; Lebedeva, 2006; Лебедева и др., 2013). Основываясь на присутствии в комплексе видов Odontochitina costata, Chatangiella vnigrii, Manumiella cretacea, Lanternosphaeridium lanosum и Form 2 sensu Lebedeva, а также отсутствии стратиграфически важного вида Surculosphaeridium? longifurcatum, указанный комплекс может быть предварительно сопоставлен со слоями с Odontochitina costata, установленными в Нижнем Поволжье в верхней части мези-

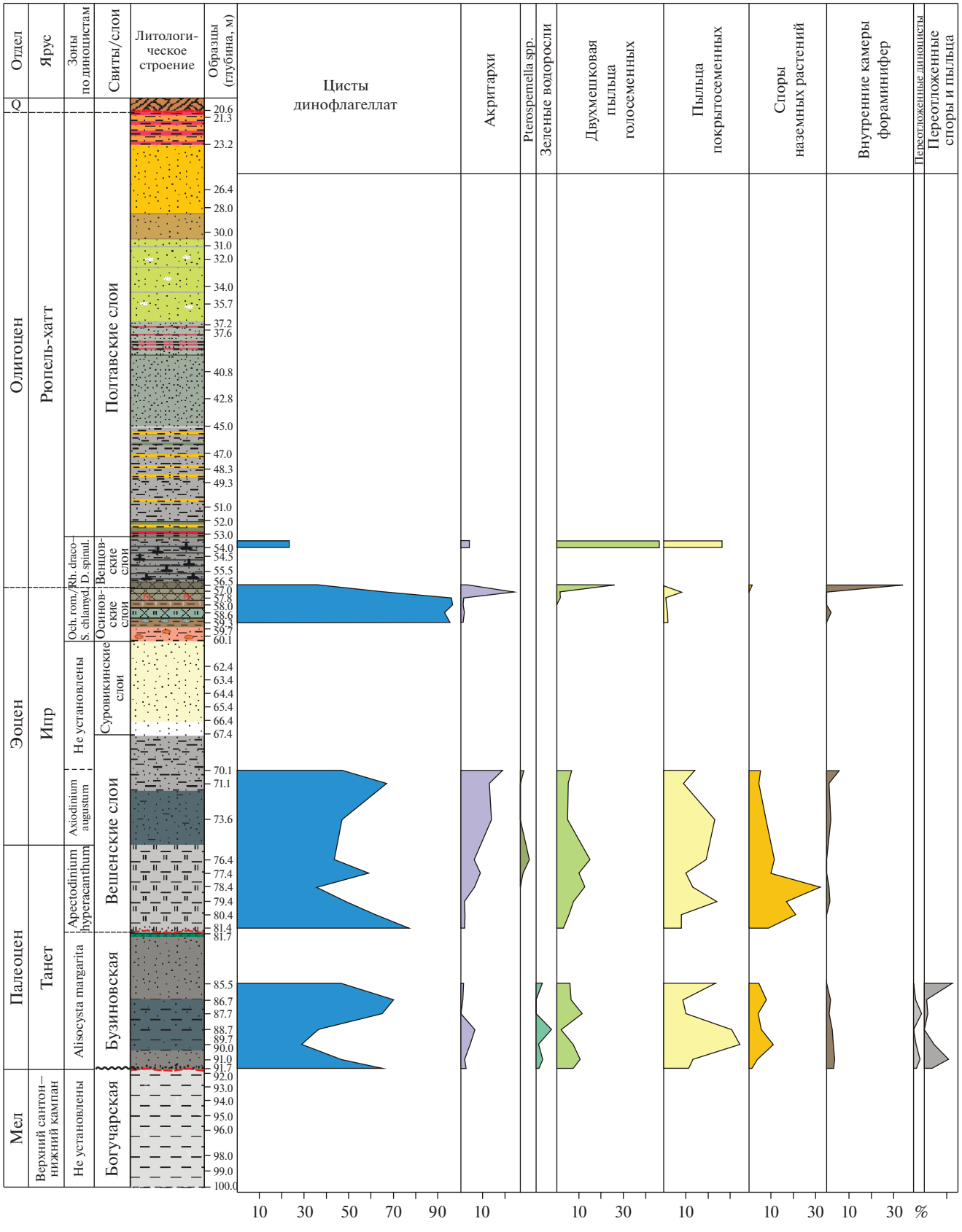


Рис. 5. Количественное распределение основных групп палиноморф в палеогеновой части разреза скв. 1238.

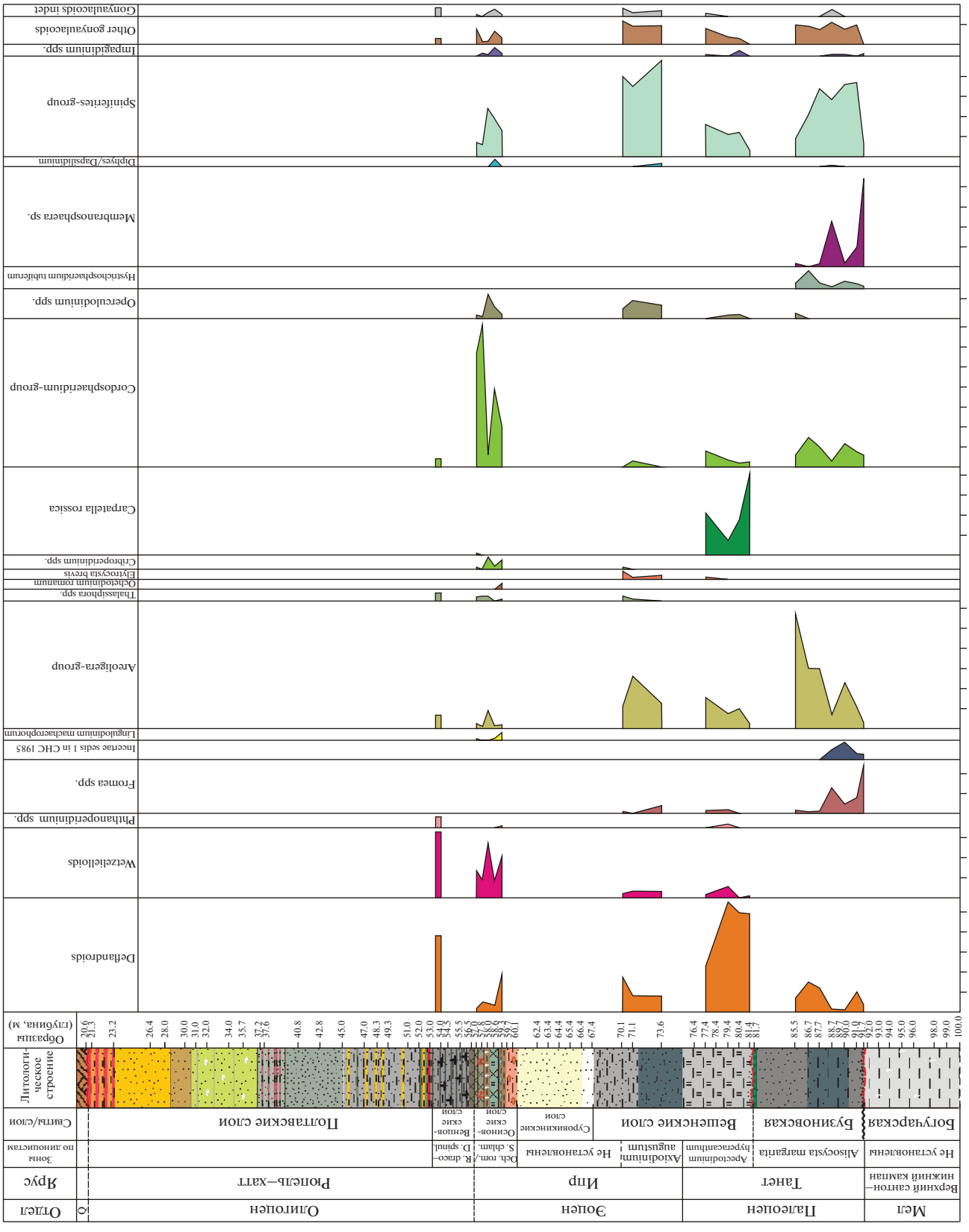


Рис. 6. Количественное распределение экогрупп диноцист в палеогеновой части разреза скв. 1238.

нолапшиновской свиты и нижней части пудовкинской свиты и имеющими возраст, близкий к переходу от сантона к кампану (Александрова и др., 2012). Хотя следует отметить, что в Нижнем Поволжье массовая встречаемость рода Trythirodinium была установлена на более низком стратиграфическом уровне – в верхнесантонской части слоев с Surculosphaeridium? longifurcatum–Heterosphaeridium difficile. Исходя из этого, отложения в интервале 100–91.7 м в скв. 1238 предположительно отнесены к верхнему сантону–нижнему кампану.

В количественном отношении комплекс диноцист из богучарской свиты отличается преобладанием перидиниоидных родов Trythirodinium, Chatangiella и Isabelidinium, что может свидетельствовать о накоплении отложений в прибрежных обстановках с существенным привносом питательных веществ.

В низах палеогеновой части разреза, отнесенных к бузиновской свите (глубина 91.7–85.5 м), выявлен диноцистовый комплекс, в котором присутствуют стратиграфически важные виды Deflandrea oebisfeldensis, Deflandrea denticulata и Alisocysta sp. 2 sensu Heilmann-Clausen, а также представлены виды Areoligera coronata, Areoligera senonensis, Palaeotetradinium minusculum, Trigonopyxidia ginella, Tanyosphaeridium xanthiopyxides, Hystrichosphaeridium tubuferum, Cerodinium cf. medcalfii, Cerodinium speciosum и другие. Присутствие вида Deflandrea denticulata позволяет отнести отложения бузиновской свиты к интервалу диноцистовой зоны Alisocysta margarita из шкал Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), Западной Европы (Powell, 1992) и к интервалу слоев с Alisocysta sp. 2 Поволжья (Александрова, 2013) и, соответственно, датировать вмещающие отложения ранним танетом (~58.5–56.5 млн лет).

Палинологический комплекс из бузиновской свиты характеризуется доминированием цист динофлагеллат (30–70%); количество акритарх и зеленых водорослей не превышает 5%, пыльца покрытосеменных растений варьирует от 10 до 30%, споры наземных растений не превышают 10%. Комплекс цист динофлагеллат, в свою очередь, отличается безусловным доминированием гониаулакоидных групп, среди которых выделяются группы Areoligera (5–55%), Membranosphaera (45–0%), Spiniferites (10–35%), Fromea (до 20%) и Cordosphaeridium (до 15%); наблюдаются единичные находки Impagidinium; перидиниоидные диноцисты, представленные группой deflandroids, составляют не более 15% от комплекса.

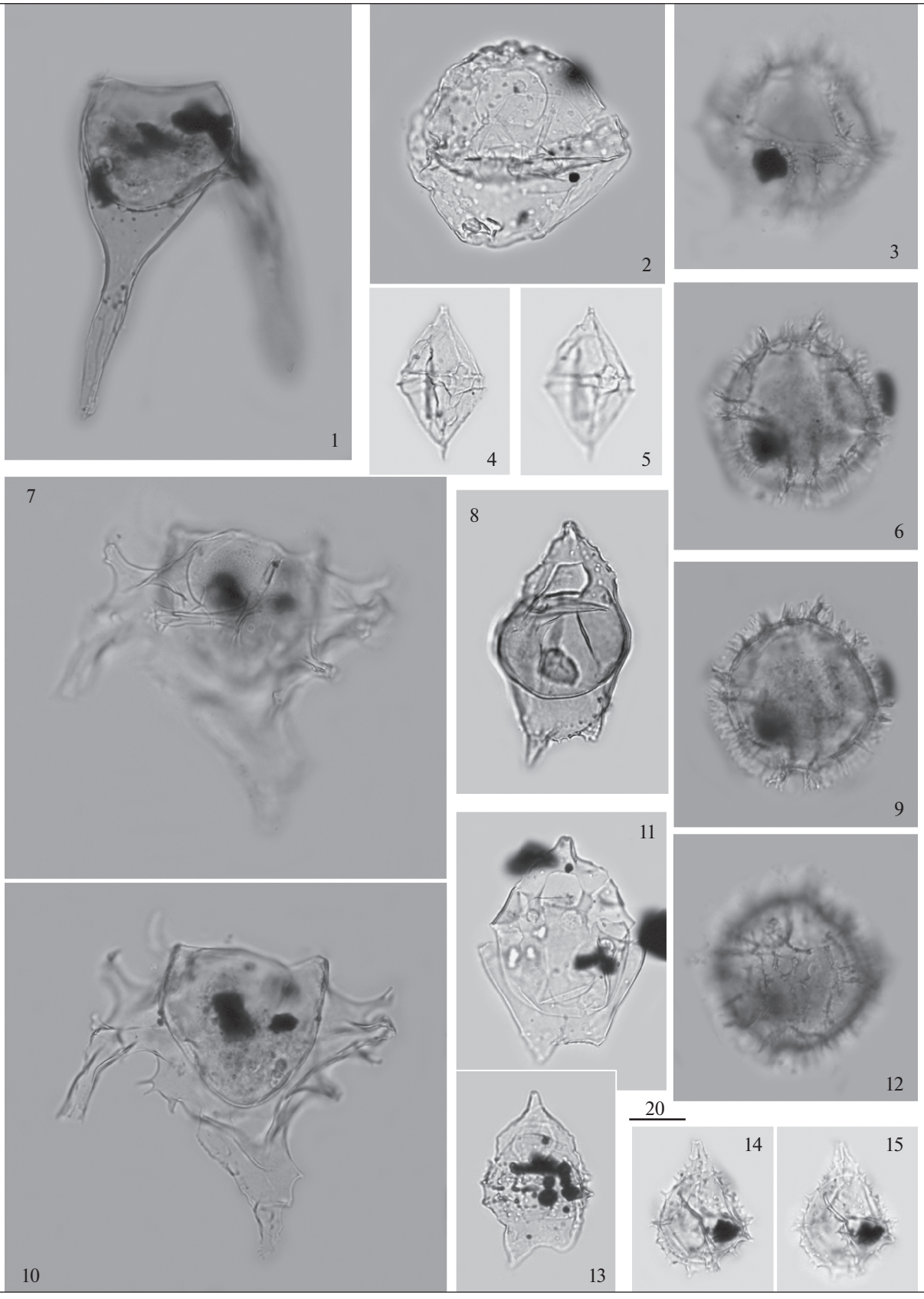
Второй диноцистовый комплекс выявлен в нижней части вешенской свиты (глубина 81.7–76.4 м) по появлению видов Apectodinium homomorphum и Apectodinium quinquelatum и отнесен к интервалу позднетанетской диноцистовой зоны Apectodinium hyperacanthum из зональных шкал Поволжья (Александрова, 2013), Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013) и Западной Европы (Powell, 1992). В комплексе появляются виды Phthanoperidinium crenulatum, Tectatodinium pellitum, Areoligera medusettiformis, Carpatella rossica, Hystrichokolpoma rigaudiae, Melitasphaeridium pseudorecurvatum и другие. Стратиграфический возраст нижней части вешенской свиты – поздний танет (~56.5–55.8 млн лет).

Палинологический комплекс нижней части вешенской свиты характеризуется существенным преобладанием цист динофлагеллат (35–80%), акритархи составляют до 10%, споры наземных растений достигают 30% от комплекса, пыльца покрытосеменных – 7–20%, двухмешковая пыльца голосеменных – в пределах 12%. Диноцистовый комплекс в этом интервале отличается доминированием перидиниоидной группы deflandroids (до 55%) и пиками в содержании гониаулакоидного вида Carpatella rossica (до 40%); группы Areoligera и Spiniferites не превышают 15% каждая; Impagidinium представлен первыми процентами. Доминирование цист дефляндровых и достаточно заметное количество континентальных палиноморф могут, вероятно, свидетельствовать о накоплении нижней части вешенской свиты в морских мелководных обстановках пониженной солености, с привносом питательных веществ с затопляемой суши. К концу интервала соотношения групп диноцист (относительное уменьшение доли дефляндровых и чуть заметное увеличение количества групп Areoligera, Cordosphaeridium и Spiniferites) свидетельствуют о постепенной нормализации солености воды.

В верхней части вешенской свиты (глубина 73.6–70.1 м), по появлению вида Axiodinium augustum, выявлен третий диноцистовый комплекс, соответствующий зоне Axiodinium augustum восточного Пери-Тетиса (Яковлева, 2017). Ассоциация диноцист в этом интервале достаточно разнообразная: здесь отмечены, впервые для данного разреза, виды Apectodinium summissum, Adnatosphaeridium robustum, Caligodinium amiculum,

Таблица I. Диноцисты из сантон-кампанских отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1 – Odontochitina costata (Alberti) Clark et Verdier, гл. 92 м; 2 – Manumiella sp., гл. 92 м; 3, 6, 9, 12 – Cribroperidinium wilsonii subsp. trabeculosum Slimani et Louwye, гл. 92 м; 4, 5 – Laciniadinium firmum (Harland) Morgan, гл. 92 м; 7, 10 – Xenascus ceratioides (Deflandre) Lentin et Williams, гл. 92 м; 8, 11 – Isabelidinium microarmum (McIntyre) Lentin et Willams, 8 – гл. 96 м, 11 – гл. 92 м; 13 – Chatangiella vnigrii (Vozzhennikova) Lentin et Willams, гл. 93 м; 14, 15 – Spinidinium echinoideum (Cookson et Eiselanck) Lentin et Willams, гл. 92 м.

Таблица I



Dapsilidinium pseudocolligerum, Hystrichokolpoma granulatum, Impagidinium dispertitum и др. Интервал между первым и последним появлением вида Axiodinium augustum характеризует зону Apectodinium (=Axiodinium) augustum Западной Сибири (Яковлева, Александрова, 2013), Южной Англии (Powell et al., 1996), подзону D5A Северо-Западной Европы (Costa, Manum, 1988), зону Viborg-6 в Дании (Heilmann-Clausen, 1988) и подзону P6b в Северном море (Mudge, Bujak, 1994).

Известно, что во многих регионах мира основание зоны Apectodinium (=Axiodinium) augustum совпадает с началом события изотопной аномалии углерода (CIE – carbon isotope excursion), ассоциирующимся с коротким геологическим событием (~200000 лет) – палеоцен-эоценовым термическим максимумом (ПЭТМ), а верхняя граница зоны оказывается чуть моложе окончания CIE и, следовательно, чуть моложе события ПЭТМ (Frieling et al., 2014; Shcherbinina et al., 2016). Исходя из того, что интервал зоны Ax. augustum большей частью соответствует событию ПЭТМ (~55.8–55.6 млн лет) и связанному с ним глобальному событию CIE, мы предполагаем, что возраст верхней части вешенской свиты – инициальный ипр (~55.8–55.6 млн лет).

Палинологический комплекс внутри этого интервала характеризуется доминированием цист динофлагеллат (50–70%), относительным увеличением доли акритарх (до 25%). Пыльца покрытосеменных составляет от 25 до 10%, споры наземных растений и двухмешковая пыльца хвойных не превышают 5–10% каждая. Внутри комплекса цист динофлагеллат доминируют гониаулакоидные группы Spiniferites (~35–45%), Areoligera (10–25%), Operculodinium (до 10%). Перидиниоидные диноцисты группы дефляндровых составляют не более 15%, а Apectodinium spp. представлены первыми процентами. Подобные соотношения морских и континентальных палиноморф, а также доминирование Spiniferites и Areoligera в ассоциациях диноцист свидетельствуют об открытых нормальносоленых морских условиях и трансгрессивном этапе в развитии бассейна.

Внутри интервала скважины 67.4–59.7 м, отнесенного к суровикинским слоям, палиноморфы практически отсутствуют. Здесь отмечены только единичные находки видов Areoligera coronata, Corodosphaeridium gracile, Spiniferites ramosus и Hystrichosphaeridium tubiferum, имеющих широкий стратиграфический интервал распространения.

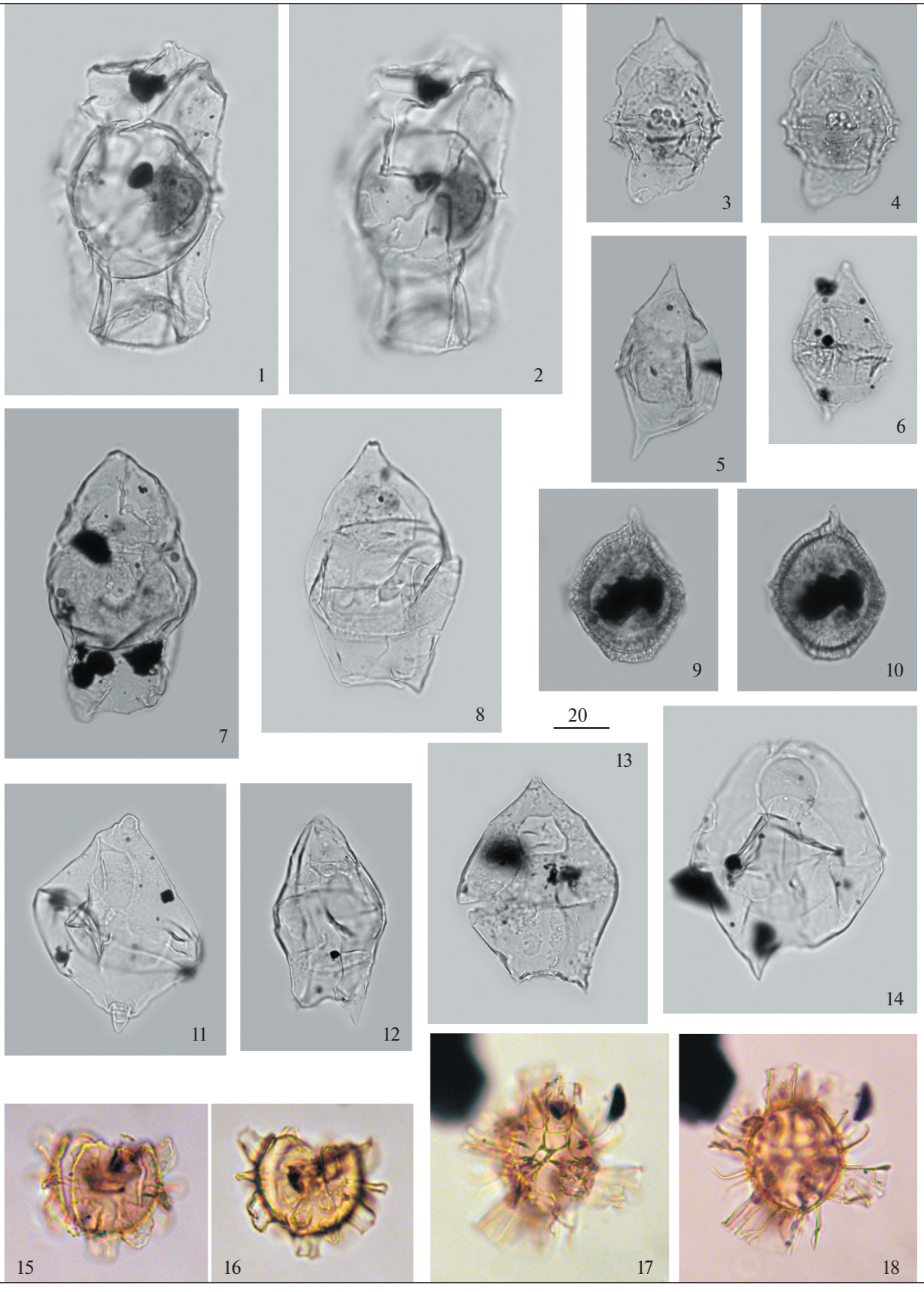
Четвертый диноцистовый комплекс выявлен внутри осиновских слоев в интервале глубин 59.3–57.0 м. По присутствию видов Ochetodinium romanum, Piladinium columna и Samlandia chlamydophora этот таксономически разнообразный (более 85 таксонов) и количественно представительный комплекс соответствует диноцистовой зоне Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora из шкалы восточного Пери-Тетиса (Яковлева, 2017). Внутри интервала также отмечены виды Samlandia chriskingii, Areoligera sentosa-group, Heteralaucacysta everriculata, Homotryblium tasmaniense, Wetzeliella articulata, Hystrichosphaeropsis obscura, Membranilarnacia glabra, Thalassiphora gracilis, Turbiosphaera galatea и другие. Стратиграфический возраст этой части осиновских слоев – средний ипр (~51.3–50.8 млн лет).

Палинологический комплекс в интервале 59.3–57.0 м практически полностью представлен цистами динофлагеллат (более 95%), внутренние камеры фораминифер и пыльца покрытосеменных составляют первые проценты. Только в верхах осиновских слоев на глубине 57.0 м наблюдаются заметные изменения в количестве акритарх (~24%). Диноцистовый комплекс, прежде всего, характеризуется существенными изменениями в содержании группы Cordosphaeridium – от доминирования (20–71%) до незначительного присутствия (4–6%); перидиниоидные диноцисты (deflandroids и wetzelielloids) составляют здесь до 19 и 20% соответственно; содержание группы Spiniferites колеблется от 6 до 19%, и она практически отсутствует в верхах пачки (глубина 57.0 м); Impagidinium (прежде всего Impagidinium wardii) достигает ~5% комплекса. Подобные характеристики палинологического комплекса могут свидетельствовать об очередном, среднеипрском, трансгрессивном цикле в истории бассейна и накоплении осиновских слоев в достаточно мелководных условиях с нормальной соленостью, но, учитывая заметное присутствие перидиниодных групп в диноцистовом комплексе, можно предположить привнос питательных веществ с затопляемой суши.

Пятый диноцистовый комплекс выявлен в венцовских слоях в интервале 56.5–54.0 м и отнесен нами к слоям с Rhombodinium draco и Deflandrea spinulosa. Он характеризуется присутствием видов Rhombodinium draco, Wetzeliella ovalis, Gla-

Таблица II. Диноцисты из сантон-кампанских отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 2 – Hystrichosphaeropsis quasicribrata (Wetzel) Gocht, гл. 92 м; 3, 4 – Chatangiella vnigrii (Vozzhennikova) Lentin et Willams, гл. 96 м; 5 – ?Alterbidinium sp., гл. 92 м; 6 – Subtilisphaera perlucida (Alberti) Jain et Millepied, гл. 96 м; 7, 12 – Isabelidinium sp., гл. 92 м; 8 – Isabelidinium pellucidum (Deflandre et Cookson) Lentin et Willams, гл. 92 м; 9, 10 – Apteodinium deflandrei (Clarke et Verdier) Lucas-Clarck, гл. 92 м; 11, 14 – Isabelidinium acuminatum (Cookson et Eisenack) Stover et Evitt, 11 – гл. 92 м, 14 – гл. 93 м; 13 – Isabelidinium microarmum (McIntyre) Lentin et Willams, гл. 93 м; 15, 16 – Alisocysta sp. 2 sensu Heilmann-Clausen, 1985, гл. 90 м; 17, 18 – Conneximura fimbriata (Morgenroth) May, гл. 86.7 м.

Таблица II



phyrocysta semitecta, Areosphaeridium diktyoplokum, Charlesdowniea? rotundata и Phthanoperidinium geminatum, первая совместная встречаемость которых в восточном Пери-Тетисе наблюдается в конце лютета и бартоне на уровне диноцистовой зоны Rhombodinium draco (Яковлева, 2017). Однако сравнение этого комплекса со средне- и верхнеэоценовыми комплексами диноцист, установленными в разрезах Северной Украины, Воронежской антеклизы, Скифской плиты, показывает их существенные различия (Запорожец, 1998, 2001; Орешкина, Яковлева, 2007; Андреева-Григорович, Шевченко, 2007; Андреева-Григорович и др., 2011; Александрова и др., 2011; Васильева, 2013, 2019; Iakovleva, 2015). Так, преобладание Rhombodinium draco, Deflandrea spinulosa, частая встречаемость Thalassiphora pelagica и Wetzeliella articulata позволяют сопоставлять комплекс диноцист из венцовских слоев скв. 1238 с подзоной Rhombodinium draco зоны Chiropteridium partispinatum, установленной ранее в переходном интервале от соленовской к калмыцкой свите в Ергенях в разрезе скв. 45А (инт. 130–94 м; Запорожец, 1998), а также в верхнеморозкинской подсвите–нижней части баталпашинской свиты в разрезе по р. Белая в Предкавказье (Запорожец, Ахметьев, 2017), где вмещающие отложения датируются поздним рюпелем–ранним хаттом (Запорожец, 1998; Запорожец, Ахметьев, 2017; Застрожнов и др., 2019). Следует отметить, что Н.И. Запорожец указывает массовое количество переотложенных диноцист палеогена и даже мезозоя внутри диноцистового комплекса, соответствующего подзоне Rhombodinium draco в различных частях Пери-Тетиса. Вполне возможно, что и в диноцистовом комплексе венцовских слоев часть таксонов может быть переотложена. Выявленный комплекс диноцист из венцовских слоев близок и к комплексу диноцист из пограничного интервала рюпеля и хатта в Датском бассейне (Śliwińska et al., 2012).

В большей части полтавских слоев, представленных песками с подчиненными прослоями глин, выявлены крайне немногочисленные ассоциации палиноморф; лишь палинологическая ассоциация с глубины 54.0 м (слой алевролитов) оказалась количественно представительной: здесь отмечена заметная смена доминирующих групп палиноморф по сравнению с нижележащими породами: преобладание двухмешковой пыльцы хвойных (46%), приблизительно равное содержание пыльцы покрытосеменных (26%) и цист динофлагеллат (23%) и совсем малое (4%) содержание акритарх. Комплекс диноцист при этом характеризуется абсолютным доминированием перидиниоидных групп – deflandroids (38%), wetzelielloids (33%) и Phthanoperidinium (5%); гониаулакоидные диноцисты представлены в малых количествах. Подобные соотношения групп палиноморф позволяют предполагать накопление низов полтавских слоев в условиях прибрежных обстановок пониженной солености с существенным привносом питательных веществ.

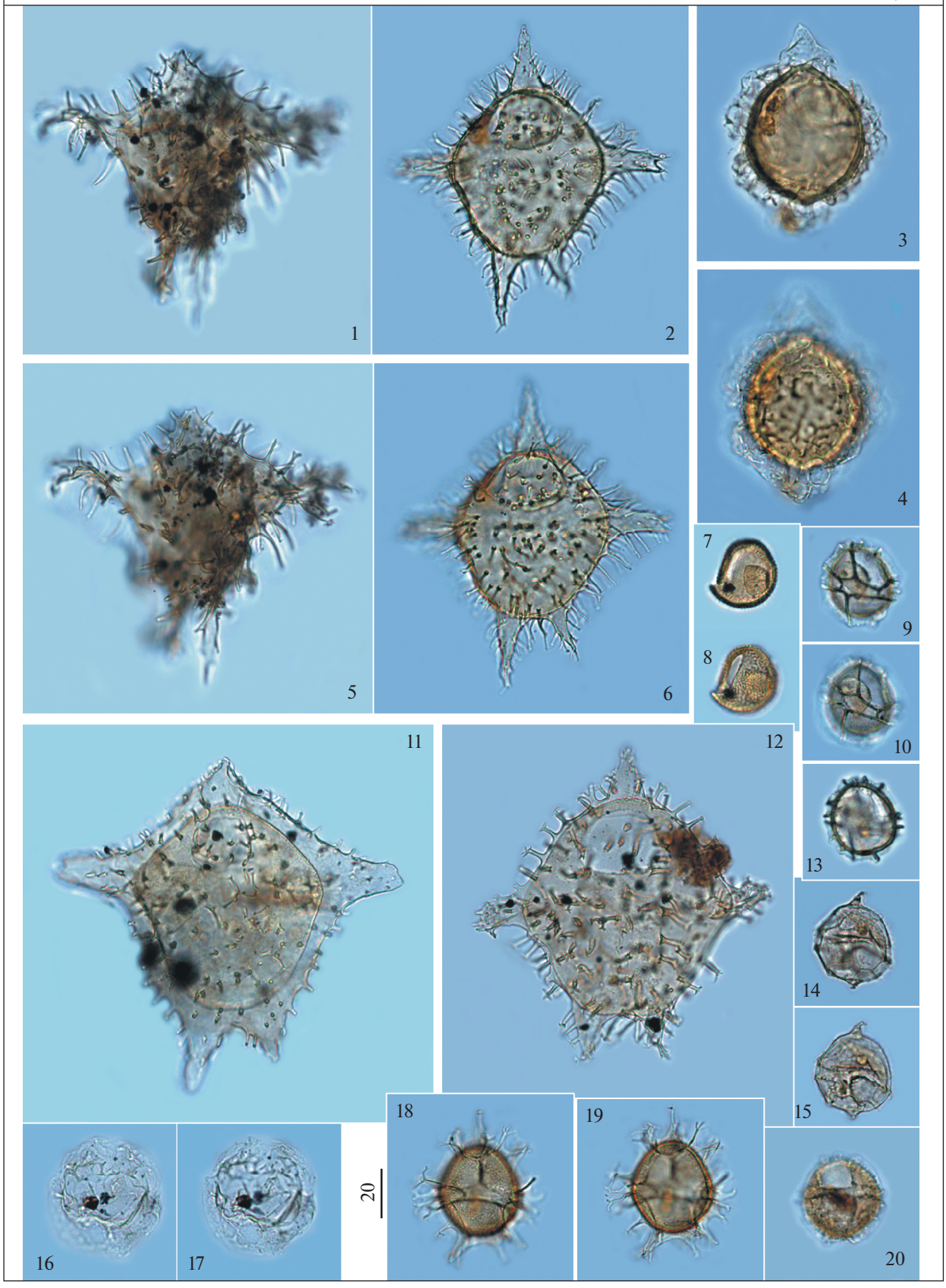
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изначально Г.П. Леонов (1936, 1939) расчленил палеогеновые отложения бассейна Среднего Дона на пять свит, имевших цифровое наименование (I–V; рис. 2), а позднее либо заменил эти свиты вспомогательными местными стратиграфическими подразделениями (слоями), либо выделил слои внутри своих свит (Леонов, 1961). Так, свита I стала соответствовать бузиновским слоям, сопоставлявшимся с пролейской свитой Нижнего Поволжья; свита II была подразделена на вешенские и суровикинские слои, соответствовавшие подсвитам царицынской свиты Нижнего Поволжья; в свите III были выделены осиновские и чирские слои, сопоставлявшиеся со сталинградской свитой (мечеткинскими и елшанскими слоями соответственно) Нижнего Поволжья; наконец, свита IV была разделена на киевские и харьковские слои из унифицированной схемы палеогена Северной Украины, которые Г.П. Леонов сопоставлял с аксайскими слоями и нижней частью балыклейских слоев Поволжья. Выше по разрезу Г.П. Леонов выделил лучинские слои, которые опять же сопоставлялись им с верхней частью балыклейских слоев Поволжья. Самая верхняя часть палеогеновой толщи – свита V была отнесена к венцовским слоям, сопоставлявшимся с майкопской свитой Нижнего Поволжья, и так называемым “полтавским” слоям, соответствовавшим, с долей условности, полтавской серии Украины.

Для расчленения палеоцена и нижнего эоцена В.П. Семеновым (1965) было принято большинство вспомогательных местных стратиграфических подразделений, введенных ранее Г.П. Леоновым (1961), таких как бузиновские, вешенские и суровикинские слои, но при этом они были переведены этим авто-

Таблица III. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 5 – Axiodinium augustum (Harland) Williams et al., гл. 70.1 м; 2, 6 – Dracodinium samlandicum (Eisenack) Costa et Downie, гл. 59.3 м; 3, 4 – Samlandia chlamydophora Eisenack, гл. 59.3 м; 7, 8 – Cerebrocysta bartonensis Bujak, гл. 59.3 м; 9, 10, 13 – Impagidinium wardii Iakovleva et Heilmann-Clausen, гл. 58.0 м; 11 – Dracodinium brevicornutum (Heilmann-Clausen) Williams et al., гл. 54.0 м; 12 – Dracodinium sp., археопиль латиепелиформный, гл. 58.0 м; 14, 15 – Phthanoperidinium sp., гл. 58 м; 16, 17 – Membranilarnacia compressa Bujak, гл. 58 м; 18, 19 – Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell, гл. 59.3 м; 20 – Ochetodinium romanum Damassa, гл. 59.3 м.

Таблица III



ром в ранг свит (рис. 2). В.П. Семенов также ввел две новые свиты – кумовскую (самые низы палеогеновой толщи) и шептуховскую. Кумовская, бузиновская, вешенская и суровикинская свиты были объединены В.П. Семеновым в донскую серию (нижний палеоцен–начало нижнего эоцена). В свою очередь, впервые установленная В.П. Семеновым шептуховская свита (верхняя часть нижнего эоцена), а также среднеэоценовые хрипуновская и осиновская свиты объединились в богучарскую серию. Что касается верхнего эоцена, то здесь В.П. Семенов ввел для Среднего Дона сергеевскую, тишкинскую и касьяновскую свиты, а для олигоцена – кантемировскую и журавкинскую свиты. Возраст указанных свит основывался в основном на сравнении выявленных комплексов малакофауны с комплексами из Приднепровья (Украина). Позднее в схеме 1975 г. для Воронежской антеклизы все указанные свиты были приведены в ранге региональных горизонтов (Семенов, 1975). Следует отметить, что впервые установленные В.П. Семеновым в нижнем и среднем эоцене свиты в значительной мере имеют очень близкий литологический состав и схожие комплексы фауны, а в своем наиболее типичном виде распространены на территории, расположенной западнее Преддонецкой моноклинали, которая, начиная с принятия унифицированной схемы 2000 г., уже отнесена к СФЗ Воронежской антеклизы, тогда как для субрегиона восточной части Большого Донбасса сохранены только бузиновский и вешенский горизонты из схемы Семенова (1975).

В изученном нами разрезе скв. 1238 верхнесантонские–нижнекампанские отложения перекрываются морскими верхнепалеоценовыми (нижний танет) отложениями бузиновской свиты. Исходя из этого, можно сделать вывод о существовании очень крупного (порядка 13 млн лет) перерыва в осадконакоплении, соответствующего маастрихту–зеландию. Отсутствие датско-зеландских отложений в районе бурения скв. 1238 свидетельствует, скорее всего, о достаточно приподнятом положении этой части Русской плиты в раннем палеоцене.

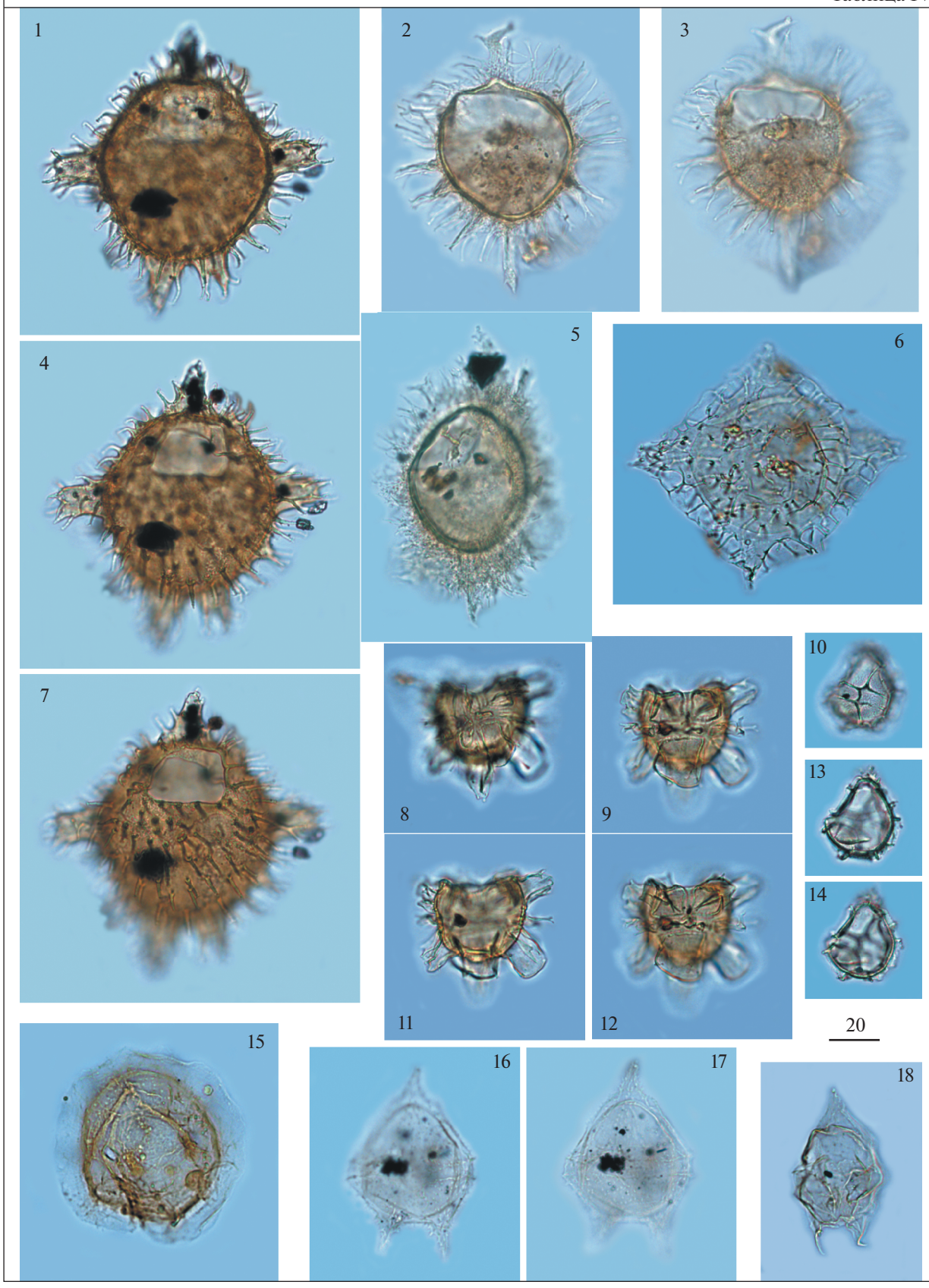
Бузиновская свита представлена в Преддонецкой моноклинали толщей (8–16 м) мелкозернистых зеленовато-серых глауконит-кварцевых песков с непостоянными прослоями кремнистого песчаника; в средней части толщи присутствует горизонт неокатанных желваков фосфорита, ниже которого иногда отмечается второй фосфоритовый горизонт небольшой мощности (Леонов, 1961). В своем типовом виде свита распространена лишь в пределах Преддонецкой моноклинали, а западнее устья р. Тихая и на территории Воронежской антеклизы эта свита не установлена.

Исследование окрестностей села Верхняя Бузиновка, являющегося стратотипическим районом для бузиновских слоев (Леонов, 1961), показало, что здесь имеется только один естественный выход палеогена, в котором наблюдается лишь верхняя часть бузиновской свиты с видимой мощностью 6.2 м, а также ее контакт с вышележащей вешенской свитой (рис. 7а, 7б). Бузиновская свита представлена пачкой песков тонко- и мелкозернистых, кварцево-глауконитовых, с горизонтом фосфоритов (0.5 м) в нижней части. В кровле свиты отмечена биотурбация в виде окремнелых ходов илоедов (диаметром до 1.5 см). Выше по неровной трансгрессивной границе залегает вешенская свита, в базальной части сложенная опокой темно-серой, массивной, плотной, дающей отчетливую бровку в стенке.

Западнее, в районе хутора Бирюковский, имеется одно из немногих наиболее полных обнажений нижней части бузиновской свиты (рис. 7в, 7г). В этом разрезе отчетливо видно ритмично-цикличное строение низов бузиновской свиты: она представлена толщей песков кварцево-глауконитовых, зеленовато-серых, разнозернистых, с преобладанием средне- и мелкозернистых, с редкими включениями гравия кварца, трансгрессивно залегающих на писчем меле. Подошва свиты неровная, базальный горизонт (8–10 см) представлен темными глинами с мелкими фосфоритами, окатанной уплощенной галькой, переотложенными белемнитами. Пески заключают в себе прослои песчаников серых, слабослюдистых, крепких. В видимой кровле свиты залегает пачка желваковых фосфоритов с многочисленными включениями (диаметром до 10 мм) кварца и черных алевролитов, к кровле переходящая в плиту пластовых фосфоритов и содержащая обломки раковин моллюсков. Мощность бузиновской свиты составляет 5 м. Исходя из данных Г.П. Леонова о том, что фосфоритовые горизонты наблюдаются в средней части бузиновской свиты, нами предполагается размыв верхней части свиты в разрезе хутора Бирюковский. Бузиновская свита трансгрессивно, со следами размыва в виде многочисленного гравия кварца, гнезд песка, перекрывается вешенской свитой. Близкое строение имеет бузиновская

Таблица IV. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 4, 7 – Dracodinium samlandicum (Eisenack) Costa et Downie, гл. 58 м; 2, 3 – Fibrocysta bipolaris (Cookson et Eisenack) Stover et Evitt, гл. 59.3 м; 5 – Fibrocysta essentialis (De Coninck) Brinkhuis et Zachariasse, гл. 59.3 м; 6 – Charlesdowniea coleothrypta (Williams et Downie) Lentin et Vozzhennikova, гл. 59.3 м; 8, 9, 11, 12 – Hystrichokolpoma spinosum Wilson, гл. 59.3 м; 10, 13, 14 – Impagidinium wardii Iakovleva et Heilmann-Clausen, гл. 57.8 м; 15 – Heteraulacacysta leptalea Eaton, гл. 59.3 м; 16, 17 – Deflandrea denticulata Alberti, гл. 70.1 м; 18 – Deflandrea cf. denticulata Alberti, гл. 59.3 м.

Таблица IV



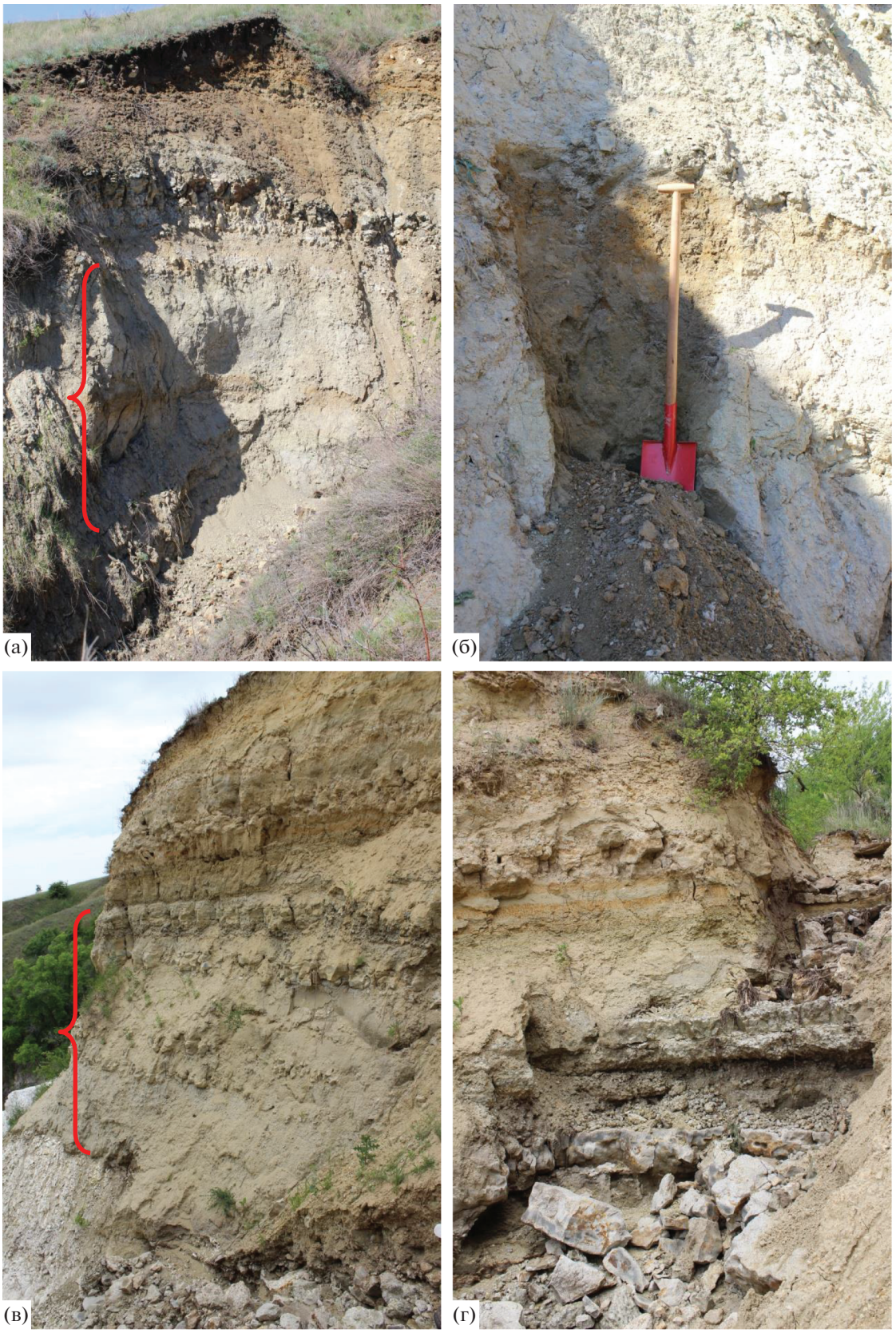


Рис. 7. Фотографии разрезов бузиновской свиты Преддонецкой моноклинали.
(а) – обнажение верхней части бузиновской свиты в районе с. Верхняя Бузиновка; (б) – расчистка в верхней части бузиновской свиты в районе с. Верхняя Бузиновка; (в) – обнажение нижней части бузиновской свиты в районе хутора Бирюковский; (г) – фосфоритовый горизонт и контакт бузиновской и вешенской свит в районе хутора Бирюковский.

свита и в районе с. Кумовка, где, однако, крайне плохо обнажена.

В схеме 2000 г. бузиновский горизонт содержит комплекс моллюсков с Lyostrea reussi, бентосные фораминиферы зоны BF3, спорово-пыльцевой комплекс SP3 и отвечает нижнему танету (Ахметьев, Беньямовский, 2003), что теперь подтверждается и нашими данными изучения диноцист. Основываясь на новых палинологических данных, свидетельствующих о соответствии бузиновской свиты интервалу раннетанетской диноцистовой зоны Alisocysta margarita, указанная свита может быть сопоставлена с саратовской свитой Ульяновско-Саратовского прогиба и Прикаспийской синеклизы, а также с нижнетанетской новоузенской свитой Прикаспия (Унифицированная..., 2015). По данным палинологического изучения скв. 1238, бузиновская свита накапливалась во время трансгрессии, в условиях внутренней неритической зоны с нормальной соленостью.

Вешенская свита мощностью до 15 м, перекрывающая бузиновскую, сложена плотными песчаными опоковидными или трепеловидными глинами, часто в той или иной степени фациально замещающимися глинистыми, рыхлыми, иногда опоковидными песчаниками или плотными глинистыми песками (Леонов, 1961). В районе южного окончания Доно-Медведицкого вала глины переходят в неоднородные кварцево-глауконитовые пески с прослоями аналогичных песчаников. Свита трансгрессивно залегает на различных горизонтах нижележащих отложений, а ее подошва характеризуется появлением гравийного и галечникового материала. Вешенская свита имеет более широкое распространение, нежели бузиновская свита, – на западе до г. Богучара, на севере – до г. Новохоперска. В схеме 2000 г. вешенский горизонт содержит комплекс моллюсков с Arctica (=Cyprina) morrisi, бентосные фораминиферы зоны BF3, спорово-пыльцевой комплекс SP3 и отвечает верхнему танету (Ахметьев, Беньямовский, 2003).

Выходы вешенской свиты широко распространены в районе Преддонецкой моноклинали и выявлены нами в районе сел Кумовка, Верхняя Бузиновка, Суровикино, хуторов Бирюковский и Калининский, а также в стратотипической местности в окрестностях станицы Базковской. Во всех перечисленных обнажениях присутствуют только отдельные части свиты, полного разреза наблюдать, к сожалению, не удалось (рис. 8а, 8б). В целом наши наблюдения подтверждают данные Г.П. Леонова: формирование вешенской свиты происходило на фоне продолжающейся трансгрессии в открытых нормально-морских условиях.

По полученным палинологическим данным, в нижней части вешенской свиты скв. 1238 (инт. 81.7–76.4 м) выявлен комплекс диноцист, соответствующий интервалу позднетанетской зоны Apectodinium hyperacanthum. Это действительно доказывает позднетанетский возраст вмещающих отложений, но лишь для нижней части свиты. Исходя из данных изучения цист динофлагеллат, нижняя часть вешенской свиты сопоставляется нами с верхнетанетскими отложениями камышинской свиты Ульяновско-Саратовского прогиба (Александрова, 2013; Унифицированная..., 2015) и нальчикской свиты Северного Кавказа (Shcherbinina et al., 2016). Что касается верхней части свиты, вскрытой скв. 1238, то эти отложения соответствуют интервалу диноцистовой зоны Axiodinium (=Apectodinium) augustum инициального эоцена. Эта часть вешенской свиты может быть сопоставлена в пределах Пери-Тетиса с одновозрастными отложениями нальчикской свиты Северного Кавказа (Shcherbinina et al., 2016), бостандыкской свиты Северного и Центрального Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010а; Vasilyeva, Musatov, 2012), пролейской свиты Волгоградской области (Александрова и др., 2011), песчано-глинистой толщи Восточного Крыма (Александрова, Щербинина, 2011) и калининской свиты Поволжья (балка Дюпа; Aleksandrova, Radionova, 2006). Более того, согласно данным Т.В. Орешкиной и др. (неопубликованные данные), в скважине, пробуренной на крайнем западе Преддонецкой моноклинали (окрестности г. Богучар Воронежской области) (рис. 1), вскрыт более высокий интервал вешенской свиты, соответствующий интервалу диноцистовой зоны Stenodinium meckelfeldense раннеипрского возраста (~54.8–53.4 млн лет). Таким образом, основываясь на данных изучения диноцист, общий возраст вешенской свиты может быть оценен как поздний танет–часть раннего ипра (~56.5–53.4 млн лет).

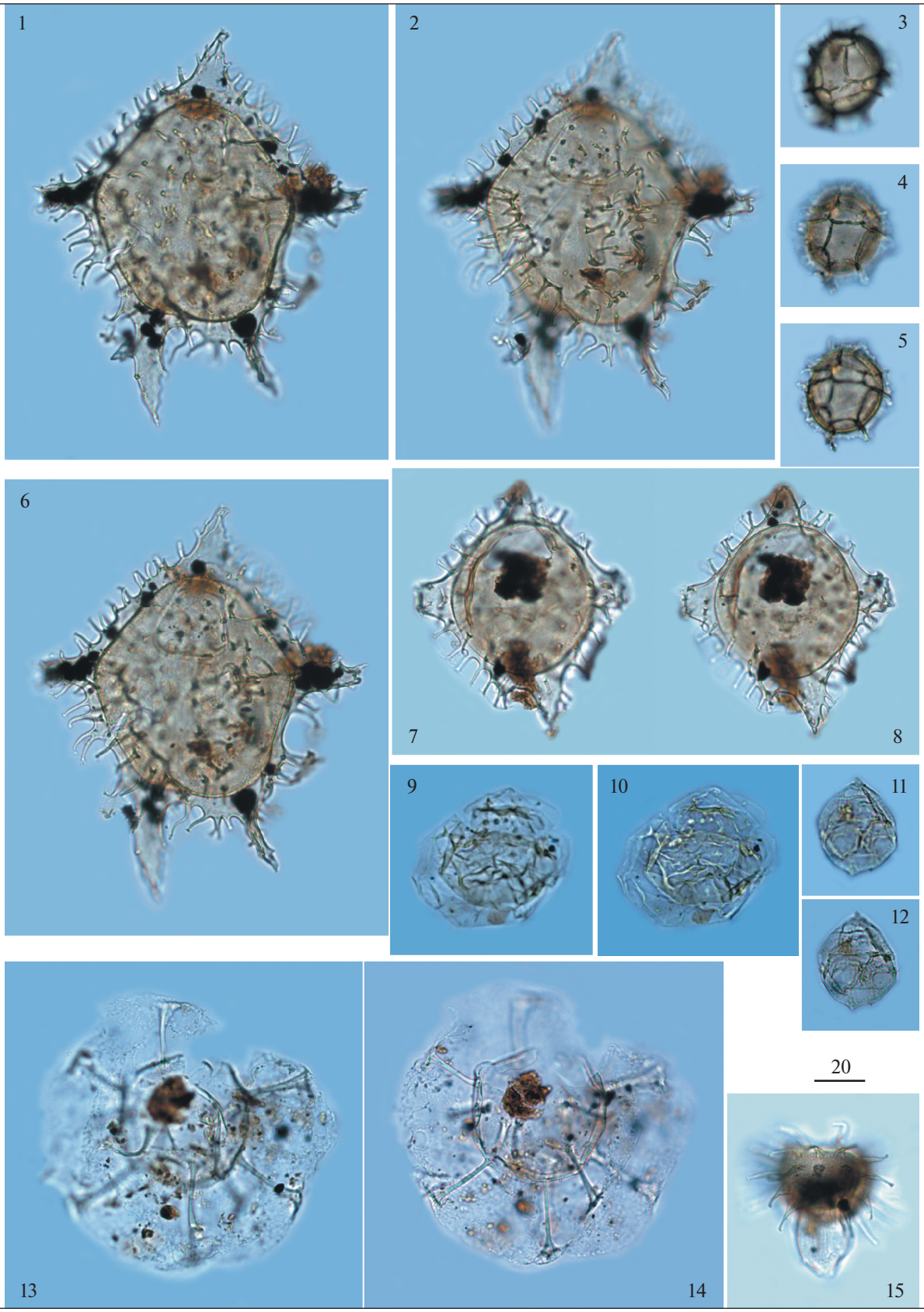
Суровикинские слои мощностью 8–10 м, перекрывающие в изучаемом регионе вешенскую свиту, представлены толщей кварцевых песков светло-серых и желтоватых, средне-мелкозернистых, мучнистых, слабоглауконитовых в нижних горизонтах, с невыдержанными прослоями и линзами плотных кремнистых песчаников (Леонов, 1961). Начиная с 1950-х годов, суровикинские слои относились к нижнему эоцену и сопоставлялись с нижними частями бахчисарайской свиты Крыма и каневской свиты Украины, а также с верхнецарицынскими слоями Волгоградского Поволжья (Леонов, 1939, 1961; Семенов, 1965, 1975; Геология..., 1969; Стратиграфическая..., 1987).

В ходе недавних полевых работ полные выходы суровикинских слоев не были обнаружены; лишь в разрезе у с. Суровикино удалось зафиксировать их контакт с вешенской свитой (рис. 8в), а у с. Кумовка был выявлен изолированный выход, скорее всего, средней части суровикинских слоев. Следует отметить, что в разрезе у с. Суровикино присутствует горизонт с многочисленными ходами и норами декапод с выраженной бугорча-

Рис. 8. Фотографии разрезов вешенской свиты, суровикинских и “полтавских” слоев Преддонецкой моноклинали. (а) – обнажение верхней части вешенской свиты в районе с. Кумовка; (б) – обнажение нижней части вешенской свиты в районе станицы Базковской; (в) – контакт вешенской свиты и суровикинских слоев в районе с. Суровикино; (г) – горизонт с ходами и норами декапод в суровикинских слоях в районе с. Суровикино; (д) – биотурбация в “полтавских” слоях в районе станицы Базковской; (е) – пологая косая слоистость в “полтавских” слоях в районе станицы Базковской.

Таблица V. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 2, 6 – Axiodinium prearticulatum Williams et al., гл. 58.0 м; 3–5 – Impagidinium wardii Iakovleva et Heilmann-Clausen, гл. 58.0 м; 7, 8 – Dracodinium sp. A, археопиль латиепелиформный, гл. 58.0 м; 9, 10 – Membranilarnacia compressa Bujak, гл. 59.3 м; 11, 12 – Phthanoperidinium sp., гл. 58.0 м; 13, 14 – Eatonicysta ursulae (Morgenroth) Stover et Evitt, гл. 58.0 м; 15 – Diphyes pseudoficusoides Bujak, гл. 58.0 м.

Таблица V



той скульптурой, весьма близких к ихновиду Ophiomorpha nodosa, описанному ранее из калининской свиты раннего ипра Поволжья (Янин, Беньямовский, 2018) (рис. 8г). Основываясь на литологическом строении суровикинских слоев, можно предположить, что их формирование происходило в мелководных палеообстановках.

К сожалению, в скв. 1238 суровикинские слои оказались охарактеризованы буквально единичными диноцистами, которые не позволяют уточнить возраст вмещающих отложений. В разрезе скважины они занимают промежуточное положение между верхнетанетской–нижнеипрской вешенской свитой и осиновскими слоями с комплексом диноцист зоны Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora среднего ипра, что в целом подтверждает раннеипрский возраст суровикинских слоев.

Вышележащие осиновские слои в пределах Преддонецкой моноклинали залегают трансгрессивно, что подтверждается и нашими палинологическими данными. В регионе основание этих слоев характеризуется наличием грубозернистых пород и присутствием одного или двух прослоев кремнистого песчаника; выше по разрезу эти породы сменяются пачкой коричневатых глин или тонкозернистых песков (4–5 м), которые, в свою очередь, перекрываются толщей неоднородных зеленовато-серых, уплотненных, тонкозернистых, кварц-глауконитовых песков мощностью до 8–10 м, сменяющихся выше по разрезу среднезернистыми кварцевыми песками (Леонов, 1961). Палеонтологически осиновские слои не охарактеризованы.

Отметим, что в ходе полевых исследований в районе Преддонецкой СФЗ естественные выходы осиновских слоев не обнаружены. Исходя из литологического строения этих слоев, в разрезе скв. 1238 в интервале 60.5–57.0 м вскрыта только нижняя часть слоев, а более высокие горизонты, вероятно, размыты. Полученные нами палинологические данные в разрезе скв. 1238 (глубина 60.5–57.4 м; зона Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora) свидетельствуют о среднеипрском возрасте осиновских слоев.

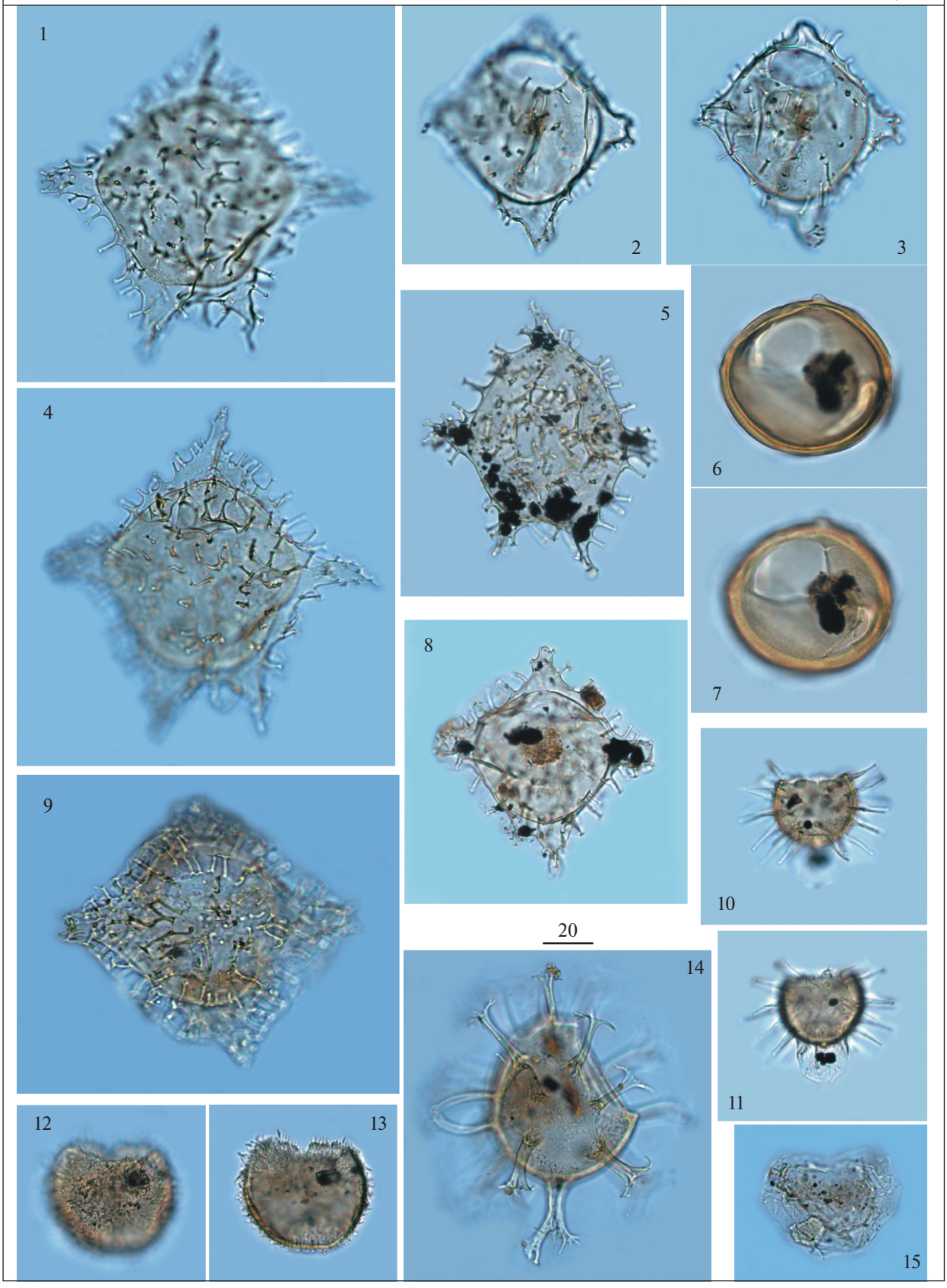
Следует напомнить, что, начиная с середины прошлого века (Семенов, 1965; Геология..., 1969; Стратиграфия..., 1975) и до настоящего времени (Государственная..., 2009), принято считать, что осиновские слои (=осиновская свита) с размывом, фиксируемым слоем галечника или конгломерата, залегают на суровикинских слоях, представляют собой нижнюю часть бучакского горизонта и, соответственно, имеют среднеэоценовый (лютетский) возраст. Необходимо подчеркнуть, что за стратотип осиновской свиты В.П. Семеновым был принят разрез у слободы Осиновой на р. Айдар в Луганской области Украины (рис. 1), где, по данным Г.П. Леонова (1961), осиновские слои сокращаются в мощности и приобретают более грубозернистый состав, а вышележащие чирские слои либо отсутствуют из-за размыва, либо плохо обнажены. Как следствие, выделение этих стратонов в бассейне р. Айдар было условным и требовало подтверждения дополнительными данными. В типовом разрезе в овраге Липовском (правый берег р. Дон, в районе устья р. Чир) Г.П. Леонов сопоставлял осиновские слои с нижними частями сталинградской свиты, мечеткинских слоев Поволжья и черкесской свиты Ростовского свода, Предкавказской части Скифской плиты и, с долей условности, с низами бучакского яруса Украины (Леонов, 1961), что и было зафиксировано в Региональной схеме палеогеновых отложений (Геология..., 1969).

Согласно современным данным, черкесская свита в опорном разрезе Северного Кавказа по р. Хеу имеет ипрский (раннеэоценовый) возраст; внутри этого возрастного интервала, помимо прочего, выявлена и диноцистовая зона Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora среднего ипра (Яковлева, 2017; Shcherbinina et al., 2020). Таким образом, осиновские слои действительно соответствуют части черкесской свиты Северного Кавказа, а также части бостандыкской свиты Прикаспия (Васильева, Мусатов, 2010а, 2010б; Vasilyeva, Musatov, 2012; Васильева, 2013; Мусатов и др., 2014), симферопольской свиты Крыма (King et al., 2018), кульсаринской свиты Северного Устюрта (Iakovleva, Heilmann-Clausen, 2020), части нижнесальского подгоризонта схемы 2000 г. (Ахметьев, Беньямовский, 2003) и верхней части пролейского горизонта Поволжья (Унифицированная..., 2015) (рис. 2).

Многолетние дискуссии вызывают возраст и генезис песчаной толщи, залегающей в верхней части палеогена юга России. Большинство исследователей склонны сопоставлять ее с так называемым полтавским ярусом схемы Н.А. Соколова (1893) и датировать олигоценом–ранним миоценом. В силу отсутствия в этой толще палеонтологических находок, ее олигоцен-раннемиоценовый возраст определялся на основании сопоставлений с подраз-

Таблица VI. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 4, 9 – Axiodinium prearticulatum Williams et al., гл. 59.3 м; 2, 3 – Dracodinium sp. A, гл. 57.8 м; 5 – Axiodinium prearticulatum Williams et al., гл. 58.0 м; 6, 7 – Carpatella rossica Iakovleva, гл. 81.4 м; 8 – Dracodinium sp. A, гл. 58.0 м; 9 – Charlesdowniea coleothrypta (Williams et Downie) Lentin et Vozzhennikova, гл. 59.3 м; 10, 11 – Diphyes ficusoides Islam, гл. 58.0 м; 12, 13 – Kallosphaeridium yorubaense Jan du Chêne et Adediran, гл. 58.0 м; 14 – Fibrocysta vectensis (Eaton) Stover et Evitt, гл. 58.0 м; 15 – Membranilarnacia compressa Bujak, гл. 58.0 м.

Таблица VI



делениями палеогена в бассейне р. Днепр, Скифской плиты или Нижнего Поволжья (Леонов, 1936, 1939, 1961; Семенов, 1965, 1975; Семенов, Столяров, 1988; Стратиграфическая..., 1987; Воронина и др., 1988; Попов и др., 1993; Горбаткина, Иосифова, 2004 и др.).

Эти отложения мощностью до 30 м в Преддонецкой моноклинали трансгрессивно, с размывом залегают на различных горизонтах мела и палеогена. Достоверные морские олигоценовые отложения, относимые к майкопской серии, распространены на границе структурно-фациальных зон Преддонецкой моноклинали и восточного обрамления Донбасса – в районе Цимлянского гидроузла. Исходя из географического положения и литологического строения, переходные фации от майкопских к полтавским отложениям, установленные в нижнем течении р. Чир, отнесены к венцовским слоям (Леонов, 1961). Они сложены глинами темноокрашенными (серые до черных), гумусированными, с многочисленными тонкими линзовидными прослоями тонкозернистого кварцевого песка, мощностью до 4 м.

Севернее развиты континентальные образования, объединяемые в "полтавскую серию" (Леонов, 1961; Семенов, 1965), которая представлена толщей песков кварцевых, разнозернистых, пестроокрашенных (белых, желтых, красных, малиновых, серых, зеленоватых), сыпучих, иногда слабоглинистых, уплотненных; здесь же отмечаются маломощные прослои и линзы пестрых глин (1–4 м), преимущественно в нижней части, а также стяжения железистых песчаников. Предполагалось, что линией фациального раздела между майкопскими и полтавскими отложениями являлись Донбасс и Доно-Медведицкий вал.

Полученные количественно представительные палинологические данные из венцовских слоев в скв. 1238 (инт. 57.0–54.0 м), где нами установлены слои с Rhombodinium draco–Deflandea spinulosa позднего рюпеля–раннего хатта, наконец вносят некоторую определенность как в вопрос стратиграфического положения нижней границы верхних горизонтов палеогена Преддонецкой моноклинали, так и в вопросы восстановления палеогеографической обстановки формирования этих толщ. Установлено, что венцовские слои в скв. 1238 с размывом залегают на нижнеэоценовых осиновских слоях, что подразумевает наличие крупного перерыва в осадконакоплении, соответствующего верхнему ипру–большей части рюпеля (~18 млн лет). К сожалению, вышележащие "полтавские" слои, в том числе слагающие возвышенные участки Преддонецкой моноклинали, в скв. 1238 не содержат комплексов ископаемых палиноморф, а в ходе полевых изысканий в естественных выходах не были обнаружены и какие-либо другие палеонтологические остатки. Как следствие, пока точно не удается установить и верхнюю возрастную границу "полтавских" слоев.

Г.П. Леонов (1961) рассматривал венцовские слои как прибрежные или даже лагунные отложения. Установление разнообразного комплекса диноцист подтверждает морской генезис венцовских слоев, а их согласное подстилание типичных полтавских фаций свидетельствует о том, что венцовские слои являются базальным горизонтом верхнего осадочного комплекса.

Авторами в рамках экспедиционных работ "полтавские" слои были исследованы и в естественных выходах и карьерах, где они представлены мощными пачками кварцевых песков различной окраски, с пологой косой слоистостью, с горизонтами глин и интенсивной биотурбацией (рис. 8д, 8е), на основании чего сделан вывод об их мелководно-морском генезисе.

С учетом данных Г.И. Горецкого (1982), район Преддонецкой моноклинали был также зоной разгрузки крупной палеореки, названной им "Соленовская река", чей сток был направлен с севера на юг, а в аллювии преобладали пески, что, возможно, объясняет один из источников поставляемого терригенного материала (рис. 9).

Прибрежно-морские условия формирования полтавской серии, по данным литологических и палеонтологических исследований, также реконструируются и для западных районов юга Русской плиты, вплоть до юга Белоруссии и Северной Украины (Савко и др., 1995, 2012; Зинова, 2001; Скляренко, 2010; Зосимович, Шевченко, 2014, 2015; Бойко, Скляренко, 2014 и др.). Предполагается, что в это время существовал широтный морской пролив, соединявший бассейн Преддонецкой моноклинали (как часть Паратетиса) с бассейнами Западной Европы (рис. 9). С учетом вышесказанного, а также полученных авторами данных о развитии морских фаций вплоть до самых западных районов Преддонецкой моноклинали, очевидно, что морская олигоценовая трансгрессия достигала значительно более северных территорий, чем это предполагалось ранее (Леонов, 1961; Воронина и др., 1988; Попов и др., 1993, 2009; Семенов, Столяров, 1988; Столяров, 1991; Столяров, Ивлева, 2004а, 2004б).

Таблица VII. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1–3 – Cordosphaeridium gracile (Eisenack) Davey et Williams, гл. 57.8 м; 4–7 – Ochetodinium romanum Damassa, гл. 59.3 м; 8 – Axiodinium prearticulatum Williams et al., гл. 58.0 м; 9, 12 – Samlandia chriskingii Iakovleva et Heilmann-Clausen, гл. 59.3 м; 10, 11 – Diphyes pseudoficusoides Bujak, гл. 58.0 м; 13, 14 – Hystrichosphaeropsis sp., гл. 58.0 м.

Таблица VII

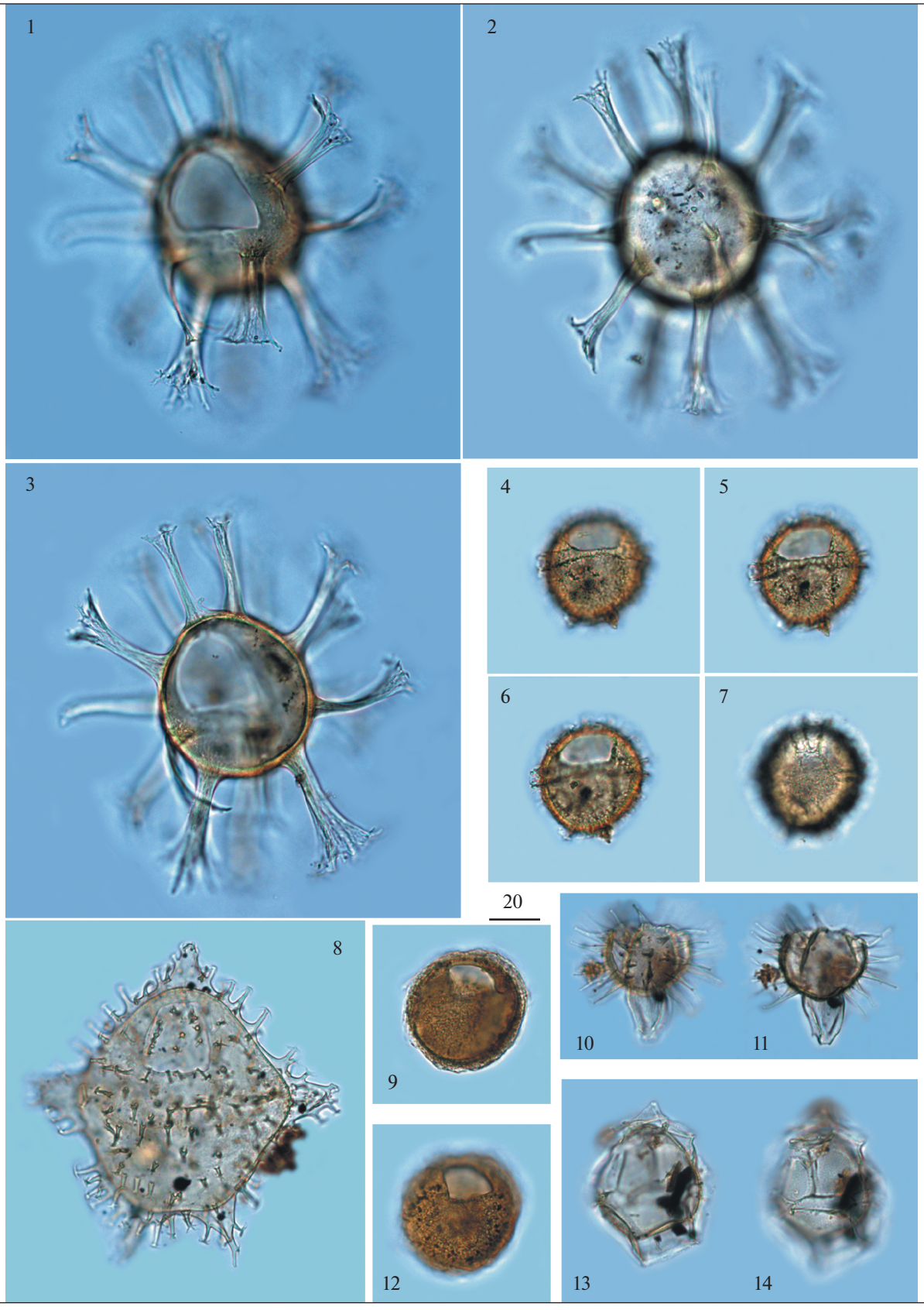


Рис. 9. Палеогеографическая карта палеобассейнов в хаттское время (по Попов и др., 2009, с изменениями).

Палинологические данные по динамике изменений ассоциаций диноцист, празинофитов, спор и пыльцы наземных растений в соленовское и калмыцкое время в смежных регионах Нижнего Дона, Нижней Волги, Ергеней и Предкавказья (Заклинская, 1953; Ананова, 1974; Практическая..., 1990; Запорожец, 1998; Ахметьев, Запорожец, 2014; Запорожец, Ахметьев, 2015, 2017; Застрожнов и др., 2019) позволяют реконструировать этапы формирования венцовских и “полтавских” слоев. Так,

Таблица VIII. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 4 – Thalassiphora dominiquei Iakovleva et Heilmann-Clausen, гл. 59.3 м; 2 – Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach) Helenes, гл. 59.3 м; 3, 7 – Rhombodinium draco Gocht, гл. 54.0 м; 5, 6 – Eisenackia circumtabulata Drugg, гл. 59.3 м; 8, 11 – Piladinium columna (Michoux) Williams et al., гл. 59.3 м; 9 – Dracodinium eocaenicum (Agelopoulos) Williams et al., гл. 54.0 м; 10 – Dracodinium sp. A, гл. 57.8 м; 12, 13 – Ochetodinium romanum Damassa, гл. 59.3 м; 14 – Rhombodinium draco Gocht, оперкулюм свободен, гл. 54.0 м.

стр. 90

Таблица IX. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 2, 4, 5 – Cordosphaeridium inodes (Klumpp) Eisenack, гл. 57.8 м; 3, 6, 11, 15 – Achilleodinium biformoides (Eisenack) Eaton, гл. 59.3 м; 7–10 – Hystrichokolpoma cinctum Klumpp, гл. 59.3 м; 12–14 – Hystrichokolpoma cf. cinctum Klumpp, гл. 57.8 м.

стр. 91

Таблица X. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 5, 9, 13 – Hystrichosphaeropsis sp., гл. 57.8 м; 2, 6, 10 – Piladinium columna (Michoux) Williams et al., гл. 59.3 м; 3, 7, 11 – Hystrichosphaeropsis sp., гл. 57.0 м; 4, 8, 12 – Areoligera sentosa-group, гл. 58 м; 14 – Tectatodinium pellitum Wall, гл. 59.3 м; 15 – Phthanoperidinium sp., гл. 58.0 м; 16 – Piladinium columna (Michoux) Williams et al., гл. 59.3 м; 17, 18 – Deflandrea oebisfeldensis Alberti, гл. 70.1 м.

Таблица VIII

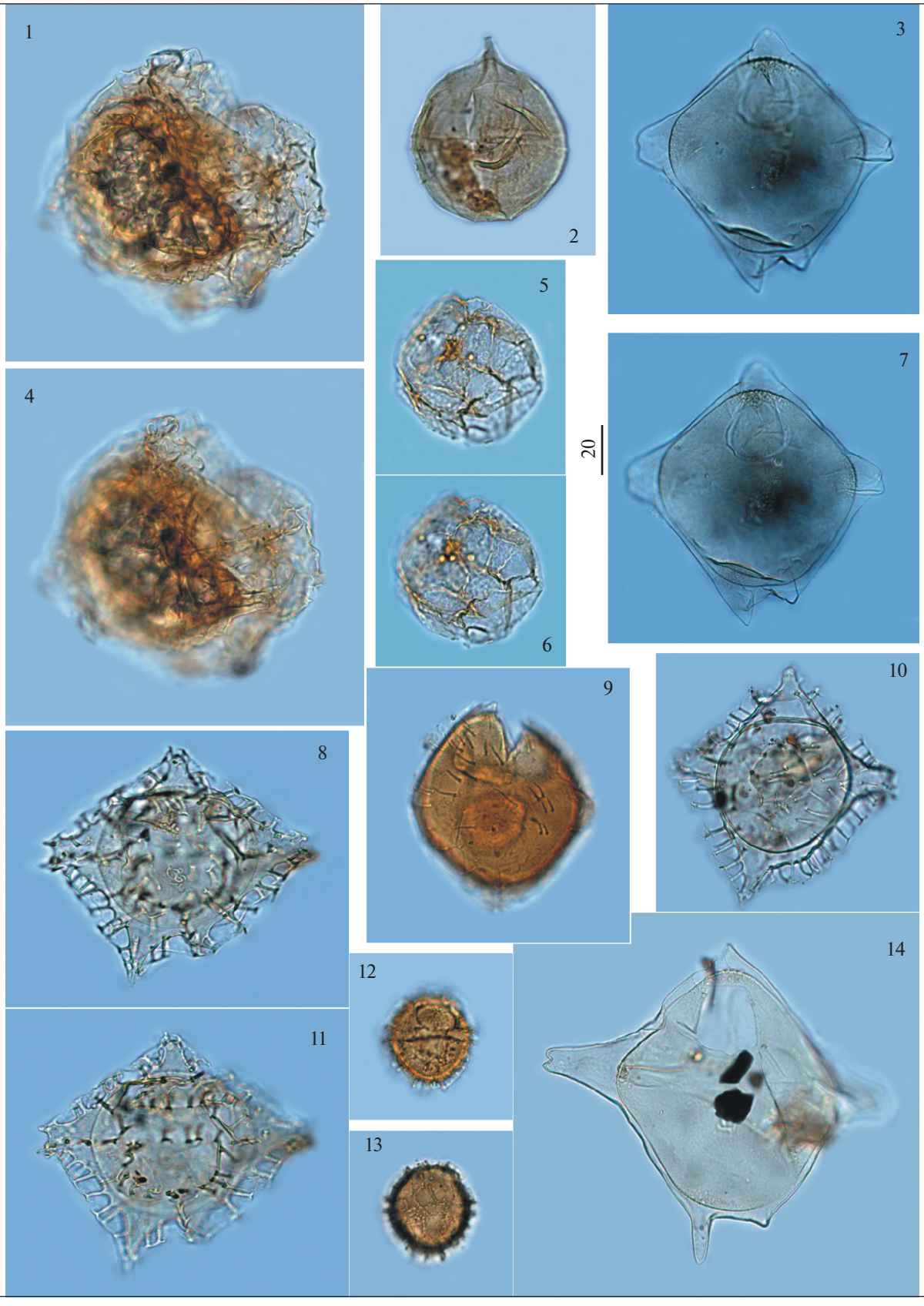


Таблица IX

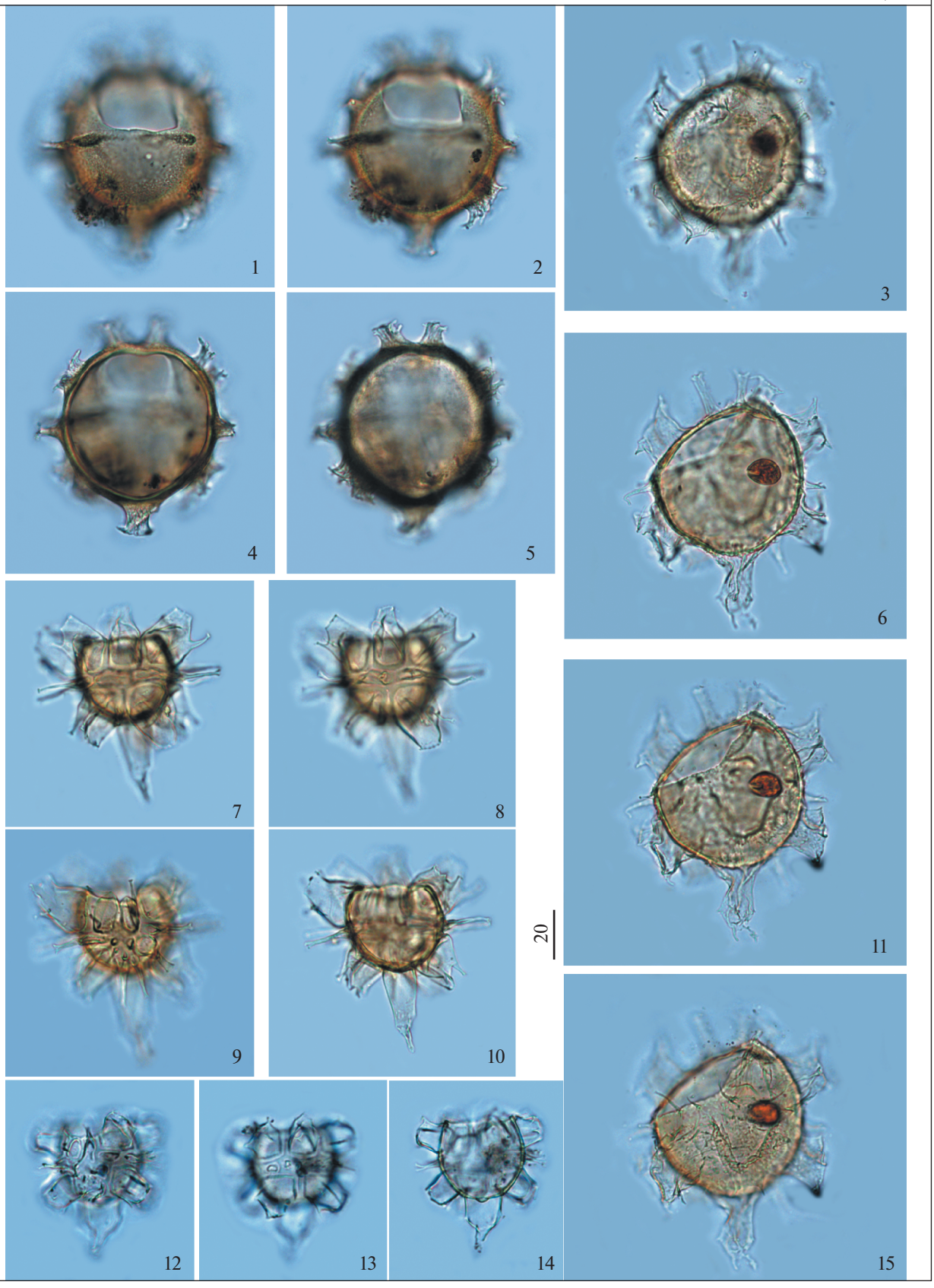


Таблица X

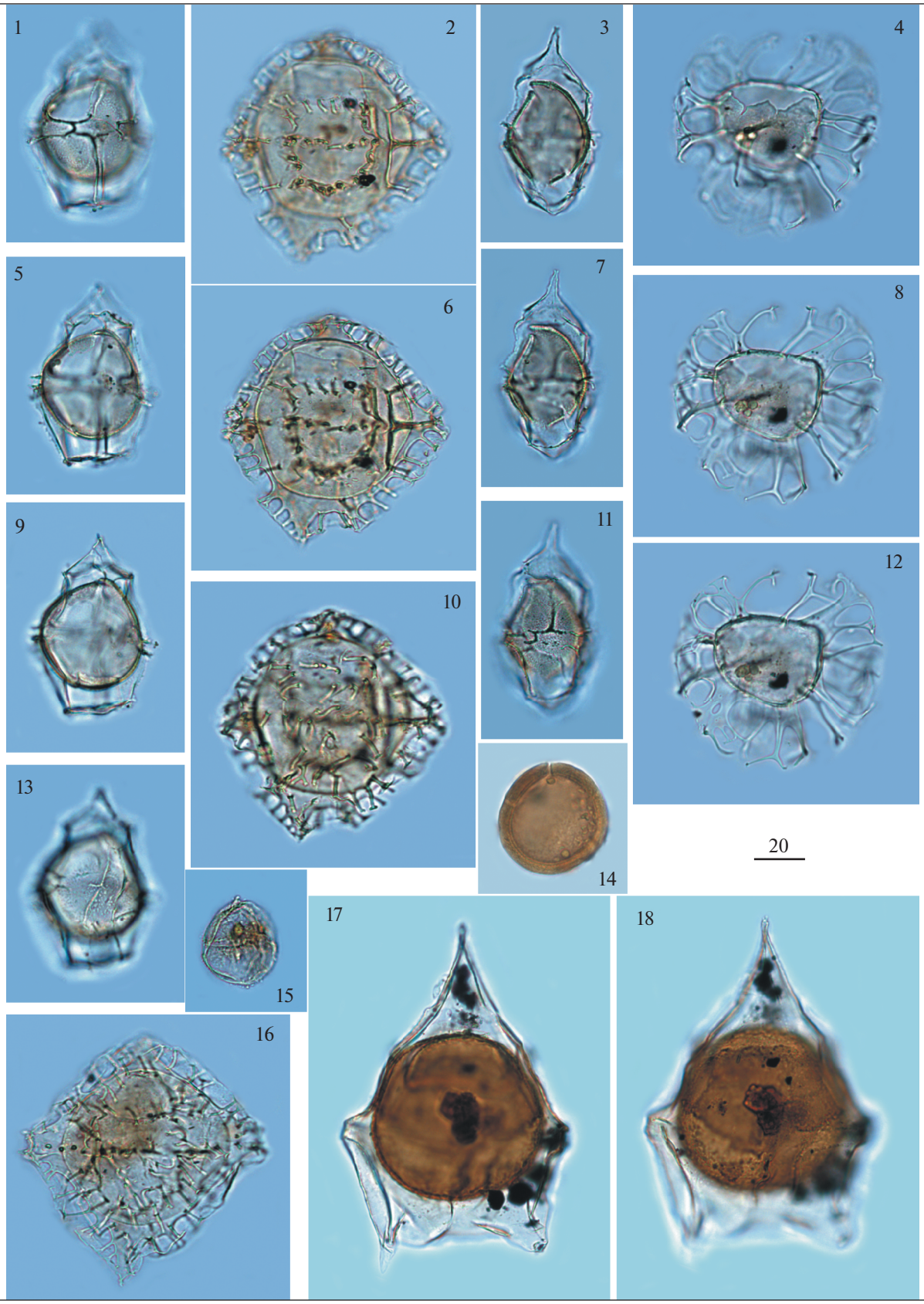


Таблица XI

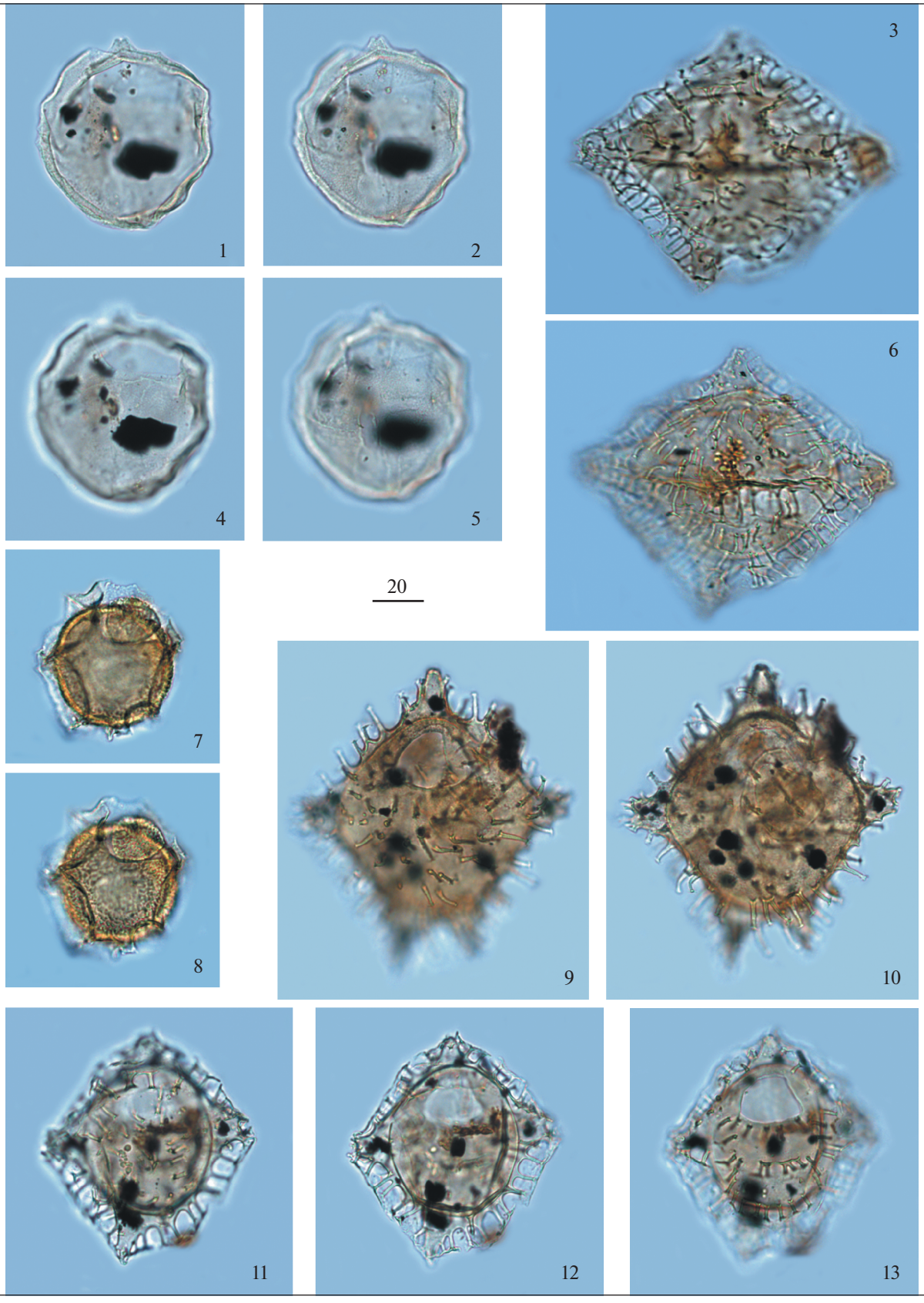


Таблица XI. Диноцисты из палеогеновых отложений разреза скв. 1238. Увеличение показано в микрометрах (мкм). 1, 2, 4, 5 – Cribroperidinium tenuitabulatum (Gerlach) Helenes, гл. 58.0 м; 3, 6 – Charlesdowniea coleothrypta (Williams et Downie) Lentin et Vozzhennikova, гл. 59.3 м; 7, 8 – Pentadinium laticinctum Gerlach, гл. 59.3 м; 9, 10 – Dracodinium samlandicum (Eisenack) Costa et Downie, гл. 58.0 м; 11–13 – Piladinium columna (Michoux) Williams et al., гл. 58.0 м.

первый этап характеризуется нарастанием количества пыльцы Taxodiaceae (Taxodium, Glyptostrobus, Sequoia, Metasequoia), пыльцы тепло- и влаголюбивых растений (Juglans, Carpinus, Fagus, Tilia, Ulmus, Quercus, Rhus, Myricaceae, Acer, Fraxinus, Hammamelis, Ilex, Liquidambar, Nyssa, Nelumbo) в течение рюпельского века, что было обусловлено развитием крупной трансгрессии и привело к значительному заболачиванию прилегающих районов суши и потеплению климата, при этом пик потепления приходился на раннеморозкинское время в Предкавказье и раннесоленовское время в Ергенях. Этому интервалу времени отвечает формирование тонких, преимущественно глинистых фаций верхов хадумского надгоризонта Предкавказья. Комплексы морского фитопланктона отражают нестабильные, возможно опресненные, с затрудненным водообменом палеообстановки осадконакопления.

На втором этапе, в позднеморозкинское (или позднесоленовское) время, возникло свободное соединение бассейна Паратетиса с бассейнами севера Европы, при сохраняющемся теплом климате, о чем свидетельствуют первые таксономически разнообразные спектры диноцист, находки моллюсков и состав спорово-пыльцевых комплексов (Застрожнов и др., 2019).

На третьем этапе, в конце позднесоленовского и начале раннекалмыцкого времени, по данным изучения спор и пыльцы растений, происходило похолодание климата при сохранении его высокой влажности, а в комплексах диноцист начинали доминировать перидиниоидные роды Rhombodinium и Deflandrea. Началу третьего этапа отвечает максимальное количество переотложенных палиноморф, а палинологические ассоциации при этом отличаются многочисленной пыльцой сосновых (Pinus, Picea, Tsuga, Abies), преобладанием среди покрытосеменных листопадных Betulaceae (Alnus, Betula, Corylus), Salicaceae, что указывает на гумидизацию климата, усиление процессов денудации и воздымание окружающей суши. Сочетание этих факторов привело к сильному стоку речных вод в бассейн и началу формирования мощных песчаных тел, относимых к калмыцкой свите, по северной периферии Паратетиса (Столяров, 1991; Столяров Ивлева, 2004а, 2004б). Позднекалмыцкое время охарактеризовано комплексом диноцист с доминированием рода Deflandrea, обеднением бентосной фауны моллюсков и фораминифер, что в целом вновь отражает обстановки полузамкнутого морского бассейна.

Мы полагаем, что установленный в венцовских слоях палинокомплекс с доминированием пыльцы Pinaceae, в совокупности с частыми Rhombodinium и Deflandrea, может быть сопоставлен с комплексами позднесоленовского времени, а вышележащие “полтавские” слои могли накапливаться в течение раннекалмыцкого времени. Это позволяет коррелировать венцовские слои с верхнесоленовской подсвитой, а полтавские слои – с калмыцкой свитой Ергеней и Нижнего Поволжья.

Исходя из литологического строения и стратиграфического положения венцовских и полтавских слоев в скв. 1238, эти слои могут быть сопоставлены с берекской свитой Воронежской антеклизы (Горбаткина, Иосифова, 2004), а также со змиевской и сивашской свитами Северной Украины (Стратиграфическая..., 1987; Зосимович, Шевченко, 2014, 2015).

ВЫВОДЫ

По данным изучения диноцист, в низах скв. 1238, пробуренной в Преддонецкой моноклинали, залегают отложения позднесантонского-раннекампанского возраста. В перекрывающих их морских палеогеновых отложениях выявлены интервалы диноцистовых зон из шкал Поволжья и Восточного Пери-Тетиса: Alisocysta margarita, Apectodinium hyperacanthum, Axiodinium augustum, Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora, а также слои с Rhombodinium draco–Deflandea spinulosa, что позволило уточнить возраст вмещающих отложений. Так, на основании полученных данных подтвержден раннетанетский возраст бузиновского горизонта, возраст вешенского горизонта уточнен и отвечает позднему палеоцену–инициальному эоцену. Вышележащие суровикинские и осиновские слои датированы частью раннего–среднего ипра. Верхняя часть осиновских слоев, а также чирские слои не вскрыты в скважине, что требует поиска более полных непрерывных разрезов. Литологический состав и стратиграфический возраст слоев позволяют сопоставлять их с пролейской свитой Поволжья и частью каневской свиты Северной Украины. Отложения, характеризующие средний и верхний эоцен, а также большую часть нижнего олигоцена, на данной территории не установлены. Венцовские и “полтавские” слои сопоставляются с верхнесоленовской подсвитой и нижней частью калмыцкой свиты Ергеней. В разрезе скв. 1238 выявлены два крупных перерыва в осадконакопле-

нии, первый из которых соответствует верхнему кампану–зеландию, а второй – верхнему ипру–нижнему рюпелю.

Нами продемонстрировано, что для расчленения палеогена Преддонецкой моноклинали вполне применимы местные стратиграфические подразделения, предложенные в 1961 г. Г.П. Леоновым. Установлено, что в пределах Преддонецкой моноклинали формирование отложений в позднем палеоцене–раннем эоцене приурочено к периоду крупной морской трансгрессии, а в конце раннего олигоцена–позднем олигоцене – к регрессии, в условиях полузамкнутого бассейна. Первому этапу отвечают бузиновская и вешенская свиты, а также суровикинские и осиновские слои, второму – венцовские и "полтавские" слои.

Благодарности. Авторы благодарят АО "Северо-Кавказское ПГО" за предоставленный керновый материал, а также признательны коллегам А.С. Застрожнову (ВСЕГЕИ), С.В. Попову (ПИН РАН), С.В. Гришину (ГИН РАН), Н.И. Панченко (г. Волгоград) за помощь в проведении экспедиционных работ. Авторы выражают благодарность Н.К. Лебедевой (ИНГГ СО РАН) и С.В. Попову (ПИН РАН), а также Е.Ю. Барабошкину, Ю.Б. Гладенкову и М.А. Рогову за ценные замечания и комментарии.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН; полевые и аналитические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00505а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н. Диноцисты палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья: стратиграфия и палеообстановки. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 24 с.

Александрова Г.Н., Щербинина Е.А. Стратиграфия и палеообстановки переходного палеоцен-эоценового интервала восточного Крыма // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 4. С. 62–88.

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Запорожец Н.И., Застрожнов А.С., Застрожнов С.И., Табачникова И.П., Орешкина Т.В., Закревская Е.Ю. Палеоген юго-запада Волгоградской области (скв. 13, Гремячинская площадь). Ст. 1. Биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 3. С. 70–95.

Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Застрожнов А.С. Новые данные по биостратиграфии верхнего мела Нижнего Поволжья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 5. С. 25–64.

Ананова Е.Н. Пыльца в неогеновых отложениях юга Русской равнины. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 196 с.

Андреева-Григорович А.С., Шевченко Т.В. Зональная шкала палеогеновых отложений Украины по диноцистам // Палеонтологічні дослідження в Україні: Зб. наук. праць. Київ: ИГН НАН Україні, 2007. С. 211–214.

Андреева-Григорович А.С., Запорожец Н.И., Шевченко Т.В., Александрова Г.Н., Васильева О.В., Яковлева А.И., Стотланд А.Б., Савицкая Н.А. Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран. Киев: Наукова думка, 2011. 221 с.

Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 5. С. 40–51.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. События палеогена в Центральной Евразии, их роль в развитии флоры и растительного покрова, смещении границ фитохорий и изменениях климата // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 90–114.

Беньямовский В.Н. Предложения к уточнению стратиграфической схемы палеогена Воронежско-Придонецкого региона // Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы. Материалы совещания (Москва, ВНИГНИ, 23 –25 ноября 2015 г.). М.: ВНИГНИ, 2016. С. 122–128. С. 134–139.

Беньямовский В.Н. Предложения по структурно-фациальному районированию и субрегиональным горизонтам палеогена Воронежско-Придонецкого субрегиона // ПАЛЕОСТРАТ-2017. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отд. Палеонтологического общества при РАН. Москва, 26–28 января 2017 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С. М.: ПИН РАН, 2017а. С. 15–16.

Беньямовский В.Н. Палеонтологическое и палеогеографическое обоснование региональных горизонтов палеоцена–эоцена Воронежско-Придонецкого региона юга Европейской России // Материалы LXIII сессии Палеонтологического общества при РАН (3–7 апреля 2017 г., Санкт-Петербург). СПб.: ВСЕГЕИ, 2017б. С. 31–33.

Беньямовский В.Н. Актуализированная стратиграфическая схема нового поколения палеогеновых отложений юга Русской и севера Скифской плит – ключевого бассейна в субширотной коммуникационной системе палеогеновых эпиконтинентальных морей Евразийского Пери-Тетиса // Геология морей и океанов. Материалы XXII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. I. М.: ИО РАН, 2017в. С. 45–49.

Бойко Н.И., Скляренко Г.Ю. Титан-циркониевые россыпи полтавской свиты южного склона Воронежской антеклизы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2014. Вып. 17. С. 181–187.

Бугрова Э.М., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П., Рябоконь Т.С., Радионова Э.П. Опорный разрез Кантемировка палеогена Воронежского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 78–100.

Васильева О.Н. Органикостенный планктон среднего эоцена в парастратотипическом разрезе Кереста-1 (Ергени, Ростовская область) // Ежегодник-2012. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2013. С. 13–21 (Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 160).

Васильева О.Н. Зональное деление по диноцистам среднеэоценовых отложений Волгоградского Повол-

жья // Ежегодник-2018. Екатеринбург: Изд-во ИГГ УрО РАН, 2019. С. 3–11.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 1. Обоснование возраста отложений и корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010а. Т. 18. № 1. С. 88–109.

Васильева О.Н., Мусатов В.А. Биостратиграфия палеогена Северного Прикаспия по диноцистам и наннопланктону (Новоузенская опорная скважина). Статья 2. Биотические события и палеоэкологические обстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010б. Т. 18. № 2. С. 77–98.

Воронина А.А., Кургалимова Г.Г., Попов С.В., Семенов Г.И., Столяров А.С. Биостратиграфия и фациальные особенности майкопских отложений Волго-Донского региона // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 39–50.

Геология СССР. Том 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Часть 1. Геологическое описание. Ред. Белов Ф.А., Егоров А.И., Погребнов Н.И. М.: Недра, 1969. 666 с.

Горбаткина Т.Е., Иосифова Ю.И. Новые стратиграфические подразделения палеогена Воронежской антеклизы – воробьевская и пасековская свиты // Вестник Воронежского гос. ун-та. Геология. 2004. № 7. С. 28–44.

Горецкий Г.И. Палеопотамологические эскизы Палео-Дона и Пра-Дона. Минск: Наука и техника, 1982. 248 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист M-38 – Волгоград. Объяснительная записка. Ред. Застрожнов С.И. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.

Заклинская Е.Д. Описание некоторых видов пыльцы и спор, выделенных из третичных отложений Пасековского карьера Воронежской обл. // Тр. ГИН АН СССР. Сер. Геология. 1953. № 59. Вып. 142. С. 60–102.

Запорожец Н.И. Новые данные по фитостратиграфии эоцена и олигоцена Северных Ергеней (юг Русской платформы) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 56–73.

Запорожец Н.И. Палинологические комплексы кумского горизонта среднего эоцена Кавказа и его возрастных аналогов в сопредельных регионах // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 83–103.

Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Комплексы органикостенного фитопланктона, пыльцы и спор соленовского горизонта (нижний олигоцен) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 3. С. 96–122.

Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Палеоботаническое изучение разреза майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена по р. Белая выше г. Майкопа, Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 61–83.

Застрожнов А.С., Попов С.В., Беньямовский В.Н., Мусатов В.А., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Богачкин А.Б., Столяров А.С. Опорный разрез олигоцена юга Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 59–92.

Зинова Р.А. Соленовский горизонт Г.И. Горецкого и его возрастные аналоги // Літосфера. 2001. № 14. С. 32–38.

Зосимович В.Ю. Регіояруса палеогена Североукраинской палеоседиментационной провинции // Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя. Материалы Международной научной конференции (Киев, 23–26 сентября 2013 г.). Киев: LATandK, 2013. С. 66–67.

Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В. Етапи розвитку осадових басейнів Північної України в палеогені // Збор. наук. пр. ІГН НАН України. 2014. Т. 7. С. 83–100.

Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В. Палеогенові відклади Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції // Збор. наук. пр. ІГН НАН України. 2015. Т. 8. С. 68–121.

Зосимович В.Ю., Зернецький Б.Ф., Андреєва-Григорович А.С., Люльєва С.А., Маслун Н.В., Рябоконь Т.С., Шевченко Т.В. Регіояруси палеогену платформної України // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України. Зб. наук. пр. Ін-ту НАН України. Киев, 2005. С. 118–132.

Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В., Цыба Н.Н. Неостратотип “каневского яруса” // Сб. научн. трудов. Института геол. наук НАН Украины. 2013. Т. 6. Вып. 1. С. 98–110.

Зосимович В.Ю., Зернецкий Б.Ф., Ольштынская А.П., Рябоконь Т.С., Шевченко Т.В. Корреляция регионарусов палеогена Северной и Южной Украины // Стратотипові та опорні розрізи фанерозойських відкладів України: сучасний стан палеонтологічної вивченості та перспективи подальших досліджень. Матер. XXXVI сес. Палеонтол. тов-ва НАН України (Львів, 24–26 вересня 2015 р.). Киев: ІГН НАН, 2015. С. 53–54.

Зосимович В.Ю., Шевченко Т.В., Рябоконь Т.С., Ольштынская А.П. Региональные стратиграфические подразделения палеогена Северной Украины // Состояние стратиграфической базы центра и юго-востока Восточно-Европейской платформы. Материалы совещания (Москва, ВНИГНИ, 23–25 ноября 2015 г.). М.: ВНИГНИ, 2016. С. 140–144.

Зосимович В.Ю., Зернецкий Б.Ф., Ольштынская А.П., Рябоконь Т.С., Шевченко Т.В. Корреляция регионарусов палеогена Северной и Южной Украины // Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука й виробництво. Матеріали Міжнародного геологічного форуму (19–24 червня 2017 р., м. Одеса, Україна). Киев: УкрДГРІ, 2017. С. 141–144.

Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 114–131.

Лебедева Н.К. Биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири по диноцистам // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. Ред. Первушов Е.М. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 2007. С. 108–122.

Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского

района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 43–73.

Леонов Г.П. Палеогеновые отложения Сталинградского Поволжья и их соотношения с соответствующими образованиями бассейнов рр. Дона и Днепра // Бюлл. МОИП. 1936. Т. XIV(4). С. 287–321.

Леонов Г.П. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона // Ученые записки МГУ. 1939. Вып. 26. Геология. С. 3–51.

Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогена Русской плиты. М.: МГУ, 1961. 552 с.

Мусатов В.А. Лютет или бартон? Возраст сергеевской свиты по наннопланктону в опорном разрезе “Кантемировка” Воронежской антеклизы и корреляция с сопредельными регионами // Недра Поволжья и Прикаспия. 2020. Вып. 101. С. 4–26.

Мусатов В.А., Богачкин А.Б. Бартонский ярус среднего эоцена европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 1. Пределы точности зональной стратиграфии лютетско-бартонского интервала по наннопланктону и возраст бартонских слоев Англии // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019а. Вып. 98. С. 3–24.

Мусатов В.А., Богачкин А.Б. Бартонский ярус среднего эоцена европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 2. Детальная зональная стратиграфия лютетско-бартонского интервала по наннопланктону и палеомагнитная характеристика разрезов Предкавказья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019б. Вып. 99. С. 3–34.

Мусатов В.А., Рябоконь Т.С. Распределение наннофоссилий и фораминифер в опорном разрезе киевской свиты с. Халепье (Киевское Приднепровье, Украина) // 40 лет Палеонтологическому обществу Украины. Материалы XXXVIII сессии Палеонтологического общества НАН Украины (Канев, 23–26 мая 2017 г.). Киев: ИГН НАНУ, 2017. С. 117–119.

Мусатов В.А., Васильева О.Н., Музылев Н.Г. Результаты исследования наннопланктона и диноцист из неостратотипа керестинской свиты в Южных Ергенях // ПАЛЕОСТРАТ-2014. Годичное собрание (научн. конф.) секции палеонтологии МОИП и Моск. отд. Палеонтол. общества при РАН (Москва, 27–29 января 2014 г.). Ред. Алексеев А.С. М.: ПИН РАН, 2014. С. 53–54.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И. Новые данные по палеонтологической характеристике бучакской, киевской и обуховской свит северного борта Днепровско-Донецкой впадины (скв. 230, пос. Стрелечье) // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний станта перспективи. Збор. наук. пр. ІГН НАН України. Kyiv, 2007. С. 233–237.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., Воронина А.А., Столяров А.С. Эволюция Восточного Паратетиса в позднем эоцене–раннем миоцене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 13. № 6. С. 10–39.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г., Андреева-Григорович А.И., Запорожец Н.И., Николаева И.А., Копп М.Л. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен–ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 200 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 32. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. С. 18–20.

Практическая палиностратиграфия. Ред. Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романовская Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с.

Савко А.Д., Беляев В.И., Иконников Н.Н. Титан-циркониевые россыпи Центрально-Черноземного района. Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 1995. 148 с.

Савко А.Д., Звонарев А.Е., Иванов Д.А. Цирконий-титановые россыпи Воронежской антеклизы: типы, эпохи и факторы формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 1. С. 71–94.

Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1965. 278 с.

Семенов В.П. Воронежская антеклиза // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. Ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. М.: Недра, 1975. С. 183–191.

Семенов Г.И., Столяров А.С. Вопросы стратиграфии майкопских отложений Волго-Донского региона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 2. С. 70–83.

Скляренко Г.Ю. Титан-циркониевые россыпи в отложениях полтавской серии миоцена юго-восточного склона Воронежской антеклизы. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ростов-на-Дону: ЮФУ, 2010.

Соколов Н.А. Нижнетретичные отложения Южной России // Тр. Геол. комитета. 1893. Т. IX. № 2. 329 с.

Столяров А.С. Палеогеография Предкавказья, Волго-Дона и Южного Магышлака в позднем эоцене и раннем олигоцене // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 4. С. 64–79.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. Верхнеолигоценовые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения // Литология и полезн. ископаемые. 2004а. № 3. С. 252–270.

Столяров А.С., Ивлева Е.И. Верхнеолигоценовые отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 2. Фациально-палеогеографические условия осадконакопления // Литология и полезн. ископаемые. 2004б. № 4. С. 359–368.

Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. Ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. Москва: Недра, 1975. 524 с.

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная). Отв. ред. Макаренко Д.Е. Киев: Наукова думка, 1987. 116 с.

Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка. Отв. ред. Ахметьев М.А. М.: ВНИГНИ, 2015. 96 с. + 8 листов.

Шпуль В. Г. Новые данные по фитостратиграфии эоцен-олигоцена юго-восточного склона Воронежской антеклизы // Вестник Воронежского гос. ун-та. Сер. Геология. 2005. № 1. С. 55–70.

Шпуль В.Г. Фитостратиграфия эоцена северо-восточного склона Воронежской антеклизы // Проблеми біостратиграфії нижнего протерозою и фанерозою Україні: зб. наук. праць. Інституту геологічних наук. Київ, 2006. С. 208–214.

Шпуль В.Г. Эоцен-олигоценовые флоры Воронежской антеклизы по данным палинологических исследований – Eocene-Oligocenic flora of Voronezh anteclise according to palynological data // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи: сборник статей. Киев, 2007. С. 255–260.

Шпуль В.Г. Палиностратиграфия палеоцена–нижнего эоцена северо-восточного склона Воронежской антеклизы // Биосферные основы построения стратиграфических схем фанерозоя Украины. Материалы XXXI Сессии Палеонтологического общества НАН Украины, 19–22 мая 2008 г., Симферополь. Киев, 2008. С. 144–149.

Шпуль В.Г. Палеоцен-эоценовые флоры Воронежской антеклизы по данным палинологических исследований // Викопна фауна і флора України: палеоекологічний та стратиграфічний аспекти: збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Київ, 2009. С. 220–225.

Шпуль В. Г. Значение палинологии для обоснования региональных стратиграфических подразделений палеогена Воронежской антеклизы // Эволюция жизни на Земле. Материалы 4-го Международного симпозиума, 10–12 ноября 2010 г. Томск, 2010. С. 426–429.

Яковлева А.И. Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Перитетиса // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 32–48.

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. К вопросу об уточнении зонального деления по диноцистам палеоцен-эоценовых отложений Западной Сибири // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2013. Т. 88. № 1. С. 59–82.

Янин Б.Т., Беньямовский В.Н. Норы десятиногих ракообразных из палеогеновых отложений Среднего Поволжья и их палеогеографическое значение // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2018. № 3. С. 12–24.

Aleksandrova G.N., Radionova E.P. On the late Paleocene stratigraphy of the Saratov Volga Region: Micropaleontological characteristics of the Kamyshin Formation, Dyupa Gully section // Paleontol. J. 2006. V. 40. № 5. P. 543–557.

Brinkhuis H. Late Eocene to early Oligocene dinoflagellate cysts from the Priabonian type-area (Northeast Italy): biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1994. V. 107. P. 121–163.

Costa L.I., Manum S.B. The distribution of the interregional zonation of the Paleogene (D1-D15) and the Miocene (D16-D20) // The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Program, Project No. 124. Geol. Jb., Hannover. 1988. A100. P. 321–330.

Frieling J., Iakovleva A.I., Reichart G.-J., Aleksandrova G.N., Gnibidenko Z.N., Schouten S., Sluijs A. Paleocene-Eocene warming and biotic response in the epicontinental West Siberian Sea // Geology. 2014. V. 42. № 9. P. 767–770.

Heilmann-Clausen C. The Danish Subbasin, Paleogene dinoflagellates // The Northwest European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Program, Project No. 124 // Geol. Jb., Hannover. 1988. A100. P. 339–343.

Iakovleva A.I. Middle-late Eocene dinoflagellate cysts from NE Ukraine (Borehole No. 230, Dnepr-Donets Depression): stratigraphic and paleoenvironmental approach // Acta Palaeobot. 2015. V. 55. № 1. P. 19–51.

Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C. Early and middle Eocene dinoflagellate cysts from the Aktulagay section, Kazakhstan // Palynology. 2020.
https://doi.org/10.1080/01916122.2019.1705933

King Ch., Iakovleva A.I., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E. Ypresian (early Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea) // Newslett. Stratigr. 2018. V. 51. № 2. P. 167–208.

Lebedeva N.K. Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // Paleontol. J. 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.

Mudge D.C., Bujak J.P. Eocene stratigraphy of the North Sea Basin // Mar. Petrol. Geol. 1994. V. 11. P. 166–181.

Ogg J.G., Ogg F.M., Gradstein F.M. A concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.

Powell A.J. A Stratigraphic Index of Dinoflagellate cysts // British Micropaleontol. Soc. Publ. Ser. 1992. 290 p.

Powell A.J., Brinkhuis H., Bujak J.P. Upper Paleocene-lower Eocene dinoflagellate cyst sequence biostratigraphy of southeast England // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 101. P. 145–183.

Shcherbinina E.A., Gavrilov Yu.O., Iakovleva A.I., Golovanova O.V., Pokrovsky B.G. Aleksandrova G.N. Environmental dynamics during the Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in the northeastern Peri-Tethys revealed by high-resolution micropaleontological and geochemical studies of the Caucasian key-section // Palaeogeogr. Palaeoecol. Palaeoclimat. 2016. V. 456. P. 60–81.

Shcherbinina E., Iakovleva A., Gavrilov Yu., Golovanova O., Myzylöv N. Lower Eocene sedimentary succession and microfossil biostratigraphy in the central northern Caucasus basin // Geologica Acta. 2020. V. 18. № 1. P. 1–15.

Śliwińska K.K., Abrahamsen N., Beyer C., Brünings-Hansen T., Thomsen E., Ulleberg K., Heilmann-Clausen C. Bio- and magnetostratigraphy of Rupelian–mid Chattian deposits from the Danishland area // Rev. Palaeobot. Palynol. 2012. V. 172. P. 48–69.

Vasilyeva O.N., Musatov V.A. The Paleogene Dinoflagellate Cyst and Nannoplankton Biostratigraphy of the Caspian Depression // Intech: Stratigraphic Analysis of Layered Deposits. 2012. Ch. 7. P. 161–194. ISBN 978-953-51-0578-7.

Williams G.L., Fensome R.A., MacRae R.A. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2017 edition // Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser. 2017. № 48.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, Н.К. Лебедева, С.В. Попов

The Paleogene of the Cis-Donetsk Monocline and Its Palynological Characteristics

A. I. Iakovleva[a, #] and G. N. Aleksandrova[a]

[a]*Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#]*e-mail: alina.iakovleva@gmail.com*

Results of the palynological analysis of the Cretaceous and Paleogene sediments from the core No. 1238, drilled in the Cis-Donetsk monocline, are presented. Dinoflagellate cysts study permitted to recognize in the Paleogene part of the section the intervals of the *Apectodinium hyperacanthum*, *Axiodinium augustum*, and *Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora* zones and the Layers with *Rhombodinium draco–Deflandrea spinulosa*. The age of regional formations and members is now improved: the Buzinovka Fm is dated by the early Thanetian, the Veshenskaya Fm – by the late Thanetian–earliest Ypresian, the Surovikin and Osinov Mbs – by the early (part)–mid Ypresian, and Ventzy and Poltava Mbs – by the late Rupelian–Chattian. Two major stratigraphic gaps, corresponding to the Maastrichtian–Selandian and upper Ypresian–lower Rupelian are recognized in the core section. Analysis of quantitative fluctuations of different palynomorph groups through the section allowed to reconstruct the changes of the sedimentation conditions of the marginal part of the Peri-Tethys during the early and late Paleogene: the accumulation of the Buzinovka, Veshenskaya Fms, Surovikin and Osinov Mbs occurred during the long-time transgressive open-marine stage (late Paleocene–early Ypresian), while the Ventzy and Poltava Mbs were accumulated in the half-closed basin during the Chatian.

Keywords: biostratigraphy, Dinoflagellate cysts, palynomorphs, Cretaceous, Paleocene, Eocene, Oligocene, Cis-Donetsk monocline, Peri-Tethys, Paratethys

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2021, том 29, № 1, с. 99–115

УДК 550.384:551.77(571.66)

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА МОРСКОГО КАЙНОЗОЯ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ (БУХТА КВАЧИНА)

© 2021 г. А. Ю. Казанский[1, 2, *], В. Ю. Водовозов[1, 2], А. Ю. Гладенков[2, **], Ю. Б. Гладенков[2], В. М. Трубихин[2]

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

[2]Геологический институт РАН, Москва, Россия

**e-mail: kazansky_alex@mail.ru*

***e-mail: agladenkov@ilran.ru*

Поступила в редакцию 01.04.2020 г.
После доработки 02.06.2020 г.
Принята к публикации 02.07.2020 г.

Представлены результаты палеомагнитных исследований отложений опорного разреза кайнозоя Западной Камчатки, расположенного в бухте Квачина. Изучено 152 образца, отобранных со 121 стратиграфического уровня разреза мощностью 480 м. По характеру поведения скалярных магнитных параметров k, NRM, Qn и магнитной анизотропии можно предполагать, что осадочные породы разреза бухты Квачина не подвергались существенным деформациям и не испытали существенных вторичных изменений. В разрезе выявлена последовательность из 21 монополярного интервала, объединенных в 10 магнитозон, для которых с учетом корреляции с реперными уровнями локальных зон, выделенных по диатомовым водорослям, намечено сопоставление со Шкалой геомагнитной полярности (хроны C17–C6).

Ключевые слова: палеомагнетизм, кайнозой, Западная Камчатка, диатомовые водоросли, палеоширотное положение тектонической структуры

DOI: 10.31857/S0869592X21010257

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время все шире стратиграфические исследования проводятся на мультидисциплинарной основе. Это означает, что помимо традиционного биостратиграфического метода активно используются и другие, среди которых заметное место принадлежит палеомагнитному анализу. В Стратиграфическом кодексе России (2019) палеомагнетизму посвящен специальный раздел, в котором раскрыты базовые принципы его использования. Сейчас уже не возникает никаких сомнений в большом значении получаемых палеомагнитных характеристик горных пород при расчленении и корреляции древних толщ. Однако применение магнитостратиграфии часто отстает от запросов геологической практики в связи с тем, что в реальной жизни при полевых работах образцы для палеомагнитного анализа отбираются не всегда или интервалы при их отборе являются относительно большими. С другой стороны, их обработка затягивается из-за дефицита лабораторной базы и соответствующих специалистов. В определенной мере это относится и к магнитостратиграфическим работам в Камчатско-Корякском регионе.

Палеомагнитные исследования на Камчатке и Корякском нагорье начали проводиться в 1950-х годах. Сначала изучались преимущественно сильномагнитные эффузивные породы, которые являются хорошим объектом для различного плана методических работ (Поспелова, 1959, 1963; Кочегура, Шолпо, 1960; Аверьянов, Штейнберг, 1966; Дараган, Певзнер, 1973 и др.). В 1960-х годах появились публикации, отражающие использование палеомагнитного метода для стратиграфического расчленения вулканогенных толщ верхних горизонтов кайнозоя, прежде всего плиоцена и квартера (Кочегура, 1963; Кочегура и др., 1969; Печерский и др., 1965; Певзнер, 1968; Шанцер и др., 1969 и др.). С начала 1970-х годов начались палеомагнитные исследования эффузивно-осадочных пород миоценового возраста. Результаты изучения изложены в ряде работ (Беспалый и др., 1970, 1984; Файнберг, Линькова, 1970; Файнберг и др., 1974; Ремизовский, Линькова, 1974; Ремизовский, 1975, 1985; Шанцер, 1982; Атлас..., 1984). В последние 30–40 лет данные по палеомагнетизму широко использовались для геодинамических построений (Баженов и др., 1991; Коваленко, 1993, 2003; Левашова и др., 2000). Большое значе-

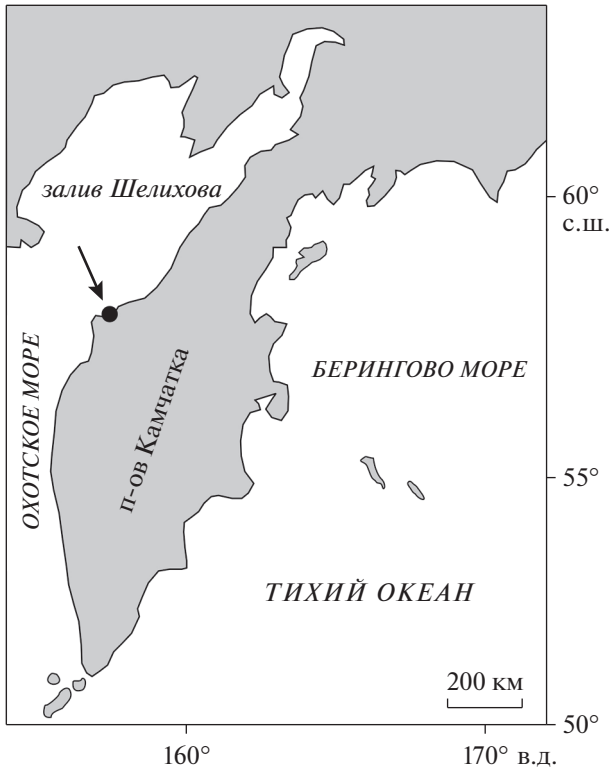


Рис. 1. Географическое положение бухты Квачина (стрелка), где представлен один из опорных разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки (кружок).

ние для стратиграфии кайнозоя Северо-Востока России имело обобщение региональных магнитостратиграфических данных, сделанное в начале нашего века П.С. Минюком (2004). В этой работе были приведены материалы по палеомагнитной характеристике ряда опорных разрезов – о. Карагинского, п-ова Ильпинский, Маметчинского залива, бухты Чемурнаут и других, которые позволили внести дополнения и коррективы в имевшиеся корреляционные схемы палеогена–неогена Камчатки (Минюк, Гладенков, 2007).

В данной статье представлены результаты палеомагнитных исследований одного из лучших опорных разрезов морского кайнозоя Западной Камчатки, расположенного в бухте Квачина (рис. 1). В этой бухте разрез палеоген-неогеновых толщ практически стопроцентно обнажен. Он представляет большой интерес как для биостратиграфов, которые послойно изучили здесь бентосные и планктонные комплексы организмов (моллюски, фораминиферы, диноцисты, диатомовые), так и для магнитостратиграфов, которые могли получить отсюда образцы с точной привязкой к стратонам и маркирующим биостратиграфическим уровням. При исследовании ставились две основные задачи: (1) выявить последовательность палеомагнитных зон и субзон и на этом основании, с учетом биостратиграфических данных, наметить сопоставление данного разреза со Шкалой геомагнитной полярности и Общей стратиграфической шкалой; (2) по выделенным направлениям намагниченности определить палеоширотное положение тектонической структуры, в пределах которой формировались изученные толщи. Предварительные результаты палеомагнитных исследований разреза бухты Квачина были опубликованы ранее (Гладенков и др., 2018; Казанский и др., 2018). В настоящей работе эти результаты уточнены и дополнены: скорректированы привязки образцов к разрезу и к биостратиграфическим реперам, а также выполнены палеомагнитные исследования на дополнительных образцах. В данной статье геологическая часть представлена Ю.Б. Гладенковым и А.Ю. Гладенковым, а палеомагнитные результаты – А.Ю. Казанским, В.Ю. Водовозовым и В.М. Трубихиным.

КРАТКАЯ ИНФОРМАЦИЯ О ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Изученный разрез находится в пределах Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, которая протягивается с юго-запада на северо-восток Камчатки почти на тысячу километров (Решения..., 1998). Он располагается в ее средней (Тигильской) структурно-фациальной зоне, где расположена Тигильская антиклиналь с опорным (Точилинским) разрезом со стратотипами региональных ярусов (горизонтов) палеогена и неогена региона. Разрез бухты Квачина, находящийся на восточном побережье Охотского моря, расположен в 80–100 км юго-западнее Точилинского разреза. История изучения разреза детально рассмотрена ранее (Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018), поэтому здесь она опускается. Разрез включает две согласно залегающие “толщи” или свиты (общей мощностью более 450 м), выделенные в 1930-х годах прошлого века Б.Ф. Дьяковым и И.Б. Плешаковым, – нижнюю тигильскую и верхнюю белесоватую. Тигильская толща представлена в основном песчаниками и конгломератами, белесоватая толща – главным образом туфоалевролитами и аргиллитами с карбонатными конкрециями, в верхней части – с песчано-конгломератовыми слоями. Подробное описание разреза, а также данные о геологическом строении района Западно-Камчатской структурно-формационной зоны, в котором он расположен, представлены в ряде работ (в частности, Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018). В этих публикациях, с одной стороны, приведена геологическая карта и показаны геологические структуры региона, а с другой – дана послойная литологическая и палеонтологическая характеристика изученного разреза.

При изучении разреза в упомянутых толщах были выделены литологические пачки (в нижней

толще – пачки 1–13, в верхней – пачки 14–35). Ниже с целью ознакомить читателя с общими особенностями разреза приведено краткое описание пачек в стратиграфическом порядке (описание приводится по группам пачек).

Тигильская толща (средний–верхний эоцен)

Пачки 1–4. В основании – конгломераты, залегающие с размывом (3.5–3.7 м). Они среднемелкогалечные (в гальке в основном черные крепкие аргиллиты, песчаники, пемзовые туфы) с песчанистым цементом. Выше залегают песчаники темно-серые, полимиктовые, с крепкими и рыхловатыми разностями, слоистые, часто с косослоистыми текстурами, туфогенные, с углефицированным растительным детритом. Песчаники включают линзы гравелитов и конгломератов, а также карбонатные конкреции караваеобразной формы. Мощность около 34 м.

Пачки 5–7. Песчаники темно-зеленые, среднезернистые, “мусорные”, туфогенные, местами косослоистые, с шаровыми карбонатными конкрециями, с остатками флоры и раковин моллюсков. В верхней части отмечен пласт литокристалловитрокластического туфа. Мощность около 40 м.

Пачки 8–11. Песчаники зеленовато-серые, туфогенные, с горизонтами карбонатных конкреций, линзами конгломератов, гальки и растительного детрита. В нижней части следы небольшого размыва. В верхах появляются прослои алевролитов. Мощность около 42 м.

Пачки 12–13. Чередование туфоаргиллитов, туфопесчаников и туфов, с небольшими обломками эффузивов и карбонатными конкрециями. В основании небольшой размыв. Мощность около 12 м.

Общая мощность тигильской толщи около 130 м.

Белесоватая толща (конец верхнего эоцена–нижний миоцен)

Пачки 14–18. Чередование слоев коричневых туфоалевролитов (преобладают), туфопесчаников и туфов. Отмечаются редкие глендониты, рассеянная галька и карбонатные конкреции. Мощность около 45 м.

Пачки 19–22. Туфоалевролиты и туфоаргиллиты светло-серые и кремовые, крепкие, кремнистые, неразмокающие, слоистые, с прослоями витрокластических туфов и опок и тремя горизонтами крупных карбонатных конкреций. Характерны эрратические глыбы вулканических пород. Мощность 80 м.

Пачки 23–27. Те же слоистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты опоковидные, кремнистые, с тонкими прослоями пепловых туфов и тремя маркирующими горизонтами крупных карбонатных конкреций. Мощность около 90 м.

Пачки 28–31. В нижней части преобладают кремнистые алевролиты и аргиллиты, переходящие вверх по разрезу в чередование алевролитов и зеленовато-серых крепких туфопесчаников. Мощность около 55 м.

Пачки 32–35. Песчаники зеленовато-серые, выбеленные, крепкие, часто “мусорные”, неразмокающие, с тонкими прослоями глинистых пород и туфов, отдельными конкрециями и галькой. Мощность около 55 м.

Общая мощность белесоватой толщи около 325 м.

Стратиграфически выше с размывом залегают крупногалечные конгломераты и грубозернистые песчаники кавранской серии (средний миоцен).

При изучении данного разреза выявлены особенности контактов этих толщ: с одной стороны, в основании тигильской толщи отмечено угловое несогласие с залеганием ее на нижнеэоценовых образованиях, а с другой – установлено трансгрессивное налегание на белесоватую толщу среднемиоценовой ильинской свиты. Другими словами, изученный разрез представляет собою крупный седиментационный цикл среднего эоцена–нижнего миоцена, который снизу и сверху маркируется четко выраженными границами. Основное внимание далее уделено непосредственному рассмотрению впервые полученных палеомагнитных материалов и их интерпретации в связи с корреляцией с палеонтологическими данными.

В данном разрезе были изучены разные группы палеобиоты. Это позволило определить возраст выделенных пачек двух толщ (свит) и провести их сопоставление с стратотипами региональных горизонтов Точилинского опорного разреза Западной Камчатки. Такая корреляция была осуществлена, прежде всего, по бентосной фауне (моллюски и фораминиферы) (Бордунов и др., 2018; Гладенков, 2020). Выделение на этой основе “слоев с фауной”, локальных и региональных зон дало возможность наметить здесь ряд горизонтов (региональных ярусов) – снатольский, ковачинский (средний–верхний эоцен), аманинско-гакхинский, утхолокско-вивентекский (верхний эоцен–олигоцен), кулувенский (нижний миоцен) и ильинский (средний миоцен). Вместе с тем были получены чрезвычайно важные данные по зонам двух планктонных групп – диатомовых водорослей (Гладенков, 2018; Gladenkov, 2019) и диноцист (Александрова, 2019). Они позволили уточнить возраст изученных толщ и провести сопоставление выделенных биостратонов с Международной стратиграфической шкалой. В частности, по диатомовым водорослям в белесоватой толще впервые была прослежена последовательность из семи локальных зон (лон) олигоцена–нижнего миоцена,

границы которых проведены по уровням появления в разрезе стратиграфически важных таксонов планктонных диатомей. Для выделенных лон была намечена корреляция с подразделениями зональной диатомовой шкалы кайнозоя, разработанной для Северной Пацифики на основе материалов бурения океанического дна (Гладенков, 2018). Подобных полных разрезов в Сахалино-Камчатской области пока больше не обнаружено. Именно на этой основе впервые были определены в толщах бухты Квачина границы рюпельского и хаттского ярусов олигоцена, а также олигоцена и миоцена.

Именно этот интервал разреза (олигоцен–нижний миоцен) оказался важным для палеомагнитного анализа, так как он был наиболее детально опробован как для палеомагнитного, так и для палеонтологического изучения. В этой связи полученные материалы имеют особо важное методическое значение для увязки биостратиграфических и палеомагнитных подразделений и интерпретации возраста магнитных зон.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор образцов для палеомагнитного анализа производился из расчисток, вскрывших невыветрелую породу, из которой изготавливались штуфы размером ~5 × 5 × 5 см. Штуфы ориентировались при помощи магнитного компаса, с последующим введением поправки на местное магнитное склонение. Шаг отбора штуфов варьировал в зависимости от сохранности пород от 0.7 до 23 м и в среднем составлял 5 м. Большая мощность разреза (около 500 м) и не всегда благоприятный для палеомагнетизма литологический состав пород не позволили выдержать детальный интервал опробования по всему разрезу. При отборе на всех участках разреза предпочтение отдавалось вулканогенно-осадочным породам мелкопесчано-алевритовой размерности. Конгломераты и грубозернистые песчаники в нижней и верхней частях разреза не отбирались. Образцы были отобраны со 121 стратиграфического уровня разреза мощностью 480 м с их точной привязкой к определенным пачкам (пачки 3–35; Гладенков, 2016). В лаборатории из каждого штуфа изготавливались 1–2 стандартных образца, представлявших собой кубики с ребром 2 см. Всего было исследовано 152 образца.

Величину объемной магнитной восприимчивости (k) и ее анизотропию (AMS) измеряли на каппа-мосте MFK-1 (AGICO, Чехия) в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН; величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) измерены на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия) в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН и на криогенном магнитометре 2G Enterprises (США) в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН.

Состав магнитной фракции пород исследовали термомагнитным методом в модификации Js (T) на весах Кюри ТАФ-1 конструкции Ю.К. Виноградова (Геофизическая обсерватория “Борок”, Ярославская область). Температурные кривые намагниченности насыщения снимали при нагреве до 700°C и последующем охлаждении до комнатной температуры в магнитном поле 650 мТл.

Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовали ступенчатое терморазмагничивание до 700°C с шагом от 20 до 50°C в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН в экранированной печи TD48 (ASC Scientific, США) с измерением величины и направления NRM после каждого нагрева. Размагничивание переменным магнитным полем проводили с помощью установки LDA (Чехия) в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ и установки, встроенной в магнитометр 2G Enterprises (США), в ИФЗ РАН. Методика исследований не отличалась от стандартной (Tauxe, 2010). Для анализа палеомагнитных направлений использовали пакет прикладных программ (Enkin, 1994) со стандартными алгоритмами (Zijderveld, 1967). Обработку и интерпретацию измерений анизотропии магнитной восприимчивости проводили при помощи программы Anisoft 4.2 (Чехия).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Скалярные магнитные характеристики. Объемная магнитная восприимчивость пород варьирует в широких пределах (2.8–193.5) × 10^{-5} СИ, что, вероятнее всего, связано с неравномерным распределением пирокластического материала в породе. Наибольшие значения k (до 266 × 10^{-5} СИ, среднее 54.8 × 10^{-5} СИ) характерны для пачек 3–19 (тигильская толща и нижние пачки белесоватой толщи). В пачках 20–24 (средние пачки белесоватой толщи) наблюдаются самые низкие значения k, в среднем 10.7 × 10^{-5} СИ, а изменения k по разрезу невелики. В верхней части белесоватой толщи, в пачках 25–29, магнитная восприимчивость снова возрастает (среднее значение 14.6 × 10^{-5} СИ), а в пачках 30–35 еще более увеличивается (среднее 25.4 × 10^{-5} СИ).

Величина NRM варьирует от 0.16 до 48.0 мА/м и демонстрирует такое же закономерное поведение по разрезу, что и k. В билогарифмическом масштабе зависимость k и NRM демонстрирует линейный тренд. Синхронность изменения величин NRM и k по разрезу, в свою очередь, обуславливает поведение фактора Кенигсбергера (Qn) – отношения величины NRM к величине индуктивной намагниченности. Значения Qn для слабомагнит-

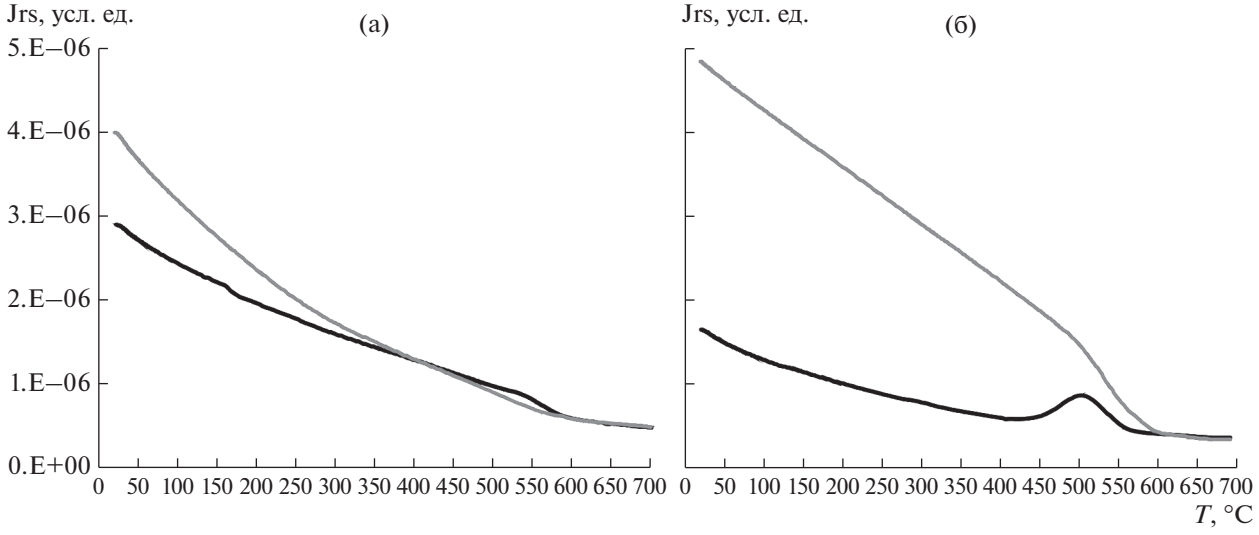


Рис. 2. Результаты термомагнитного анализа образцов пород разреза Бухта Квачина.
(а) – кривая первого типа (обр. 10-06, пачка 10), (б) – кривая второго типа (обр. 26-03, пачка 26) (черная кривая – первый нагрев, серая кривая – второй нагрев).

ных образцов составляют 0.1–0.3, а для более магнитных образцов – 0.4–0.9. Тот факт, что во всем разрезе значения Qn не превышают единицы, свидетельствует об отсутствии химической намагниченности, то есть в пользу первичной ориентационной природы NRM (Нагата, 1965).

Термомагнитный анализ. Породы бухты Квачина характеризуются термомагнитными кривыми двух типов (рис. 2). Кривые первого типа образует только магнетит, диагностируемый по температурам Кюри 570–590°C (рис. 2а). Кривые второго типа предполагают наличие пирита (рис. 2б). Его присутствие устанавливается по росту Jrs в интервале температур 450–500°C за счет новообразования магнетита (Wang et al., 2008). Кривые обоих типов встречаются во всех отложениях, но "пиритовые" образцы более характерны для верхней части разреза, и содержание пирита в них выше. Таким образом, результаты термомагнитного анализа указывают на то, что основным минералом-носителем намагниченности в породах бухты Квачина является магнетит. В некоторых случаях он в различной степени окислен (Минюк, Гладенков, 2007). Это хорошо согласуется с предыдущими исследованиями палеоген-неогеновых пород Камчатки (Коваленко, 2003).

Анизотропия магнитной восприимчивости. По степени анизотропии магнитной восприимчивости (Pj) породы различных стратиграфических подразделений существенно различаются (табл. 1). Так, верхняя и нижняя части разреза демонстрируют слабую (<5%) анизотропию, тогда как в средней части разреза наблюдаются более характерные для осадочных пород значения анизотропии ~10% (Tarling, Hrouda, 1993). При этом плоскостной тип анизотропии преобладает и в верхней, и в нижней частях разреза, тогда как линейный тип практически отсутствует (табл. 1). Соотношение степени анизотропии Pj и величины магнитной восприимчивости показывает, что в целом слабой анизотропией характеризуются образцы с высокими ($>25 \times 10^{-5}$ СИ) значениями k; образцы с меньшими значениями k могут обладать как повышенными, так и пониженными значениями Pj, что может быть

Таблица 1. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости пород различных стратиграфических интервалов разреза бухты Квачина

Номера пачек	*N*	Степень анизотропии	SD	Линейная анизотропия	SD	Плоскостная анизотропия	SD
3–19	24	1.040	0.030	1.015	0.015	1.023	0.018
20–24	33	1.111	0.034	1.021	0.017	1.080	0.031
25–29	26	1.094	0.023	1.015	0.007	1.072	0.018
30–35	17	1.038	0.016	1.005	0.013	1.024	0.014

Примечание. *N* – число образцов, SD – стандартное отклонение.

связано с влиянием парамагнитной части магнитной восприимчивости.

Практически у всех образцов (за исключением трех образцов из разных частей разреза) форма эллипсоида AMS представляет собой сплющенный диск или, в отдельных случаях, шар (рис. 3). Последнее более характерно для слабоанизотропных отложений верхней части разреза (пачки 30–35). Такая форма эллипсоидов типична для слабоизмененных осадочных пород, без существенного влияния процессов вторичной минерализации (Tarling, Hrouda, 1993).

Различия в анизотропии магнитной восприимчивости разновозрастных осадков свидетельствуют о различиях в обстановках их формирования. Действительно, распределение главных осей магнитной восприимчивости для нижней, верхней и средней частей имеют принципиальные отличия (рис. 3). Отложения средней части разреза (пачки 20–29) имеют нормальную осадочную магнитную текстуру: минимальные оси анизотропии направлены вертикально, а максимальные лежат в горизонтальной плоскости (рис. 3б, 3в). Такой тип анизотропии характерен для отложений, формировавшихся в спокойной гидродинамической обстановке (Tarling, Hrouda, 1993), при этом направление транспорта осадочного материала определяется по среднему направлению максимальных осей анизотропии (Baas et al., 2007). Для отложений пачек 20–24 и 25–29 эти направления ориентированы на юго-юго-запад (азимуты 212° и 210° соответственно), однако из-за слабой линейной анизотропии ошибка определения этих направлений достаточно велика (72°). Таким образом, транспортировка осадочного материала во время формирования пород пачек 20–29 происходила приблизительно параллельно основному северо-восточному простиранию камчатских структур. Здесь следует отметить, что разброс направлений минимальных осей анизотропии в отложениях пачек 25–29 (рис. 3в) несколько выше, чем в отложениях пачек 20–24 (рис. 3б), что свидетельствует о смене гидродинамического режима во время накопления верхней части олигоценовой толщи.

Совершенно другой тип магнитной текстуры наблюдается в породах самой нижней (пачки 3–19) и самой верхней (пачки 30–35) частей разреза (рис. 3а и 3г). Это так называемая “flow-transverse fabric” – тип осадочной магнитной текстуры, образующийся в условиях активной гидродинамики среды, когда течение разворачивает удлиненные зерна поперек потока (Tarling, Hrouda, 1993; Baas et al., 2007). В этом случае направление транспорта осадочного материала приближенно можно определить по направлению средней оси магнитной анизотропии (Baas et al., 2007). Направление транспорта осадочного материала в нижней части разреза (пачки 3–19), по-видимому, было ориентировано на запад-северо-запад (азимут 294°), то есть, вероятно, снос происходил со структур сооружений вулканической дуги (о чем косвенно свидетельствует повышенное, но неравномерное содержание магнитного материала в осадках и их литологический состав). Для самой верхней части разреза (пачки 30–35) направление транспорта было ориентировано на восток-юго-восток (азимут 124°), и снос, скорее всего, происходил со стороны континента. Ошибки определения этих направлений несколько ниже, чем для средней части разреза, но все равно значительны (68°).

Тем не менее все магнитные текстуры, зафиксированные в отложениях разреза бухты Квачина, являются типично осадочными. Признаков существенных деформаций (типично деформационных магнитных текстур по (Pares et al., 1999)) или интенсивных химических изменений пород (вытянутые формы эллипсоидов магнитной анизотропии (Tarling, Hrouda, 1993)) не наблюдается.

Таким образом, по характеру поведения скалярных магнитных параметров k, NRM и Qn (линейный характер зависимости k и NRM в билогарифмическом масштабе и значения $Q < 1$) можно предполагать, что осадочные породы разреза бухты Квачина не испытали существенных вторичных химических изменений. Магнитная текстура осадков указывает на отсутствие существенных деформаций. Это свидетельствует о преимущественно первичной ориентационной природе намагниченности этих пород.

Результаты ступенчатого размагничивания. Ступенчатое размагничивание как переменным магнитным полем, так и температурой выявило сохранность палеомагнитного сигнала (рис. 4). Стабильный компонент намагниченности выделяется в интервале переменных полей от 18 до 40 мТл, в более высоких полях начинаются нерегулярные изменения направления намагниченности. При терморазмагничивании стабильный компонент разрушается в интервале температур 250–350°C, реже сохраняется до 400°C. При дальнейших нагревах направление и величина намагниченности начинают изменяться нерегулярно, что, вероятно, связано с преобразованием присутствующего в породах пирита. Часть образцов растрескивается до полного разрушения. Тем не менее направление стабильного компонента удалось определить в 111 образцах коллекции, по крайней мере с точностью до знака полярности, хотя доверительные интервалы средних направлений достаточно высоки.

Распределения направлений стабильного компонента прямой и обратной полярности показаны на рис. 5. Тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990) не срабатывает в силу больших разбросов векторов, тест складки (McFadden, 1990) дает не-

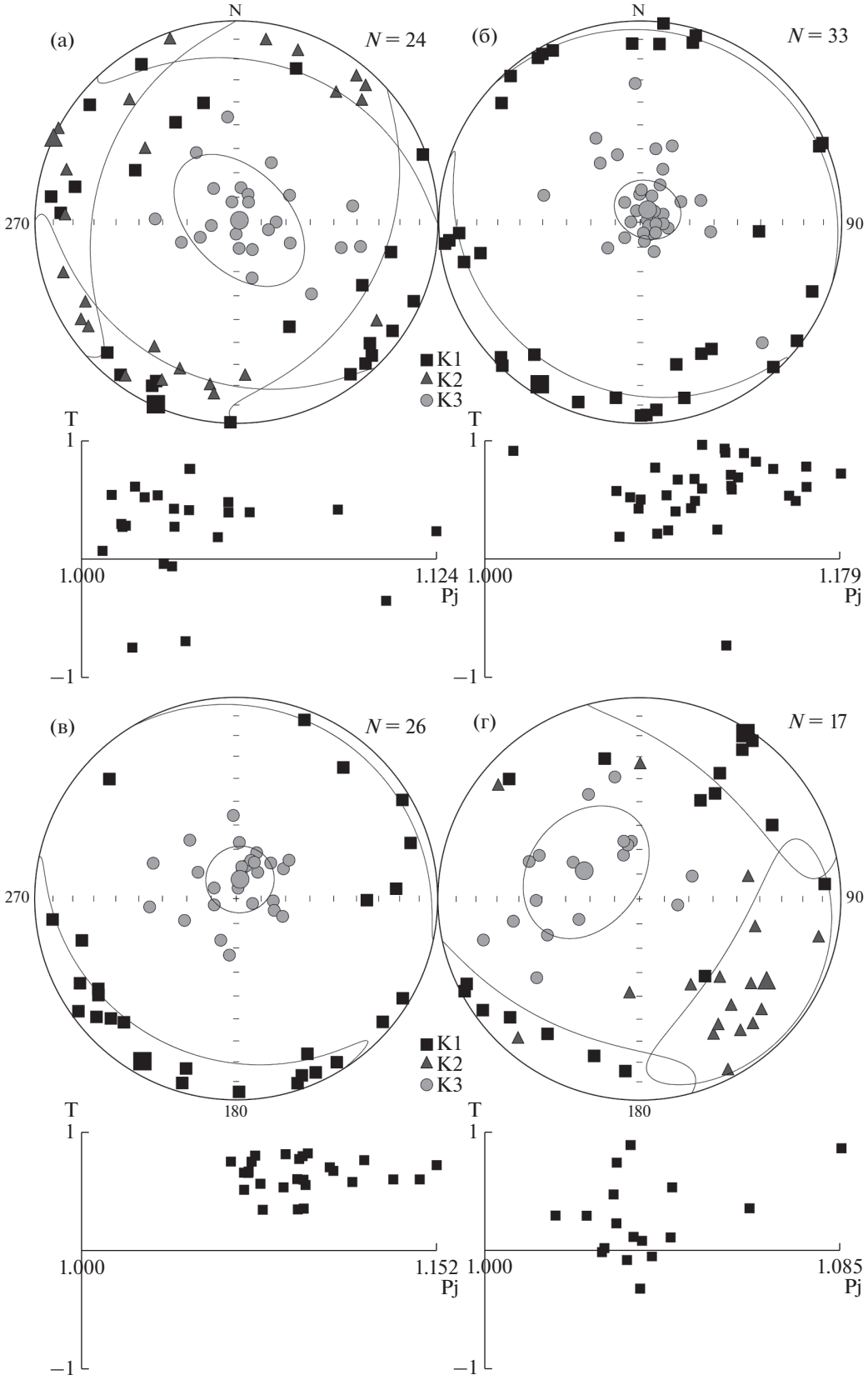


Рис. 3. Анизотропия магнитной восприимчивости пород разреза Бухта Квачина.
Стереограммы распределений главных осей анизотропии (а и г – все оси, б и в – K1 и K3), их средние значения и доверительные интервалы (стратиграфическая система координат), графики зависимости степени анизотропии Pj от параметра формы T. (а) – пачки 3–19; (б) – пачки 20–24; (в) – пачки 25–29; (г) – пачки 30–35.

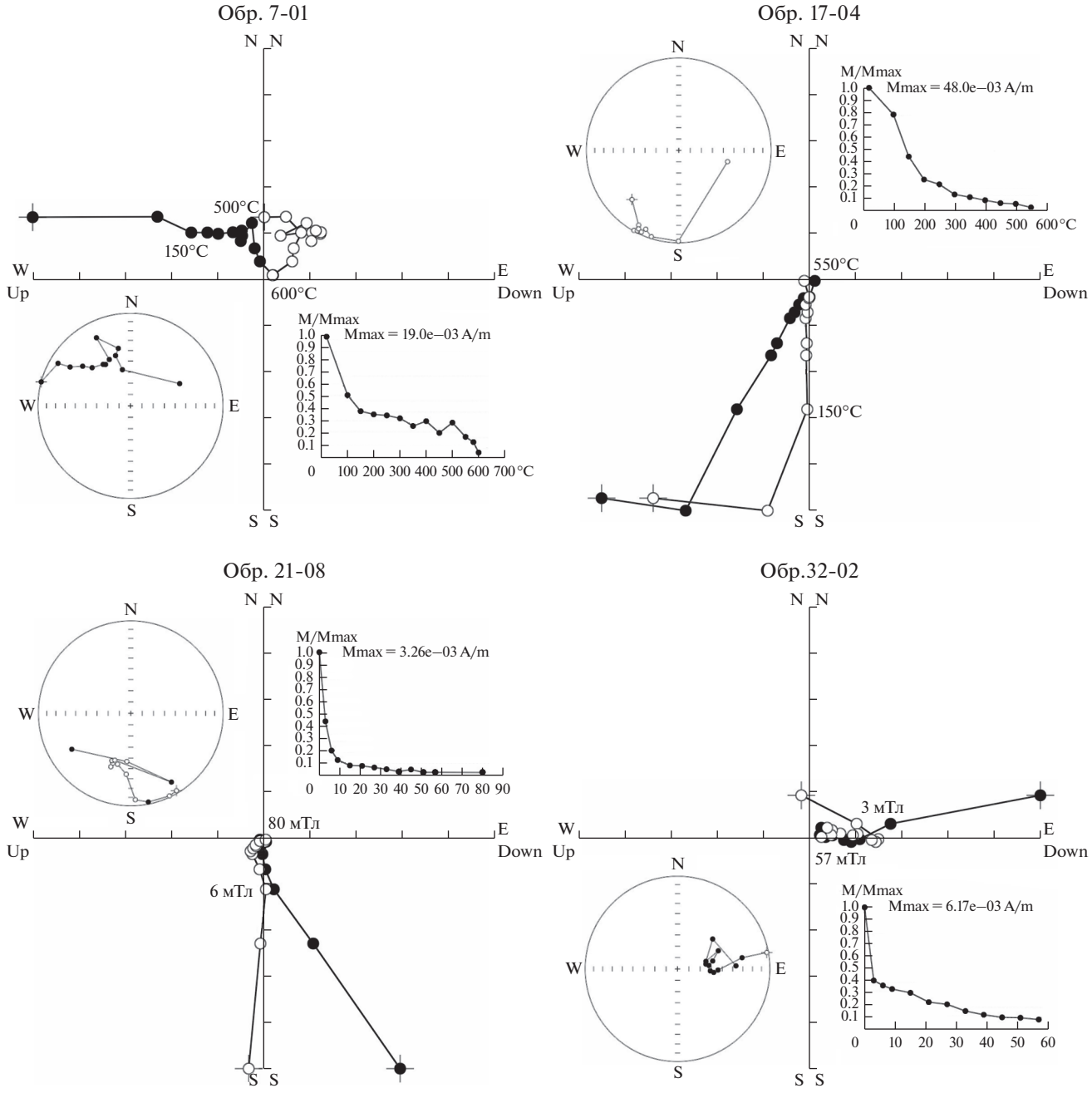


Рис. 4. Поведение образцов в процессе магнитных чисток температурой (обр. 7-01 и 17-04) и переменным полем (обр. 21-08 и 32-02) (стратиграфическая система координат, черные кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу/горизонтальную плоскость, белые кружки – на верхнюю полусферу/вертикальную плоскость).

определенный результат из-за малых различий в элементах залегания (угол падения варьирует от 8° до 13° при едином азимуте падения 85°). Косвенным свидетельством первичной природы стабильного компонента естественной остаточной намагниченности являются сходство средних направлений прямой и обратной полярности, определенных по результатам различных видов магнитной чистки (табл. 2), совпадение знака полярности, определенного по результатам разных способов размагничивания в соседних образцах-дублях, и закономерное расположение интервалов прямой и обратной полярности в разрезе. Среднее направление намагниченности по всем образцам, приведенным к прямой полярности (N = 93, D = 8.4°, I = 70.5°, a95 = 8.5°), дает положение палеомагнитного полюса (Ф = 84.4°, Λ = 277.8°, dp = 12.7°, dm = 14.7°, палеоширота 54.7°). Несмотря на зна-

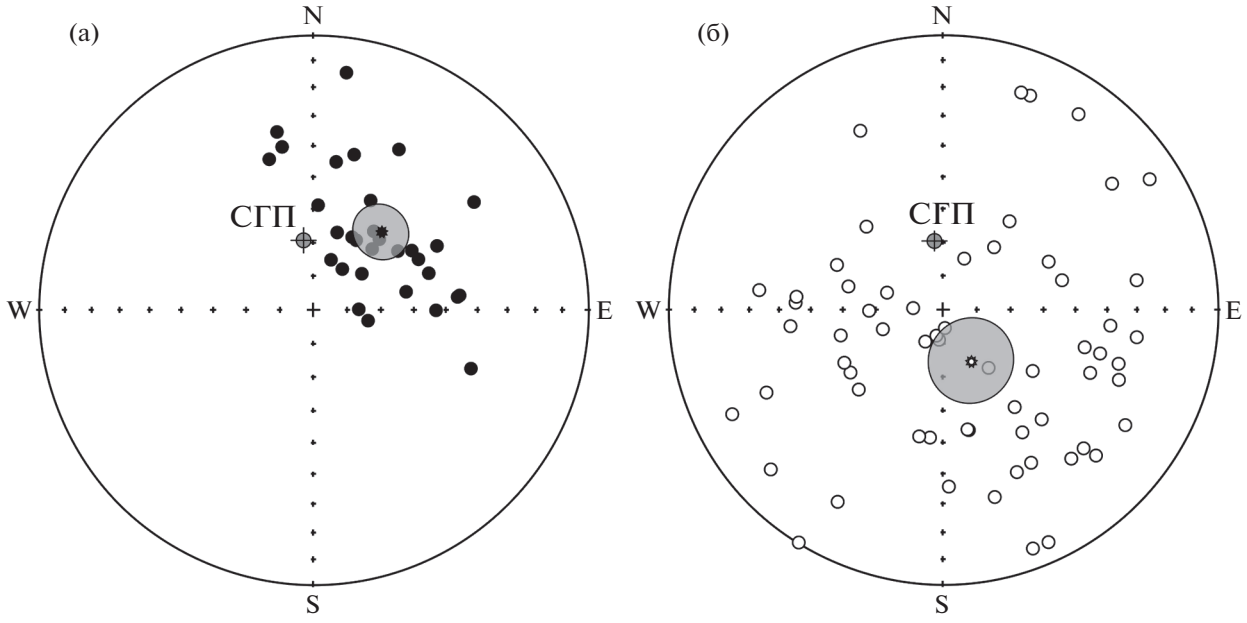


Рис. 5. Распределение компонент ЕОН на стереограмме.
(а) – прямая полярность, (б) – обратная полярность (стратиграфическая система координат, черные кружки – проекции векторов на нижнюю полусферу, белые – на верхнюю, звездочками выделены средние направления с овалами доверия, СГП – направление современного геомагнитного поля в месте отбора образцов согласно модели IGRF 13th).

чительный разброс направлений, данное определение по величине доверительных интервалов сравнимо с близким по возрасту определением Д.В. Коваленко по Западной Камчатке (Коваленко, 2003).

На основании полярности стабильного компонента намагниченности, определенного для 93 стратиграфических уровней, в разрезе выделено 20 интервалов прямой и обратной полярности, слагающих 10 магнитозон различного ранга: 5 из них монополярные (2 обратные, 3 прямые) и 5 магнитозон знакопеременные, где внутри относительно крупных интервалов преобладающей прямой полярности присутствуют короткие интервалы обратной полярности. Как правило, эти интервалы представлены двумя стратиграфическими уровнями, поэтому не рассматриваются как магнитозоны (рис. 6). За исключением этих восьми интервалов, все магнитозоны подтверждаются данными по трем и более стратиграфическим уровням, их полярность также подтверждается образцами-дублями. Дополнительным аргументом надежности полученных результатов является тот факт, что границы палеомагнитных зон в большинстве случаев не совпадают с литологическими границами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Магнитостратиграфия. Количество интервалов различной полярности в палеомагнитном разрезе

Таблица 2. Сравнение средних направлений прямой и обратной полярности, полученных разными способами размагничивания (с учетом образцов-дублей)

Полярность	*n*	Dg, °	Ig, °	Ds, °	Is, °	K	a95, °
Размагничивание переменным магнитным полем							
N	17	15.5	65.5	30.5	59.8	9.5	12.2
R	42	119.3	–77.9	165.3	–80.8	3.2	14.7
Терморазмагничивание							
N	19	41.7	63.3	51.2	54.5	9.0	11.8
R	33	129.2	–58.6	143.8	–63.4	2.9	18.2

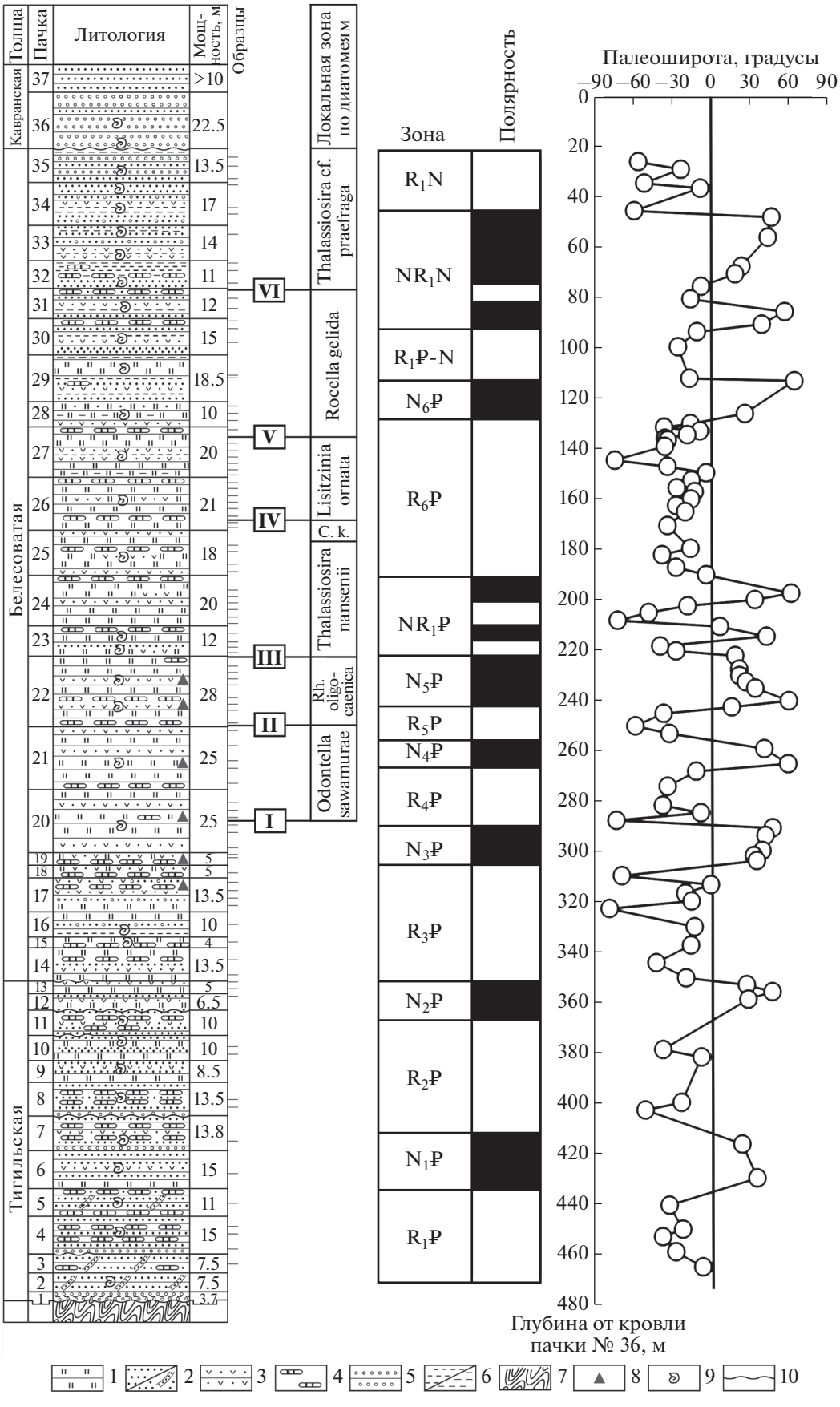
Примечание. *n* – количество образцов, Dg, Ig и Ds, Is – склонение и наклонение среднего вектора в географической и стратиграфической системах координат соответственно, K – кучность, a95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95%-ной вероятностью, N и R – прямая и обратная полярность.

бухты Квачина (21 интервал) существенно меньше, чем в соответствующем интервале Шкалы геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) (37 интервалов), что может быть связано с наличием возможных скрытых перерывов в разрезе. В данном случае сопоставление палеомагнитного разреза со Шкалой геомагнитной полярности проводилось на основе имеющихся возрастных оценок биостратиграфических уровней, выделенных в белесоватой толще в пределах локальных зон по диатомовым водорослям (Гладенков, 2018; Гладенков и др., 2018; Gladenkov, 2019) (рис. 6, 7). Для нижней части этой толщи важным репером послужил уровень появления диатомей, в том числе вида Odontella sawamurae, в средней части пачки 20. На основе анализа состава комплекса диатомей (Гладенков и др., 2018) предполагалось, что этот уровень не древнее границы между эоценом и олигоценом (граница приабонского и рюпельского ярусов – 33.9 млн лет) и соответствует хрону C13r. Действительно, средняя и верхняя части пачки 20 имеют обратную полярность (нижний интервал обратной полярности в знакопеременной магнитозоне RN_2Р) и, таким образом, могут быть сопоставлены с хроном C13r. Нижняя часть пачки 20 намагничена прямо и отвечает магнитозоне N_2Р, которая может быть сопоставлена с хроном C15n, поскольку существенных перерывов в пачке 20 не наблюдается. При такой интерпретации магнитозона R_1Р будет соответствовать хрону C15r, а верхняя граница магнитозоны N_1Р будет отвечать верхней границе хрона C16n. В результате полевых исследований вниз по разрезу были намечены два небольших размыва (Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018). Нижняя граница магнитозоны N_1Р совпадает с размывом в подошве пачки 12, а размыв в подошве пачки 8 приходится на нижнюю часть верхнего интервала обратной полярности знакопеременной магнитозоны RN_1Р. Длительность этих перерывов неясна, поэтому корреляция магнитозоны RN_1Р в нижней части разреза со Шкалой геомагнитной полярности достаточно условна. Верхний и нижний интервалы обратной полярности этой магнитозоны могут быть предварительно сопоставлены с хронами C16r и C17r соответственно. Это не противоречит палеомагнитным данным, полученным по гаилхавиланской (приабон) и алугинской (олигоцен) свитам разреза п-ова Ильпинский, Северо-Восточная Камчатка, где весь этот стратиграфический интервал, как и в разрезе бухты Квачина, характеризуется преимущественно обратной полярностью с маломощными интервалами прямой полярности (Минюк, Гладенков, 2007). К сожалению, более детальная корреляция этих разрезов невозможна.

Следующий реперный уровень выше по разрезу – появление диатомей Rhizosolenia oligocaenica и Rhizosolenia antarctica в самых низах пачки 22. К настоящему времени установлено, что первое появление этих видов приурочено к началу раннего олигоцена. В разрезах глубоководных скважин, пробуренных в высоких южных широтах (район подводного плато Кергелен), проведена прямая корреляция этих уровней со Шкалой геомагнитной полярности (Roberts et al., 2003). В результате возраст появления таксонов Rhizosolenia oligocaenica и Rhizosolenia antarctica определен как 33.9 и 33.4 млн лет соответственно (Roberts et al., 2003). Поэтому предполагается, что в изученном разрезе Западной Камчатки упомянутый уровень можно оценить не древнее, чем 33.4 млн лет, что отвечает хрону C13n. В разрезе бухты Квачина данный уровень попадает в верхний интервал обратной полярности в знакопеременной магнитозоне NR_2Р, которая не может быть напрямую сопоставлена с хроном прямой полярности C13n. Интервалы прямой полярности граничат с этим интервалом сверху (магнитозона N_3Р) и снизу (интервал прямой полярности в средней части магнитозоны RN_2Р). Но аналогом хрона C13n может быть только интервал прямой полярности в середине магнитозоны RN_2Р, потому что если сопоставить с хроном C13n магнитозону N_3Р, то магнитозона N_1Р не находит своего аналога в Шкале геомагнитной полярности, поскольку внутри хрона C15r нет субхронов прямой полярности.

Более того, магнитозона N_3Р охватывает по мощности верхние две трети пачки 22 и базальную часть пачки 23, причем практически на границе этих пачек (0.5 м ниже кровли пачки 22) фиксируется появление видов Thalassiosira nansenii и Cavitatus jouseanus. Нижний рубеж распространения Cavitatus jouseanus оценивается не древнее, чем 31.1 млн лет, что соответствует хрону C12n. Таким образом, прямое сопоставление маг-

Рис. 6. Стратиграфическая колонка кайнозоя бухты Квачина, Западная Камчатка (по Гладенков, 2016; Гладенков и др., 2018, с дополнениями) и магнитополярная характеристика отложений (черное – прямая полярность, белое – обратная полярность).
1 – опоковидные алевролиты; 2 – песчаники, в том числе слоистые; 3 – туфогенные породы; 4 – карбонатные конкреции; 5 – конгломераты и гравелиты; 6 – аргиллиты (а) и алевролиты (б); 7 – дислоцированные меловые (?) породы; 8 – экзотические валуны и глыбы; 9 – находки ископаемых моллюсков; 10 – размывы и несогласия; I–VI – биостратиграфические уровни по диатомовым водорослям в разрезе: I – появление диатомей, II – появление Rhizosolenia oligocaenica и Rh. antarctica, III – появление Thalassiosira nansenii и Cavitatus jouseanus, IV – появление Lisitzinia ornata, V – появление Rocella gelida, VI – появление Thalassiosira cf. praefraga; Rh. – Rhizosolenia, C. k. – Cestodiscus kugleri.


Толща
Пачка
Литология
Мощность, м
Образцы
Локальная зона по диатомеям
Кавранская
Белесоватая
Тигильская
Thalassiosira cf. praefraga
Rocella gelida
Lisitzinia ornata
C. k.
Thalassiosira nansenii
Rh. oligocaenica
Odontella sawamurae
VI
V
IV
III
II
I
Зона
Полярность
R1N
NR1N
R1P-N
N6P
R6P
NR1P
N5P
R5P
N4P
R4P
N3P
R3P
N2P
R2P
N1P
R1P
Палеоширота, градусы
−90 −60 −30 0 30 60 90
Глубина от кровли пачки № 36, м
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

нитозоны N_3Р с хроном C12n является наиболее вероятным.

Нижний интервал обратной полярности в знакопеременной зоне RN_1Р–N охватывает часть разреза от базальной части пачки 25 до средней части пачки 28. В этом интервале присутствуют два реперных уровня появления стратиграфически важных видов диатомей: (1) Lisitzinia ornata в нижней части пачки 26 и (2) Rocella gelida в верхней части пачки 27. Датировки уровня появления Lisitzinia ornata в разрезах глубоководных скважин в высоких южных широтах, полученные на основе корреляции со Шкалой геомагнитной полярности, соответствуют 27.7 млн лет (Roberts et al., 2003).

Что касается оценок времени появления другого вида – Rocella gelida – в относительно полных разрезах глубоководных скважин, пробуренных в разных районах Мирового океана, то они не вполне совпадают: ~25.3 млн лет в экваториальной Пацифике (Barron et al., 2004; Barron, 2005), ~28.1 млн лет в субарктической Пацифике (Gladenkov, Barron, 1995), 27.0 млн лет в высоких южных широтах (Roberts et al., 2003). При этом прямая корреляция с магнитостратиграфической шкалой проведена только в последнем случае. Однако интервал ~27.5–26.5 млн лет в Шкале геомагнитной полярности характеризуется только прямой полярностью, тогда как нижний интервал в знакопеременной магнитозоне RN_1Р–N имеет обратную полярность. Возможны три варианта сопоставления этого интервала:

а) с хроном C10r (~29.2–28.3 млн лет); в этом случае существенно удревняется возраст реперных уровней Lisitzinia ornata, Rocella gelida, а для магнитозоны знакопеременной полярности NR_1Р не находится места в Шкале геомагнитной полярности;

б) с хроном C8r (~26.4–25.9 млн лет); в этом случае возраст реперных уровней Lisitzinia ornata, Rocella gelida значительно омолаживается и между нижним интервалом обратной полярности в знакопеременной зоне RN_1Р–N и верхним интервалом обратной полярности магнитозоны RN_2Р должен быть стратиграфический перерыв, поскольку количество интервалов прямой и обратной полярности в магнитозонах N_3Р и NR_1Р меньше, чем хронов и субхронов в соответствующем интервале Шкалы геомагнитной полярности;

в) с хроном C9r (~27.8–27.4 млн лет); в этом случае возраст реперных уровней Lisitzinia ornata, Rocella gelida менее всего отличается от предложенных оценок, а структура палеомагнитной записи в данном интервале разреза наилучшим образом соответствует Шкале геомагнитной полярности.

Последний вариант сопоставления представляется авторам настоящей статьи, проводившим палеомагнитные исследования, наименее противоречивым. В этом случае интервалы прямой и обратной полярности магнитозоны NR_1Р будут отвечать хронам C11r, C11n, C10r, C10n соответственно (снизу верх), а интервал прямой полярности в магнитозоне RN_1Р–N будет соответствовать хрону C9n.

Самый молодой возрастной уровень – появление формы Thalassiosira cf. praefraga – располагается вблизи кровли пачки 31. Скорее всего, этот уровень не древнее, чем ~23.3–23.6 млн лет (Гладенков, 2018; Гладенков и др., 2018), и относится уже к аквитанскому ярусу миоцена. Этот уровень находится внутри знакопеременной магнитозоны NR_1N, которая, по-видимому, отвечает знакопеременному интервалу в верхней части хрона C6C, а вышележащая магнитозона прямой полярности коррелирует с нижней частью хрона C6B. При такой интерпретации граница между олигоценом и миоценом (хаттом и аквитаном) будет проходить непосредственно под нижней границей магнитозоны NR_1N в верхней части пачки 30.

Однако такой вариант предполагает наличие перерыва в осадконакоплении между интервалом прямой полярности в магнитозоне RN_1Р–N и магнитозоной NR_1N, то есть из разреза выпадают хроны C8, C7A, C7 и, частично, C6C, при этом объем перерыва составит не менее 3 млн лет (от ~26.2 до ~23.2 млн лет). Логично предположить, что такой перерыв, скорее всего, попадает на границу между пачками 29 и 30, а не проходит внутри одной из этих пачек. При такой интерпретации перерыв должен находиться внутри верхнего интервала обратной полярности магнитозоны RN_1Р–N. Это означает, что этот интервал не является единым, а представляет собой фрагменты двух разновозрастных интервалов, разделенных продолжительным перерывом. По-видимому, верхняя часть белесоватой толщи здесь была размыта в позднем олигоцене, и осадконакопление возобновилось лишь в нижнем миоцене, что привело к выпадению из разреза магнитозон, отвечающих хронам C8–C6C (рис. 7).

Представленная на рис. 7 схема корреляции палеомагнитного разреза бухты Квачина со Шкалой геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) является, по мнению авторов статьи, проводивших палеомагнитные исследования, наименее противоречивым вариантом и наилучшим образом соответствует имеющимся возрастным оценкам реперных уровней по диатомовым. Однако у соавторов, которые непосредственно проводили полевые геологические исследования, имеются определенные сомнения в такой интерпретации. Так, видимые седиментационные перерывы при полевом изучении разреза в пределах пачек 29–36

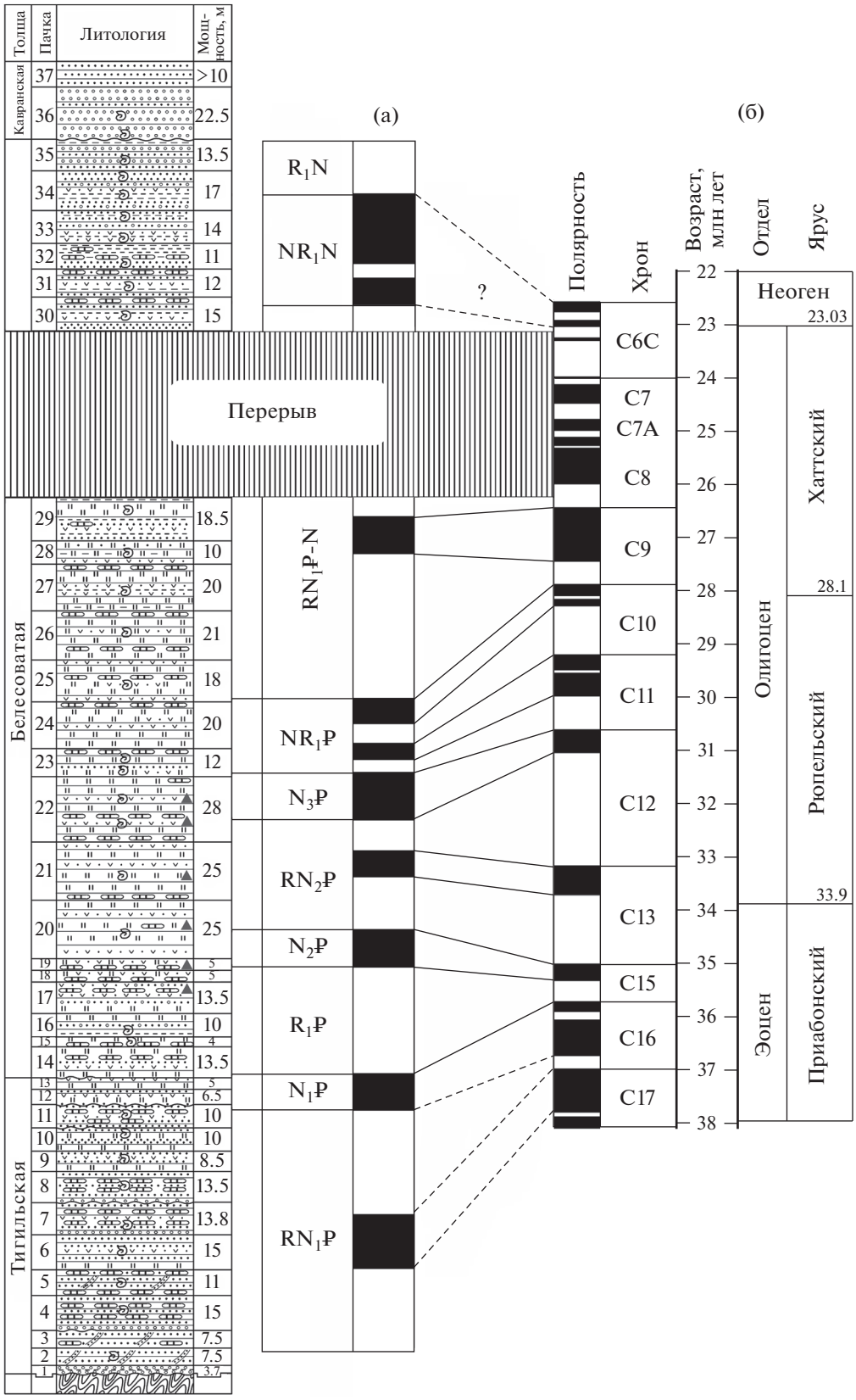


Рис. 7. Возможный вариант корреляции магнитной зональности разреза бухты Квачина (а) со Шкалой геомагнитной полярности (Ogg et al., 2016) (б).
Стратиграфическая и палеомагнитная колонки построены в едином масштабе. Условные обозначения см. на рис. 6.

Таблица 3. Сопоставления палеомагнитных полюсов раннего кайнозоя Западной Камчатки с референтной кривой палеомагнитных полюсов для стабильной Евразии (Torsvik et al., 2012), с указанием кинематики блоков Западной Камчатки относительно стабильной Евразии

Возраст полюса, млн лет	Ф°	Λ°	A95°	F°	R°
Бухта Квачина, Ф = 84.4°; Λ = 277.8°; A95 = 13.5° (настоящая работа)					
20	84	145.4	3.74	8.6 ± 10.3	12.2 ± 18.2
30	82.8	161.9	3.1	10.0 ± 10.3	7.1 ± 18.0
40	81.7	158.1	4.1	11.1 ± 10.1	8.1 ± 17.9
Полуостров Омгон, Ф = 71.0°; Λ = 216.4°; A95 = 15.9° (Коваленко, 2003)					
50	76	169.6	4	7.5 ± 12.0	29.9 ± 27.8
60	82.4	175.6	3.8	10.3 ± 12.2	20.7 ± 28.1

Примечание. Ф° – широта палеомагнитного полюса; Λ° – долгота палеомагнитного полюса; A95° – доверительный интервал палеомагнитного полюса; F° – широтное смещение блока вдоль долготы; R° – угол поворота блока (два последних параметра рассчитываются относительно полюсов стабильной Евразии).

не были выявлены. Пачки 28–29 (туфоалевролиты с линзами песчаников мощностью до 30 м) являются переходными от туфоалевролитов и туфоаргиллитов основной части белесоватой толщи к верхней, песчанистой, части этой же толщи. Что касается диатомовых водорослей, то их анализ не позволяет однозначно подтвердить вывод об отсутствии в разрезе отложений большой части верхнего олигоцена в результате их размыва. Кроме того, при палеомагнитных интерпретациях надо с определенной осторожностью относиться к имеющимся датировкам уровней появления маркирующих таксонов диатомей, которые использовались при биостратиграфическом расчленении разреза. Это объясняется тем, что их возраст может варьировать не только в разных климатических зонах, но и в различных частях морских бассейнов. Поэтому, например, вывод о возможном достаточно древнем интервале появления Lisitzinia ornata и Rocella gelida в западнокамчатском разрезе – в пределах субхрона C9r (~27.8–27.4 млн лет) – требует будущих дополнительных проверок и подтверждений.

Пространственное положение структурных блоков по палеомагнитным данным. Положение палеомагнитного полюса для блока Бухта Квачина, определенное на основании наших исследований, существенно отличается от положения полюсов Восточной Камчатки и юга Корякии (см. сводку Д.В. Коваленко (2000)). Для раннего кайнозоя Западной Камчатки имеется только одно палеомагнитное определение по силлам на п-ове Омгон (Коваленко, 2003), возраст которых согласно K–Ar датировкам лежит в интервале 53–67 млн лет (Гладенков и др., 1997). В табл. 3 приведены координаты палеомагнитных полюсов для верхнего эоцена–олигоцена бухты Квачина и палеоцена п-ова Омгон. Очевидно, что доверительные интервалы этих полюсов значительно перекрываются. Различие между положениями этих блоков в пространстве статистически незначимо; и широтное расстояние между ними 8.4° ± 14.6°, и относительный поворот 29.5° ± 30.8° находятся в пределах точности полученных палеомагнитных определений. Естественно, что это статистическое совпадение полюсов обусловлено большими доверительными интервалами самих палеомагнитных определений, поэтому интересно сравнить их с референтными положениями палеомагнитных полюсов для стабильной Евразии (Torsvik et al., 2012). Для корректного сравнения были использованы положения референтных полюсов без ведения поправки на занижение наклонения, поскольку ни в наших исследованиях, ни в работе Д.В. Коваленко (2003) такая коррекция не проводилась. В табл. 3 приведены оценки относительных перемещений блока бухты Квачина относительно стабильной Евразии в эоцене, олигоцене и миоцене, а также блока п-ова Омгон в палеоцене и эоцене. Практически все эти перемещения, как широтные, так и относительные, находятся в пределах погрешности полученных результатов, т.е. свидетельствуют об отсутствии значимых перемещений.

Таким образом, несмотря на сильный разброс данных, можно предполагать, что структуры Западной Камчатки не претерпевали существенных перемещений относительно Сибирского континента в раннем кайнозое, а пространственное положение блока Западной Камчатки в палеоген–неогене в пределах точности палеомагнитного метода не отличалось от современного.

ВЫВОДЫ

Изученные материалы позволили выявить в разрезе кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки последовательность из 21 монополярного интервала, которые были объединены в 10 палеомагнитных зон, и обосновать вариант корреляции этих зон с верхнеэоценовым–олигоценовым

интервалом Шкалы геомагнитной полярности (хронами С17–С6). Полученные палеомагнитные данные в целом не противоречат биостратиграфическому расчленению кайнозойских образований бухты Квачина и дополняют его магнитными реперами.

Задачу определения палеоширотного положения тектонического блока Западной Камчатки нельзя считать решенной, так как большой разброс векторов привел к слишком большим ошибкам определения палеомагнитного полюса. Но его совпадение в пределах ошибок с известным полюсом по Западной Камчатке и референтными полюсами стабильной Евразии не кажется нам случайным, это позволяет очень осторожно говорить о возможном отсутствии значимых перемещений этого блока относительно Евразии в кайнозое.

Полученные при изучении разреза бухты Квачина выводы по палеомагнитным данным носят в определенной мере предварительный характер, но представляют собой наиболее вероятные на сегодняшний день модели сопоставления полученной палеомагнитной зональности со Шкалой геомагнитной полярности. Вместе с тем эти данные показывают перспективность подобных исследований в подвижных областях при комплексировании с другими, в первую очередь биостратиграфическими, методами. Это может привести к построению более детальных и более обоснованных корреляционных стратиграфических схем. Однако для этого требуется проведение подобного комплекса работ при изучении и других разрезов Камчатки.

Источники финансирования. Работа выполнена по темам государственного задания ГИН РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова № АААА-А16-116033010119-4 и при поддержке проекта РФФИ № 19-05-00361.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аверьянов В.С., Штейнберг Г.С. О поведении магнитного поля Земли в верхнечетвертичное время на южной Камчатке // Тезисы докладов на VII Всесоюзной конференции по постоянному магнитному полю и палеомагнетизму. М., 1966. С. 39–41.

Александрова Г.Н. Палинологическая характеристика эоцена–раннего миоцена разреза бухты Квачина, Западная Камчатка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 93–122.

Атлас фауны и флоры палеогеновых отложений Дальнего Востока. Точилинский опорный разрез. Отв. ред. Меннер В.В. М.: Наука, 1984. 335 с.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–97.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Линькова Т.И., Файнберг Ф.С., Ремизовский Р.И. Палеомагнитная характеристика разрезов плейстоцена Камчатки // Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Труды СВКНИИ. 1970. Вып. 37. С. 39–49.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Файнберг Ф.С., Ремизовский В.И. Кайнозойские отложения северного побережья Пенжинской губы // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 105–138.

Бордунов С.И., Дмитриева Т.В., Фрегатова Н.А. Фораминиферы в расчленении олигоцена–миоцена Западной Камчатки и региональные стратиграфические подразделения // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 30–35.

Гладенков А.Ю. Ярусы олигоцена и граница между палеогеном и неогеном на Западной Камчатке – новые данные по диатомеям // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–29.

Гладенков Ю.Б. Расчленение опорного разреза кайнозоя бухты Квачина Западной Камчатки и проблемы его корреляции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 6. С. 101–113.

Гладенков Ю.Б. Моллюски в стратиграфическом расчленении опорного разреза кайнозоя бухты Квачина, Западная Камчатка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 146–156.

Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Беньямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 366 с.

Гладенков Ю.Б., Гладенков А.Ю., Бордунов С.И., Чехович В.Д., Александрова Г.Н., Водовозов В.Ю., Гептнер А.Р., Дмитриева Т.В., Покровский Б.Г., Трубихин В.М., Фрегатова Н.А. Опорный разрез кайнозоя Западно-Камчатской структурно-формационной зоны. М.: Геокарт-ГЕОС, 2018. 202 с.

Дараган Е.В., Певзнер М.А. Методика палеомагнитных исследований при среднемасштабном геологическом картировании в области развития молодого вулканизма // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973. С. 85–88.

Казанский А.Ю., Трубихин В.М., Водовозов В.Ю. Магнитостратиграфия опорного разреза кайнозоя бухта Квачина (Западная Камчатка), первые результаты // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. М.: ГЕОС, 2018. С. 36–46.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов полуострова Ильпинский (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1993. № 5. С. 72–80.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Москва: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 48 с.

Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 256 с.

Кочегура В.В. Палеомагнитная корреляция неогеновых эффузивных компонентов Дальнего Востока // Материалы V Всесоюзной конференции по палеомагнетизму. Красноярск: СО АН СССР, 1963. С. 291–302.

Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Палеомагнитные исследования дальневосточных базальтов // Ученые записки ЛГУ. Сер. физ. и геол. наук. 1960. № 286. Вып. 12. С. 160–164.

Кочегура В.В., Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н. Палеомагнитная корреляция плиоцен-плейстоценовых эффузивов Срединного хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 81–90.

Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. Кинематика Кроноцкой островной дуги (Камчатка) по палеомагнитным и геологическим данным // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.

Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 198 с.

Минюк П.С., Гладенков Ю.Б. Магнитостратиграфия палеогеновых отложений Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 106–117.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.

Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования верхнеплиоценовых и четвертичных отложений Камчатки // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43. Вып. 3. С. 35–50.

Печерский Д.М., Клюева В.Н., Казакова Г.П. Результаты палеомагнитного изучения разреза верхнекайнозойских вулканогенных образований в центральной части Камчатского Срединного хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 7. С. 25–35.

Поспелова Г.А. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 11. С. 1591–1598.

Поспелова Г.А. Сравнительные исследования прямо- и обратнонамагниченных эффузивных пород // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 109–163.

Ремизовский Р.И. Корреляция верхнекайнозойских отложений Камчатки по палеомагнитным данным // Геологические исследования на Северо-Востоке СССР. Труды СВКНИИ. 1975. Вып. 68. С. 120–125.

Ремизовский Р.И. Миоцен-плиоценовая граница в опорных разрезах Западной Камчатки по палеомагнитным данным // Стратиграфия кайнозоя Дальнего Востока: Тезисы докладов. Владивосток: ДВНЦ РАН, 1985. С. 26.

Ремизовский Р.И., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика осадочных отложений эрмановской свиты и ее аналогов на Камчатке // Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. С. 70–72.

Решения рабочих Межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России – Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.

Файнберг Ф.С., Линькова Т.И. Палеомагнитная характеристика раннечетвертичных отложений Камчатки // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 5. С. 1140–1142.

Файнберг Ф.С., Синельникова В.Н., Ремизовский Р.И., Линькова Т.И. Палеомагнитная и биостратиграфическая корреляция разрезов позднего неогена Западной Камчатки (Тигильский район) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1. С. 99–102.

Шанцер А.Е. Расчленение и корреляция континентальных вулканогенных образований позднего кайнозоя Камчатки (в связи с проблемой нижней границы квартера) // Четвертичные отложения Востока СССР. Вып. 3. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 31–33.

Шанцер А.Е., Геппнер А.Р., Егорова И.Е., Лупикина Е.Г., Певзнер М.А., Челебаева А.И. Вулканогенные толщи хребта Тумрок, их палеомагнитная характеристика и возраст // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 9. С. 73–82.

Baas J.H., Hailwood E.A., McCaffrey W.D., Kay M., Jones R. Directional petrological characterization of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration // Earth-Sci. Rev. 2007. V. 82. P. 101–142.

Barron J.A. Diatom biochronology for the Early Miocene of the Equatorial Pacific // Stratigraphy. 2005. V. 2. P. 281–309.

Barron J.A., Fourtanier E., Bohaty S.M. Oligocene and earliest Miocene diatom biostratigraphy of ODP Leg 199 Site 1220, Equatorial Pacific // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 2004. V. 199. http://www-odp.tamu/edu/publications/199_SR/2004/204.htm

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

Gladenkov A.Yu. New data on diatoms from the marine Cenozoic section of West Kamchatka at the Kvachina Bay // Paleontol. J. 2019. V. 53. № 8. P. 799–802.

Gladenkov A.Y., Barron J.A. Oligocene and Early Miocene diatom biostratigraphy of Hole 884B // Proc. ODP, Sci. Results. College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1995. V. 145. P. 21–41.

McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 163–169.

McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.

Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. A Concise Geologic Time Scale 2016. Elsevier, 2016. 229 p.

Pares J.M., van der Pluijm B.A., Dinares-Turell J. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrock (Pyrenees, northern Spain) // Tectonophysics. 1999. V. 307. P. 1–14.

Roberts A.P., Bicknell S.J., Byatt J., Bohaty S.M., Florindo F., Harwood D.M. Magnetostratigraphic calibration of Southern Ocean diatom datums from the Eocene–Oligocene of Kerguelen Plateau (Ocean Drilling Program sites 744 and 748) // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2003. V. 198. P. 145–168.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Tauxe L. Essentials of paleomagnetism. Berkeley: University of California Press, 2010. 512 p.

Torsvik T.H., Van Der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.C. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 114. P. 325–368.

Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // Science in China. Series D: Earth Sciences. 2008. V. 5. № 8. P. 1144–1153.

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Eds. Collinson D.W., Creer K.M., Runkorn S. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Д.В. Коваленко, А.И. Яковлева

Magnetostratigraphy of West Kamchatka Marine Cenozoic Key Section (the Kvachina Bay)

A. Yu. Kazansky[a, b, #], V. Yu. Vodovozov[a, b], A. Yu. Gladenkov[b, ##], Yu. B. Gladenkov[b], and V. M. Trubikhin[b]

[a] *M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[b] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

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

[##] *e-mail: agladenkov@ilran.ru*

The results of paleomagnetic research of sediments from Cenozoic key section of West Kamchatka at the Kvachina Bay are presented. 152 samples collected from 121 stratigraphic levels of the 480-m-thick section are studied. Based on nature of the conduct of scalar magnetic parameters k, NRM, Qn and magnetic anisotropy it may be assumed that sedimentary rocks from Kvachina Bay section have not been subjected to significant deformations and have not been secondary changed substantially. Succession of 21 monopolar intervals combined into 10 magnetozones is identified in the sections. Taking into account correlation with reference levels of local zones based on diatoms, correlation of recognized magnetozones with Geomagnetic Polarity Time Scale (chrons C17 to C6) is outlined.

Keywords: paleomagnetism, Cenozoic, West Kamchatka, diatoms, paleolatitude position of tectonic structure

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 28, 2020 г.

DOI: 10.31857/S0869592X21010221

А.С. Алифиров, В.Г. Князев Аммониты семейства Cardioceratidae из верхнего келловея севера Сибири	5	78–100
А.А. Арзамасцев, А.В. Степанова, А.В. Самсонов, П.К. Скуфьин, Е.Б. Сальникова, А.Н. Ларионов, Ю.О. Ларионова, С.В. Егорова, К.Г. Ерофеева Базитовый магматизм северо-восточной части Фенноскандии (2.06–1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами	1	3–40
А.А. Арзамасцев, С.В. Егорова, К.Г. Ерофеева, А.В. Самсонов, А.В. Степанова, П.К. Скуфьин, В.В. Чащин, Р.В. Веселовский Палеопротерозойские (2.51–2.40 млрд лет) магматические провинции северо-восточной части Фенноскандии: геохимия вулканитов и корреляция с интрузивными комплексами	6	37–66
Е.Ю. Барабошкин, А.Ю. Гужиков, Г.Н. Александрова, В.А. Фомин, Б.Г. Покровский, В.А. Грищенко, А.Г. Маникин, Е.В. Наумов Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым	6	125–170
Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин, Л.Ф. Копаевич, Н. Джерич, Н. Герзина Спаич Стратиграфия и микрофауна (радиолярии и фораминиферы) верхнемеловых (верхний сантон–нижний кампан) карбонатных отложений района села Струганик, Западная Сербия	1	73–96
Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин Особенности развития радиолярий в кампане и маастрихте и перспективы детальной стратиграфии	3	102–113
Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин Радиолярии и стратиграфия верхнего альба в окрестностях Симферополя, Республика Крым	4	111–124
Э.М. Бугрова Биостратиграфия палеогена Сирии по мелким бентосным фораминиферам	4	142–158
В.С. Вишневская, Э.О. Амон, Ю.А. Гатовский Радиоляриевая биостратиграфия баженовского горизонта (верхняя юра–нижний мел) Западной Сибири	6	105–124

Н.Г. Воробьева, П.Ю. Петров Микробиота баракунской свиты и биостратиграфическая характеристика дальнетайгинской серии: ранний венд Уринского поднятия Сибири	4	26–42
Ю.Б. Гладенков, А.Ю. Гладенков На пути к интегральной и геоисторической стратиграфии	1	117–120
Ю.Б. Гладенков Моллюски в стратиграфическом расчленении опорного разреза кайнозоя бухты Квачина, Западная Камчатка	5	146–156
Ю.Б. Гладенков Стратиграфия кайнозоя восточной части Опухско-Пекульнейского прогиба, Корякское нагорье, Северо-Восток России	6	171–180
Ю.В. Голубева, И.В. Кряжева Развитие растительности и микротериофауны в позднеледниковье и голоцене на территории национального парка “Югыд-Ва”	3	148–160
А.А. Горячева Биофациальный анализ нижне- и среднеюрских отложений Сибири по палиноморфам	1	41–64
В.А. Захаров, А.П. Ипполитов, Н.Г. Зверьков, П.А. Безносов, Д.Н. Киселев Ретроцерамы и униониды из байоса и нижнего бата (средняя юра) бассейна р. Ижма, север Европейской России	4	73–95
Д.Н. Киселев Род Arcticoceras Spath, 1924 (Ammonoidea) и инфразональная биостратиграфия нижнего бата Бореальной области	2	77–102
В.Г. Князев, С.В. Меледина, А.С. Алифиров Средний келловей Сибири: аммониты и зональное деление	3	63–81
И.К. Козаков, Т.И. Кирнозова, М.М. Фугзан, Ю.В. Плоткина, Ч. Эрдэнэжаргал Постаккреционные гранитоиды в структуре Дзабханского террейна раннекаледонского обрамления Восточно-Сибирской платформы	2	55–65
И.К. Козаков, Т.И. Кирнозова, В.П. Ковач, М.М. Фугзан, Ю.В. Плоткина, Ч. Эрдэнэжаргал Неопротерозойский возраст кристаллического фундамента Богдоингольского блока Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс	6	67–75
Я.В. Кузьмин, А.Ю. Казанский О статье В.С. Зыкина, В.С. Зыкиной, Л.Г. Смоляниновой “Дискуссионные вопросы инициального заселения Сибири человеком и возраст стоянки Карама на Горном Алтае”	5	157–160

Э.Я. Левен, Х. Ярахмадзахи Фузулиниды из нижнепермской формации Эмарат разреза Гедук Центрального Эльбурса, Иран	2	66–76
Д.А. Лопатина, О.Г. Занина Условия формирования палеопочв времени МИС 3 Колымской низменности по данным палинологического и фитолитного методов	3	134–147
В.И. Макошин, Р.В. Кутыгин Зональная шкала ассельско-сакмарских (нижнепермских) отложений Верхоянья (Северо-Восток России) по брахиоподам	4	43–72
Т.А. Мыскова, Р.И. Милькевич, П.А. Львов, И.А. Житникова Неоархейские вулканиты Хедозеро-Большозерской зеленокаменной структуры Центральной Карелии: состав, возраст и тектоническая обстановка	2	3–32
С.В. Наугольных Палеонтологический музейный коллоквиум “Палеонтологическое наследие: выявление, изучение и сохранение”, Москва–Кунгур, 15 марта–28 апреля 2019 г.	2	132–134
Н.Ю. Никулова, В.Н. Филиппов, В.Б. Хубанов Источники сноса и U–Pb возраст детритовых цирконов из песчаников асыввожской свиты среднего девона, возвышенность Джежимпарма, Южный Тиман	6	92–104
Р.О. Овчинников, А.А. Сорокин, В.П. Ковач, А.Б. Котов Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс	3	48–62
Т.В. Орешкина, Г.Н. Александрова, С.М. Ляпунов, П.В. Смирнов, Б.В. Ермолаев Микропалеонтологическая и литогеохимическая характеристика туртасской свиты (верхний олигоцен), Западная Сибирь	3	114–133
Т.Н. Палечек, М.А. Устинова Юрские радиолярии и фораминиферы Воробьевых гор, Москва	3	82–101
Т.Н. Палечек Кампан-маастрихтские радиолярии террейнов Корякского нагорья, Северо-Восток России	5	116–145
П.Ю. Пархаев, Ю.Е. Демиденко, М.А. Кульша Зоопроблематики Mobergella radiolata как вид-индекс ярусных подразделений нижнего кембрия	2	33–54
Б.Г. Покровский, М.И. Буякайте, О.Л. Петров, А.А. Колесникова C-, O-, Sr-изотопная хемостратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита	5	26–40

Н.С. Прияткина, А.К. Худолей, А.В. Купцова Источники сноса неопротерозойских и верхнепалеозойских терригенных комплексов Восточного Таймыра: петрографические, геохимические и геохронологические данные	6	76–91
А.М. Пыстин, Н.С. Уляшева, Ю.И. Пыстина, О.В. Гракова Источники сноса и U–Pb возраст обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала: к вопросу о времени заложения Тиманской пассивной окраины	5	3–25
К.А. Савко, А.Б. Кузнецов, М.Ю. Овчинникова Карбонатные отложения Восточной Сарматии (раннедокембрийская игнатеевская свита, Курский блок): условия образования и палеоконтинентальные корреляции	3	3–26
Г.Н. Садовников Растительные сообщества и экостратиграфия верхнего триаса Эльбурса, Северный Иран	5	41–77
В.Ф. Смолькин, С.В. Межеловская, А.Д. Межеловский Источники обломочного материала терригенных толщ палеобассейнов неоархейского и палеопротерозойского возраста восточной части Фенноскандинавского щита по данным изотопного анализа детритового циркона (SIMS, LA-ICP-MS)	6	3–36
Е.М. Тесакова, Л.А. Глинских Келловейские остракоды Центрального Дагестана: биостратиграфия, палеоэкология и хорологический анализ	4	96–110
И.Б. Цой, Н.Г. Ващенкова, Л.Н. Василенко, М.Т. Горовая, Н.К. Вагина, Ю.И. Мельниченко Стратиграфия и условия формирования кайнозойского осадочного чехла возвышенности Ямато Японского моря	2	103–131
В.П. Чекулаев, Н.А. Арестова Архейские метатерригенные породы Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, источники сноса	4	3–25
С.И. Школьник, А.В. Иванов, Е.Ф. Летникова, М.О. Аносова Источники сноса вендских высокоглиноземистых пород Тункинских гольцов, Восточный Саян: результаты изотопных, геохимических и минералогических исследований	3	27–47
С.В. Щепетов О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, Северо-Восток России	1	65–72
С.В. Щепетов, А.Б. Герман, П.Л. Тихомиров, А.В. Моисеев, С.Д. Соколов, Я. Хаясака О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки	4	125–141

С.В. Щепетов, Д.А. Юдова		
Чинганджинская палеофлора и возраст меловых вулканитов междуречья Балыгычан–Сугой и прилегающей части Охотско-Колымского водораздела	5	101–115
А.И. Яковлева, Д.Д. Вага, А.С. Андреева-Григорович, Э.П. Радионова		
Новые палинологические данные из среднеэоценовых отложений опорного разреза Хеу, Кабардино-Балкария, Северный Кавказ	1	97–116
Памяти Александра Васильевича Каныгина (1936–2020)	4	159–160