

СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 4, 2021

Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс <i>И. К. Козаков, В. П. Ковач, Е. Б. Сальникова, А. Крёнер, Е. В. Адамская, П. Я. Азимов, Б. М. Гороховский, А. А. Иванова, Ч. К. Ойдун, Ю. В. Плоткина</i>	3
Раннеюрские (поздний синемюр–ранний плинсбах) аммониты из глыб известняков бассейна р. Бодрак, Юго-Западный Крым <i>Б. А. Зайцев</i>	27
<i>Pseudotorellia Florin</i> из верхнеюрских–нижнемеловых отложений Буреинского бассейна, Дальний Восток России <i>Н. В. Носова, Е. И. Костина, Е. В. Бугдаева</i>	53
Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия <i>А. Ю. Гужиков, Е. Ю. Барабошкин, Г. Н. Александрова, И. П. Рябов, М. А. Устинова, Л. Ф. Копаевич, Г. В. Миранцев, А. Б. Кузнецов, П. А. Фокин, В. Л. Косоруков</i>	71

ПЕРСОНАЛИИ

Памяти Михаила Алексеевича Ахметьева (1935–2020)	118
--	-----

CONTENTS

Vol. 29, No. 4, 2021

- Age Boundaries and Geodynamic Conditions of the Formation of Metamorphic Complexes in the Southwestern Part of the Tuva-Mongolian Terrane, Central Asian Fold Belt
I. K. Kozakov, V. P. Kovach, E. B. Salnikova, A. Kröner, E. V. Adamskaya, P. Ya. Azimov, B. M. Goroghovskiy, A. A. Ivanova, Ch. K. Oydup, and Yu. V. Plotkina 3
- Early Jurassic (Late Sinemurian–Early Pliensbachian) Ammonites from the Limestone Boulders of Bodrak River Basin, Southwest Crimea
B. A. Zaitsev 27
- Pseudotorellia Florin from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of the Bureya Basin, Russian Far East
N. V. Nosova, E. I. Kostina, and E. V. Bugdaeva 53
- New Bio-, Chemo- and Magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian Boundary in the Kudrino and Aksu-Dere Sections (SW Crimea): Problems of Global Correlation and Selection of the Lower Boundary Stratotype of the Campanian.
1. Geological Framework, Sedimentology, Biostratigraphy
A. Yu. Guzhikov, E. Yu. Baraboshkin, G. N. Aleksandrova, I. P. Ryabov, M. A. Ustinova, L. F. Kopaevich, G. V. Mirantsev, A. B. Kuznetsov, P. A. Fokin, and V. L. Kosorukov 71
-

Personalia

In memory of Mikhail Alekseevich Akhmetiev (1935–1920) 118

УДК 551.2:552.4(571.52+517.3)

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС¹

© 2021 г. И. К. Козаков¹, *, В. П. Ковач¹, Е. Б. Сальникова¹, А. Крёнер², Е. В. Адамская¹,
П. Я. Азимов¹, Б. М. Гороховский¹, А. А. Иванова¹, Ч. К. Ойдуп³, Ю. В. Плоткина¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Department of Geosciences, University of Mainz, 55099 Mainz, Germany

³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 25.08.2020 г.

После доработки 19.10.2020 г.

Принята к публикации 25.12.2020 г.

Сангиленский и Ханхухэйский блоки юго-западной части Тувино-Монгольского террейна (ТМТ) образуют композитную структуру, сформированную в ходе раннепалеозойского (около 505–495 млн лет) регионального метаморфизма низкого–умеренного давления. В обоих блоках известно проявление более раннего метаморфизма повышенного давления. Верхнюю возрастную границу Сангиленского блока фиксируют граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет. Ранние метаморфиты в обоих блоках прорваны гранитоидами ортоадырского комплекса с возрастом 516 ± 5 и 513 ± 4 млн лет соответственно. Формирование этого комплекса предшествовало раннепалеозойскому (505–495 млн лет) метаморфизму низкого–умеренного давления. Высокотемпературные метаморфические породы Сангиленского и Ханхухэйского блоков ТМТ можно рассматривать как фрагменты метаморфического пояса повышенного давления позднего эдиакария, причлененные к окраине ТМТ около 510–505 млн лет назад и переработанные в интервале 505–495 млн лет в условиях регионального метаморфизма низкого–умеренного давления. Формирование гранитоидов ортоадырского комплекса фиксирует преобразование пассивной окраины неопротерозойского блока ТМТ, перекрытого карбонатным чехлом эдиакария, в активную окраину. Геохронологические исследования детритовых цирконов метатерригенных пород Сангиленского блока показали, что источниками их сноса являлись главным образом магматические породы раннего неопротерозоя.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Тувино-Монгольский террейн, неопротерозой, ранний палеозой, геохронология, циркон, региональный метаморфизм, магматизм

DOI: 10.31857/S0869592X21030030

ВВЕДЕНИЕ

Тувино-Монгольский террейн (ТМТ) является одним из наиболее крупных фрагментов позднедокембрийской континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) (Ильин, 1982; Беличенко, Боос, 1988; Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). Этот террейн объединил различные вулканогенно-осадочные, магматические и осадочные комплексы. Геологическое строение и этапы развития северной и южной частей ТМТ принципиально различны (рис. 1а, 1б). К фундаменту северной части

ТМТ относятся архейские тоналит-трондьемитовые гнейсы и амфиболиты Гарганской глыбы (Kovach et al., 2004; Анисимова и др., 2009), мезопротерозойские (1034–1020 млн лет) породы дунжугурского офиолитового комплекса (Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013), неопротерозойские вулканоплутонические образования Сархойской энсиалической вулканической дуги и Шишхидской энсиматической островной дуги с возрастными 782 ± 11 и 800 ± 3 млн лет соответственно (U–Th–Pb SIMS; Kuzmichev et al., 2005; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013), а также вулканогенно-осадочные образования Окинской аккреционной призмы (775 ± 8 млн лет, U–Th–Pb SIMS; Kuzmichev et al., 2007; Кузьмичев, Ларионов, 2013). Комплексы позднего мезопротерозоя

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X21030030 для авторизованных пользователей.

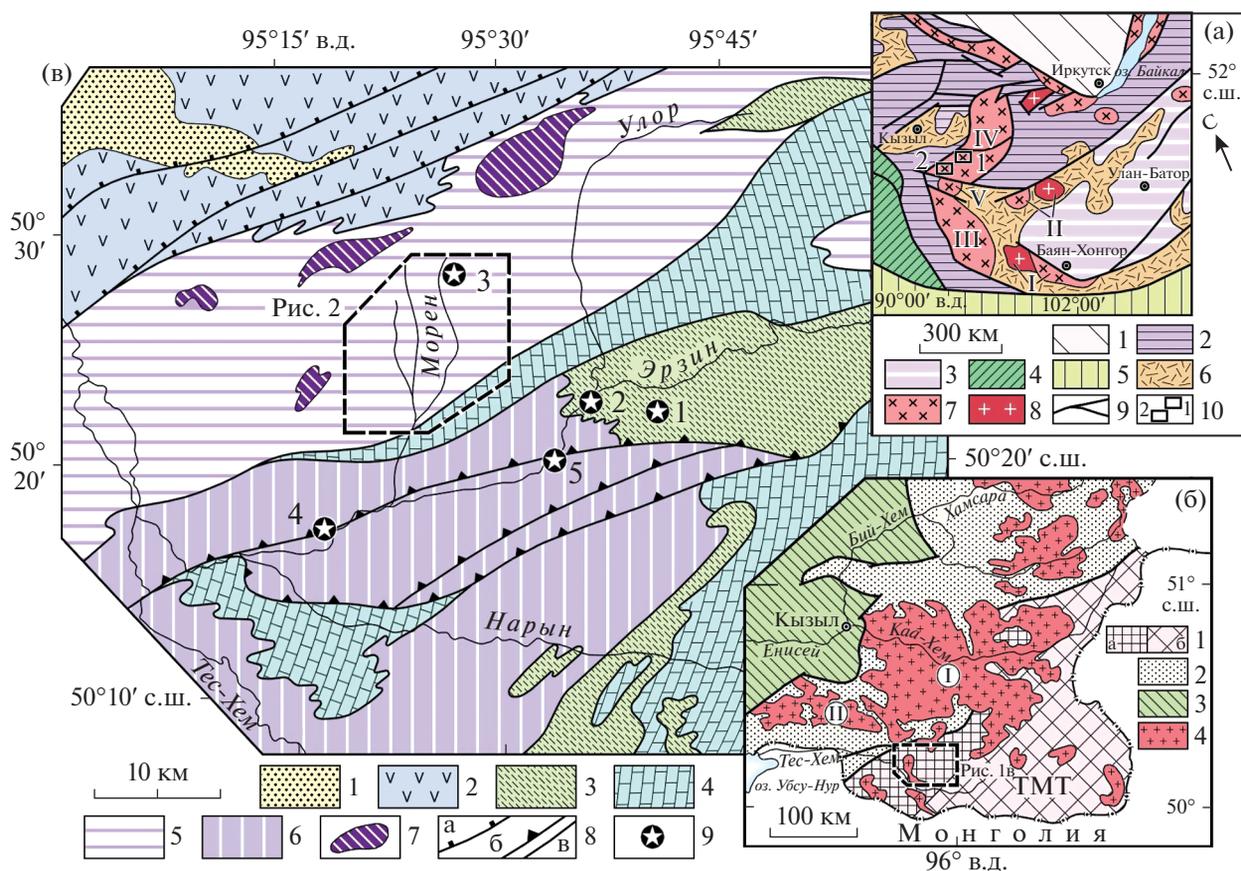


Рис. 1. Схема геологического положения метаморфических комплексов Западного Сангиленга.

(а): 1 – Сибирская платформа; 2 – ранние каледониды; 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя; 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды; 6 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя; 7, 8 – фрагменты континентальной коры с неопротерозойским (7) и раннекембрийским (8) основанием; 9 – главные тектонические границы; 10 – блоки метаморфических пород южной части ТМТ: 1 – Сангиленский, 2 – Ханхухэйский. Римскими цифрами обозначены: I – Байдарикский терреин, II – Тарбагатайский терреин, III – Дзабханский терреин, IV – Тувино-Монгольский терреин, V – Сонгинский терреин.

(б): 1 – положение Сангиленского блока в структурах Юго-Восточной Тувы; 2 – ранние каледониды; 3 – поздние каледониды; 4 – раннепалеозойские гранитоиды. Римскими цифрами обозначены: I – Каахемский батолит, II – Восточно-Таннуольский батолит.

(в): 1 – отложения девонских наложенных впадин; 2 – офиолиты раннекаледонской Агардаг–Эрзинской зоны; 3 – метатерригенные толщи чинчилигской свиты; 4 – карбонатные толщи чехла ТМТ; 5, 6 – высокотемпературные метаморфические комплексы Сангиленского блока: 5 – моренский, 6 – эрзинский; 7 – ультраосновные породы; 8а – надвиги в структурах обрамления Сангиленского блока, 8б – надвиги Чинчилигской системы, 8в – сдвиговые зоны, деформированные поверхности тектонических контактов; 9 – положение точек опробования: 1, 2 – пробы детритовых цирконов из сланцев чинчилигской свиты №№ 5740 и 8166; 3 – проба анатектических гранитов с возрастом 536 ± 6 млн лет; 4, 5 – положение гранулитов Чинчилигской системы надвигов: 4 – гранулиты Нижнеэрзинской тектонической пластины, 5 – гранулиты в мигматитах амфиболитовой фации пробы 5738.

зою–раннего неопротерозоя слагают фундамент для относительно глубоководных карбонатных осадков шельфового чехла. В позднем эдиакарии сформировался обширный мелководный шельф, который охватывал как северную, так и южную часть микроконтинента (Кузнецов и др., 2010, 2018; Ситкина и др., 2017). Более древний мезопротерозойский терригенно-карбонатный проточехол был развит только в северной части террейна, в обрамлении Гарганской глыбы. Значительная часть мезопротерозойского проточехла, по-видимому, была размыта в ходе гренвильских

тектонических процессов, связанных с амальгамацией суперконтинента Родиния (Кузнецов и др., 2018).

В юго-западной части ТМТ в Сангиленском и Ханхухэйском блоках развиты высокотемпературные метаморфические комплексы (рис. 1б). Сангиленский блок представляет собой композитную структуру, в которой, в отличие от северной части ТМТ, различные по условиям формирования структурно-вещественные комплексы совмещены в ходе раннепалеозойского тектогенеза (505–495 млн лет). Сходные по P – T условиям и

последовательности этапов регионального метаморфизма кристаллические комплексы определены и в Ханхухэйском блоке ТМТ (Козаков и др., 1999а, 2019в). В этих блоках установлено два этапа формирования высокотемпературных метаморфических комплексов: к рубежу позднего эдиакария—раннего кембрия и к началу позднего кембрия. Становление структуры юго-западной части ТМТ фиксируют постметаморфические гранитоиды с возрастными 490 ± 3 и 489 ± 3 млн лет² (Козаков и др., 1999б). Метаморфические породы повышенного давления в Сангиленском и Ханхухэйском блоках рассматриваются в составе метаморфического пояса, сформированного в палеоокеанической области за пределами раннепротерозойского композитного террейна на рубеже эдиакария—раннего кембрия около 536 ± 5 млн лет назад (Козаков и др., 1999а, 2001).

Задачей настоящего исследования является установление возможной геодинамической обстановки и возрастного интервала преобразования пород метаморфического пояса повышенного давления позднего неопротерозоя в условиях наложенного регионального метаморфизма умеренного—пониженного давления раннего палеозоя. В работе обсуждаются новые данные о возрасте гранитоидов ортоадырского комплекса (ID-TIMS), результаты геохронологических исследований (U—Th—Pb SIMS и LA-ICP-MS) детритовых цирконов из метатерригенных пород Сангиленского блока. На этой основе рассматривается возможная схема формирования и развития высокотемпературных полиметаморфических комплексов и зонального монометаморфического комплекса южной части ТМТ в позднем неопротерозое—раннем палеозое. Рассматривается схема соотношения высокотемпературных пород амфиболитовой фации с реликтами гранулитов и зонально метаморфизованных терригенных пород.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ САНГИЛЕНСКОГО И ХАНХУХЭЙСКОГО БЛОКОВ ТМТ

Структурный план Сангиленского блока определяет система тектонических пластин различного масштаба, сложенных кристаллическими породами моренского и эрзинского комплексов, а также метатерригенными породами чинчилгуйской свиты. В восточной части блока развиты толщи карбонатных и терригенно-карбонатных пород шельфового чехла эдиакария—раннего кембрия (рис. 1б). Породы этих комплексов были вовлечены в процессы регионального метаморфизма низких—уме-

ренных давлений (M_2) 505—495 млн лет назад (Козаков и др., 1999а, 2001, 2019в; Salnikova et al., 2001).

В моренском комплексе региональному метаморфизму пониженного давления (M_2) предшествовал более ранний метаморфизм повышенного давления (M_1), достигавший условий кианит-гранат-биотит-ортоклазовой субфации, а в низкотемпературных зонах — ставролит-биотит-кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (Козаков, 1976). Завершение метаморфизма M_1 фиксируют субавтохтонные ультраметагенные граниты с возрастом 536 ± 6 млн лет (Козаков и др., 1999а). Протолитами гнейсов моренского комплекса являлись олигомиктовые и полимиктовые песчаники, силициты и вулканы риолит-дацитового состава, предположительно сформировавшиеся в рифтогенных структурах пассивных континентальных окраин (Козаков и др., 2005). Большая часть зерен детритовых цирконов характеризуется конкордантными и субконкордантными оценками возраста в интервале 0.82—0.70 млрд лет (среднее значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 767 ± 15 млн лет, U—Th—Pb SIMS) (Козаков и др., 2005). Более древнее значение возраста 1519 ± 24 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ получено только для одного кристалла циркона. Таким образом, возраст накопления терригенных пород моренского комплекса оценивается в интервале около 700—540 млн лет. С этой оценкой согласуется ранневендский (раннеэдиакарский) возраст известняков агарингольской свиты, которая представляет карбонатный чехол в южной части Тувино-Монгольского террейна (620 млн лет, Pb—Pb метод; Ситкина и др., 2017; Кузнецов и др., 2018). Среди источников сноса преобладали неопротерозойские магматические комплексы, характеризующиеся палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов около 1900—1600 млн лет (Козаков и др., 2005). Для получения дополнительной информации о возрасте детритовых цирконов гранат-кианит-биотитовых плагиогнейсов моренского комплекса и времени их преобразования А. Крёнером (А. Kröner) были проведены геохронологические исследования (U—Th—Pb метод, SIMS).

Выделение эрзинского комплекса изначально было основано на присутствии реликтов гранулитов в мигматизированных гнейсах. При этом, в отличие от моренского комплекса, в данных гнейсах не установлено признаков более раннего метаморфизма повышенного давления и/или даек метабазитов, разделяющих эпизоды регионального метаморфизма (Козаков, 1976). Позднее А. Натманом (А. Nutman) были выполнены геохронологические исследования (U—Th—Pb метод, SIMS) цирконов из гранат-гиперстеновых трондьемитогнейсов Нижнеэрзинской пластины (рис. 1б, 1в) (Salnikova et al., 2001). Среднее значение возраста

² Приводимые далее в тексте возрастные значения определены U—Pb методом по циркону (ID-TIMS); возрастные данные, полученные другими методами, оговариваются в тексте.

по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 494 ± 11 млн лет и рассматривается в качестве времени проявления гранулитового метаморфизма. Оно фактически совпадает с оценкой возраста метаморфизма амфиболитовой фации пониженного давления в породах эрзинского и моренского комплексов. Исходя из этого, была предложена модель, в которой раннепалеозойский метаморфизм в интервале около 505–495 млн лет был проявлен в покровно-складчатой структуре и достигал в глубинных сечениях *P–T* условий гранулитовой фации. С продолжавшимися движениями по глубинным надвигам связано перемещение пластин из зоны гранулитовой фации в верхние структурные этажи на уровень амфиболитовой фации (Козаков и др., 1999а, 2001; Козаков, Азимов, 2017). Согласно геохимическим характеристикам, породные ассоциации эрзинского комплекса накапливались в условиях задуговых бассейнов с преобладанием продуктов размыва вулканических пород андезит-дацитового состава в шельфовых обстановках окраинных морей (Козаков и др., 2005). В метатерригенных породах эрзинского комплекса большая часть детритовых цирконов имеет возраст в интервале 900–760 млн лет, для ядра циркона получена оценка возраста 1935 ± 21 млн лет по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Козаков и др., 2005).

Метатерригенные породы низких степеней метаморфизма водораздельного хребта рек Эрзин и Чинчилик (рис. 1в) представлены биотитовыми, мусковитовыми и двуслюдяными кварцитосланцами, реже гранат-биотитовыми гнейсами. В них не проявлен ранний метаморфизм повышенного давления и в то же время не устанавливается присутствие реликтовых парагенезисов гранулитовой фации. Фактически эти образования представляют собой фрагмент зонального монометаморфического комплекса. По установленным структурным элементам эта зональность обращенная (Козаков и др., 1999а, 2001). В ней породы высокотемпературной амфиболитовой фации с реликтами гранулитов в ходе метаморфизма надвинуты с юго-запада на северо-восток на кварцитосланцы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации (рис. 3), которые рассматриваются в составе чинчиликской свиты как аналоги нерасчлененных тесхемской и мугурской свит нижнего протерозоя более низкой степени метаморфизма (Ильин, Моралев, 1963; Ильин, 1982). Степень метаморфизма не превышает низкотемпературной амфиболитовой фации и уменьшается в восточном направлении от изоград силлиманита и андалузита до изограды биотита и хлорита (Блюман, 1979). При этом главные картируемые северо-восточные структуры моренского и эрзинского комплексов, связанные с раннепалеозойским региональным метаморфизмом, прослеживаются и в породах чинчиликской свиты (рис. 1в, 2, 3). По химическому составу породы чинчиликской свиты соответствуют аркозо-

граувакковым песчаникам и пелитам калий-натриевого уклона щелочности. Предполагается, что накопление пород свиты происходило в условиях глубокого шельфа пассивных окраин (Козаков и др., 2005). Для оценки нижней возрастной границы накопления и источников сноса метатерригенных пород чинчиликской свиты были отобраны две пробы мусковитовых и двуслюдяных кварцитосланцев для U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых цирконов.

Характерными интрузивными образованиями Сангиленского и Ханхухэйского блоков являются трондьемиты и гранодиориты ортоадырского комплекса (рис. 2). Ранее были получены оценки возраста кристаллизации Ортоадырского массива Сангиленского блока (521 ± 12 млн лет; Salnikova et al., 2001) и Барунтурунского массива Ханхухэйского блока (513 ± 4 млн лет; Козаков и др., 2019в). Установлено, что на гранитоиды ортоадырского комплекса наложены структурно-метаморфические преобразования, сопряженные с раннепалеозойским (505–495 млн лет) метаморфизмом андалузит-силлиманитовой серии M_2 (Козаков и др., 1976, 1999а, 2001). *P–T* параметры последнего соответствуют условиям, переходным от высокотемпературной амфиболитовой к гранулитовой фации умеренного давления. Таким образом, формирование гранитоидов ортоадырского комплекса в обоих блоках происходило в интервале между ранним и поздним эпизодами регионального метаморфизма. В этом же интервале фиксируется внедрение даек метагабброидов (рис. 4а, 4б). Для уточнения нижней возрастной границы наложенного метаморфизма M_2 Сангиленского и Ханхухэйского блоков юго-западной части ТМТ нами проведены дополнительные геохронологические исследования цирконов Ортоадырского массива. Гранитоиды для выделения циркона (проба 8244) были отобраны на участке, где во вмещающих породах сохранились структуры, связанные с проявлением раннего эпизода метаморфизма M_1 (рис. 4в), завершение которого определяют гранитоиды с возрастом 536 ± 6 млн лет (рис. 2), а в самих гранитоидах Ортоадырского массива минимально проявлены преобразования, связанные с наложенным метаморфизмом M_2 .

В целом строение комплексов, относимых к фундаменту Сангиленского и Ханхухэйского блоков ТМТ, определяется сочетанием тектонических пластин, сложенных метаморфическими породами повышенных и низких–умеренных давлений позднего неопротерозоя, и сопряженных с ними гранитоидов. Можно полагать, что это является результатом коллизии раннеопротерозойского блока ТМТ, перекрытого карбонатными толщами шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия, — собственно микроконтинента (Кузнецов и др.,

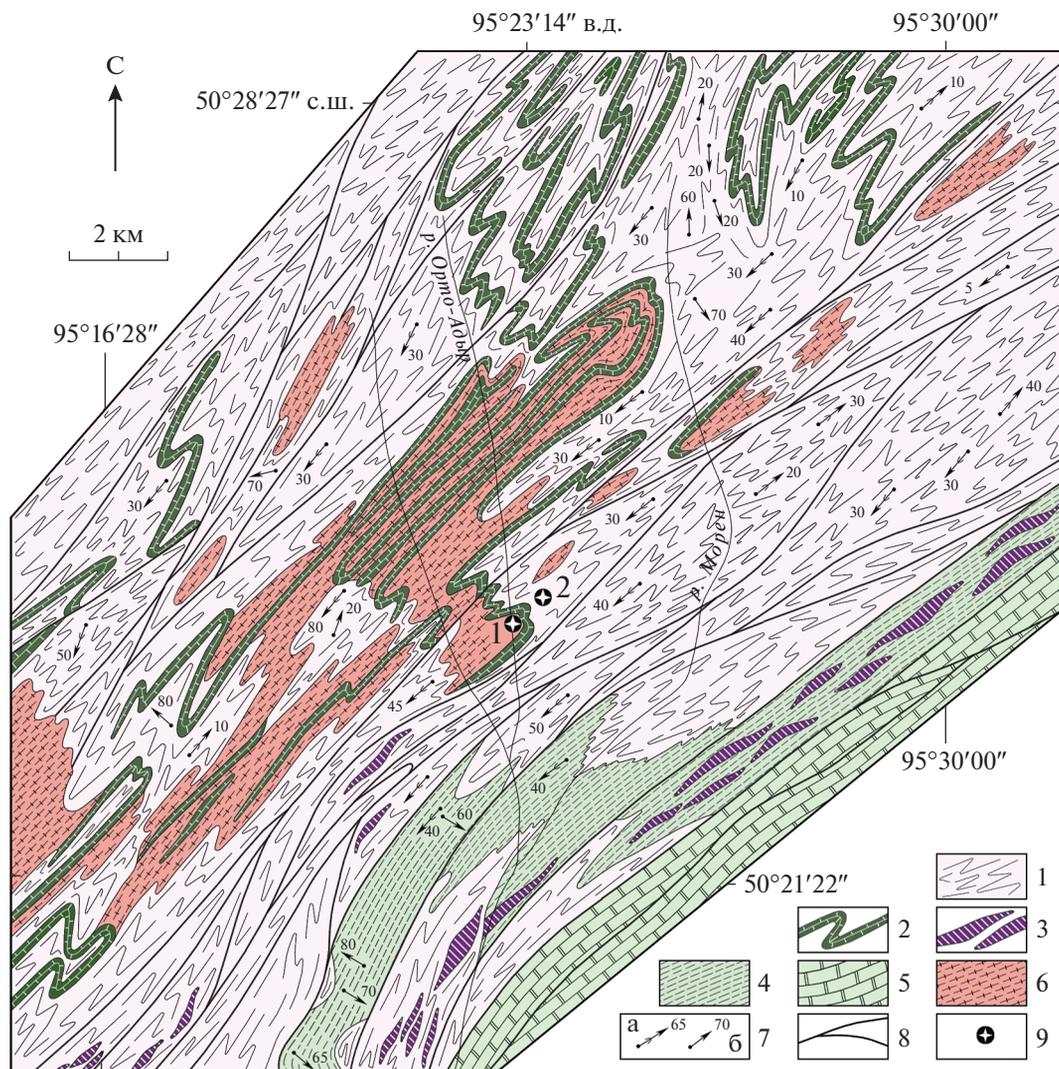


Рис. 2. Схема геологического положения гранитоидов ортоадырского комплекса в полиметаморфических породах моренского комплекса Сангиленского блока ТМТ (по Козаков и др., 1999а, 2001).

1–3 – моренский комплекс: 1 – мигматизированные биотитовые гнейсы, 2 – горизонты мраморов, 3 – амфиболиты; 4 – blastsмилониты амфиболитовой фации по мигматитам раннего эпизода метаморфизма (M_1); 5 – мраморизованные карбонатные породы (эдиакарий–ранний кембрий); 6 – гнейсовидные гранитоиды ортоадырского комплекса; 7 – ориентировка структур: (а) – шарниров главных картируемых складок, сопряженных с метаморфизмом (M_2); (б) – ориентировка линейности и шарниров складок раннего эпизода метаморфизма (M_1); 8 – субвертикальные зоны расланцевания и разрывов; 9 – положение геохронологических проб: 1 – гнейсовидные трондьемиты Ортоадырского массива (516 ± 5 млн лет), 2 – граниты, завершающие метаморфизм M_1 (536 ± 5 млн лет).

2018), и фрагмента континентальной коры позднего неопротерозоя, в котором представлены породы метаморфического пояса повышенного давления, рассматриваемые нами в составе моренского комплекса. Становление последнего было завершено до сочленения со структурами раннего неопротерозоя (Козаков и др., 1999, 2019в). Необходимо отметить, что гранитоиды ортоадырского комплекса обоих блоков расположены в породах, метаморфизованных до их внедрения, но не установлены в карбонатных толщах шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия, то есть их становление происходило

после раннего эпизода регионального метаморфизма M_1 , но до сочленения с ТМТ. При этом раннепалеозойские син- и постметаморфические гранитоиды развиты как в кристаллических породах, так и в толщах шельфового чехла.

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ В ЗОНЕ СОЧЛЕНЕНИЯ ТОЛЩ ЧИНЧИЛИГСКОЙ СВИТЫ И ЭРЗИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Для термобарометрических исследований отобран безгранатовый основной гранулит (обр. 5738)

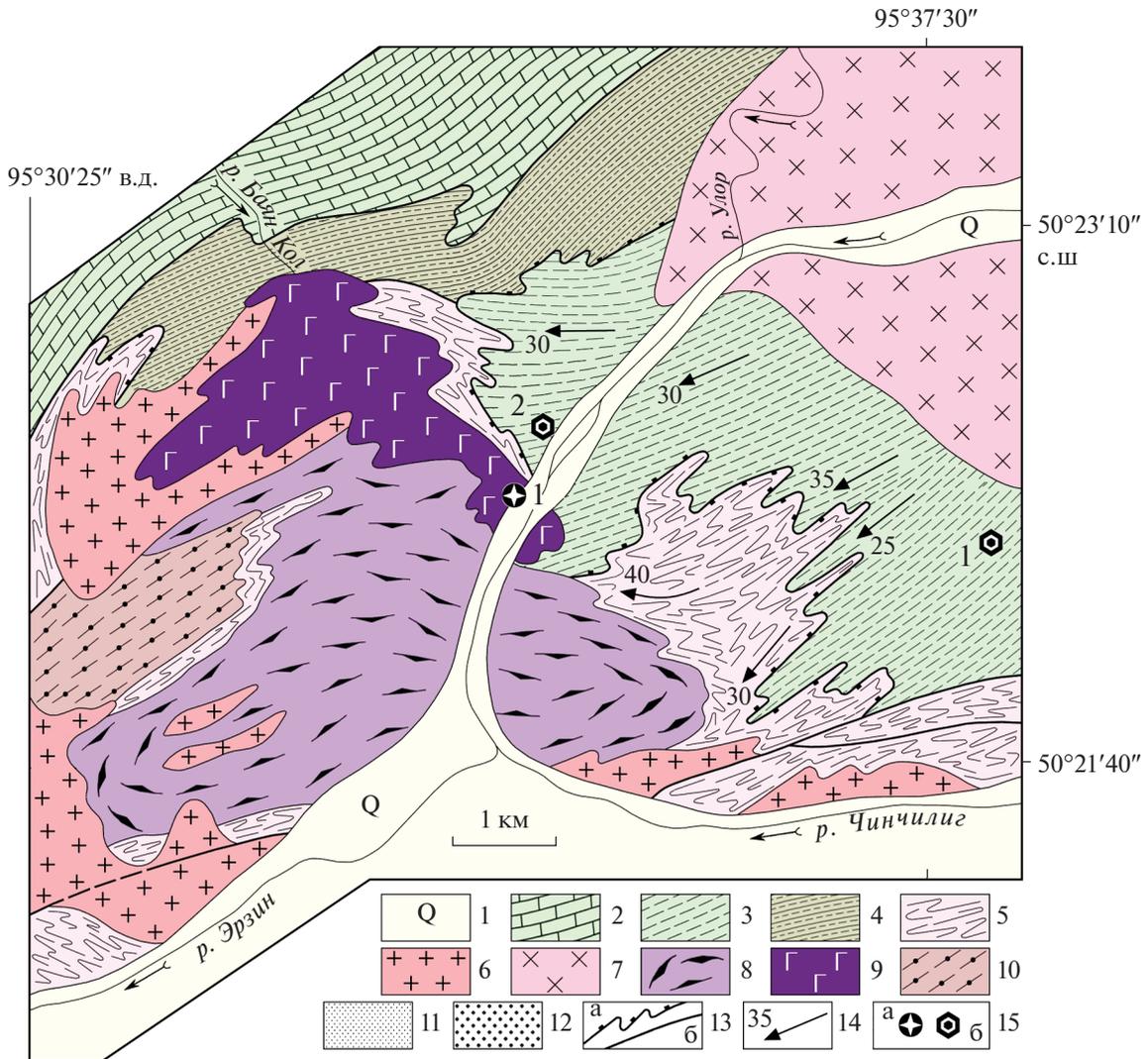


Рис. 3. Схема строения зоны сочленения гнейсомигматитового комплекса и толщи кварцитосланцев чинчилигской свиты.

1 – рыхлые отложения речной долины; 2 – гнейсы, мигматиты полиметаморфического комплекса; 3 – двуслюдяные сланцы; 4 – мусковитовые кварцитосланцы (метапесчаники); 5 – мраморизованные карбонатные породы (эдиакарий–ранний кембрий); 6 – постметаморфические граниты; 7 – постметаморфические трондьемиты; 8 – гнейсовидные и трахитоидные синметаморфические (M_2) граниты и гранодиориты Баянкольского массива; 9 – габбро-диориты, кварцевые диориты I фазы Баянкольского массива; 10 – гнейсограниты; 11 – зоны мигматизации; 12 – роговики; 13 – тектонические контакты, надвиги; 14 – ориентировка шарниров главных картируемых складок, сопряженных с метаморфизмом андалузит-силлиманитовой фацальной серии (M_2); 15 – положение геохронологических проб циркона методами ID TIMS (а) и LA-ICP-MS (б); (а): 1 – габбро-диориты I фазы Баянкольского массива (497 ± 5 млн лет); (б): 1 – двуслюдяные кварцитосланцы (проба 5740), 2 – мусковитовые кварцитосланцы (проба 8166).

из будины мигматизированных гнейсов эрзинского комплекса на восточном продолжении Чинчилигского надвига в зоне сочленения со сланцами чинчилигской свиты (точка 5 на рис. 1в). В нем присутствует парагенезис: ортопироксен (*Orx*) + клинопироксен (*Cpx*) + плагиоклаз (*Pl*) + биотит (*Bt*) + роговая обманка (*Hbl*) + ортоклаз (*Kfs*) + кварц (*Qtz*); рудные минералы – магнетит и ильменит. Ортопироксены обр. 5738 несколько более магнезиальные (55–60 мол. % Mg), чем ортопироксены из основных гранулитов Нижнеэр-

зинской пластины (48–62 мол. % Mg), но близки к ним по глиноземистости (0.03–0.06 ф.к. Al). Зато в обр. 5738 отчетливо выше магнезиальность клинопироксенов (65–73 против 48–62 мол. % Mg в Нижнеэрзинской пластине) при меньшем дефиците Ca в октаэдре (0.86–0.96 ф.к. в обр. 5738 против 0.74–0.87 ф.к. в гранулитах Нижнеэрзинской пластины) (Азимов и др., 2018). Наиболее ощутима разница в составе плагиоклазов (An_{55-80} в обр. 5738 и An_{34-55} в основных гранулитах Нижнеэрзинской пластины). Биотит в обр. 2738 уме-



Рис. 4. Фотографии обнажения в моренском комплексе Сангиленского блока ТМТ.
 (а) — дайка метагабброидов, разделяющая ранний (M_1) и поздний (M_2) эпизоды регионального метаморфизма;
 (б) — контакт дайки метагабброидов и мигматитов раннего эпизода метаморфизма; (в) — мигматиты раннего эпизода метаморфизма (M_1).

ренно-магнезиальный ($x_{Mg} = 55\text{--}60$ мол. %), весьма низкоглиноземистый (0.09–0.18 ф.к. $Al^{[6]}$), но высокотитанистый (Ti 0.21–0.32 ф.к.), что необычно для metabазитов. P – T параметры гранулитового метаморфизма определены методом мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) с базой данных VA96 (Berman, Aronovich, 1996; Aronovich, Berman, 1996). Для расчетов использованы дополнения к программе TWQ: TWQ_Comb (Доливо-Добровольский, 2006а) и TWQ_View (Доливо-Добровольский, 2006б). Рас-

четы выполнены для равновесий в ассоциации $Orx\text{--}Spr\text{--}Pl\text{--}Bt\text{--}Qtz$ (рис. 5). Рисунок 5а показывает соотношение и положение независимых реакций в P – T пространстве для анализируемого парагенезиса, а на рис. 5б отображены сводные результаты расчетов. Вариации температур на диаграмме связаны с эволюцией температуры метаморфизма и преобразованием породы при ретроградных процессах, что подтверждается близостью получаемых температурных значений в пределах шлифа. Значительные вариации давления для

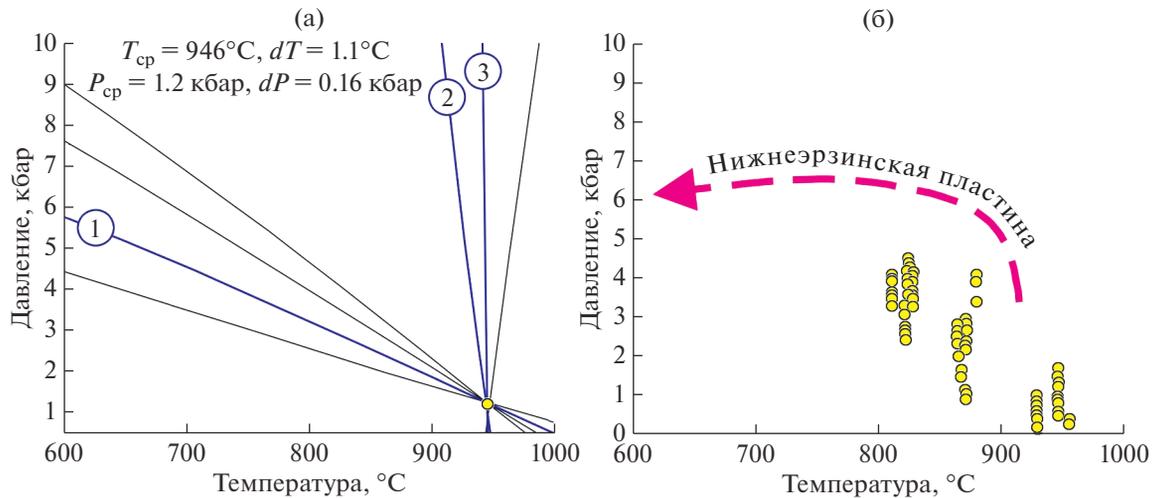


Рис. 5. Результаты мультиравновесной термобарометрии для гранулитов эрзинского комплекса.

(а): TWQ-диаграмма для двухпироксеновых гранулитов (обр. 5738) с парагенезисом $Orpx + Crpx + Bt + (Hbl) + Pl + Qtz$, система KCFMASH; три независимые реакции: (1) $An + En = Di + aOrpx (Al_2O_3) + b-Qtz$, (2) $En + Hd = Di + Fs$, (3) $Ann + 3En = Phl + 3Fs$. Обозначения по (Kretz, 1983), $aOrpx$ – ортокорундовый компонент ортопироксена.

(б): Значения средних P – T параметров для TWQ-диаграмм с хорошей сходимостью реакций (обр. 5738). Кружки – значения средних P – T параметров для TWQ-диаграмм с хорошей сходимостью реакций. Для сравнения показан P – T тренд для пород Нижнеэрзинской тектонической пластины (Азимов и др., 2018).

определенных температур в существенной степени обусловлены сложением ошибок измерения Al в ортопироксене при низких содержаниях и погрешностей термобарометрических уравнений – также при низких содержаниях компонента. При отсутствии гранатсодержащих парагенезисов получить большую точность определения давления невозможно. Для изученных гранулитов установлены сверхвысокие температуры пика метаморфизма ($>900^\circ\text{C}$) при низких давлениях (до ~ 2 кбар). При снижении температуры (800 – 870°C) давление доходит до 4 – 5 кбар. Сопоставление результатов термобарометрических расчетов с P – T трендом эволюции метаморфизма в Нижнеэрзинской гранулитовой пластине (Азимов и др., 2018) показывает близость метаморфической эволюции гранулитов из этих двух участков. В обоих случаях прослеживается тренд метаморфизма “против часовой стрелки”, с небольшим ростом давления при остывании гранулитов. Разница значений давления между двумя проявлениями гранулитов может быть связана с разным уровнем глубинного сечения и сравнительно более низкой точностью определения давления в безгранатовых парагенезисах.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Геохронологические исследования U–Pb ID-TIMS методом по цирконам были выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Выделение циркона проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U–Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому

удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 M HNO_3 , после каждой ступени кристаллы промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и в динамическом режиме при помощи счетчика ионов. Для изотопных исследований использовали трассер ^{235}U – ^{202}Pb . Точность определения U/Pb отношений и содержания U и Pb составила 0.5% . Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U . Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Изучение морфологических особенностей детритовых цирконов из кварцитогнейсов чинчилигской свиты осуществляли в ИГГД РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 в режиме вторичных электронов и в режиме катодolumинесценции. U–Th–Pb LA-ICP-MS анализы детритовых цирконов выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) с использованием системы лазерной абляции NWR213 с двухобъемной абляционной ячейкой и ICP масс-спектрометра ThermoFinnigan Element XR. Диаметр пучка лазера составлял 25 мкм , длительность

измерения – 120 с (60 с – холостой по газу, 60 с – абляция). Калибровку производили по стандартному циркону GJ-1 (Jackson et al., 2004). Для контроля качества данных использовали стандартные цирконы Harvard 91500 и Plešovice. В ходе исследований для стандартного циркона Harvard 91500 были получены оценки возраста по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равные 1068 ± 4 и 1067 ± 4 млн лет (2σ) соответственно. Для стандартного циркона Plešovice взвешенное среднее возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 338 ± 1 млн лет (2σ , СКВО = 0.20, вероятность = 1.00). Полученные нами оценки возраста находятся в хорошем соответствии с данными, полученными ID-TIMS методом (Wiedenbeck et al., 1995; Sláma et al., 2008). U–Th–Pb изотопные отношения были рассчитаны в программе GLITTER© (Van Achterbergh et al., 2001). Поправки на обычный Pb рассчитаны по программе ComPbCorr (Anderson, 2002). Расчет конкордантных возрастов (Concordia Ages) производился в программе Isoplot (Ludwig, 2003). При построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов, вычислении их пиков по программам AgePick (Gehrels, 2012) использовались только конкордантные оценки возрастов. Результаты геохронологических U–Th–Pb LA-ICP-MS исследований представлены в ДМ³ – таблица.

Изучение морфологических особенностей циркона из кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсов моренского комплекса (проба 5735-2) осуществляли в режимах вторичных электронов и катодлюминесценции в Пекинском SHRIMP центре Института геологии Китайской академии геологических наук, г. Пекин, КНР (Beijing SHRIMP Centre, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences) с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi SEM S-3000N с, оснащенного детектором Gatan ChromaCL, а также в ИГГД РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3. Геохронологические исследования цирконов проводили на ион-ионном микрозонде SHRIMP II в Пекинском SHRIMP центре (Beijing SHRIMP Centre) по методике, изложенной в работах (Compston et al., 1992; Claoué-Long et al., 1995; Nelson, 1997; Williams, 1998). Измеренные изотопные отношения приведены к отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.09101$ в стандартном цирконе M257 (561 млн лет; Nasdala et al., 2008). Во время аналитической сессии погрешность измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе не превышала 1.3% (1σ). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Cumming, Richards, 1975). Обработку полу-

ченных данных осуществляли в соответствии с методикой (Nelson, 1997).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Pb ID-TIMS возраст магматических цирконов Ортоадырского массива

Циркон из трондьемитов Ортоадырского массива (проба 8244) представлен прозрачными субидиоморфными и идиоморфными призматическими, длиннопризматическими и игольчатыми кристаллами светло-желтой окраски. Размер зерен изменяется от 50 до 450 мкм, $K_{\text{удл}} = 3.1–7.0$. Огранка кристаллов определяется призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {102}, {111} (рис. 6а–6г). Внутреннее строение циркона характеризуется тонкой магматической зональностью, наличием минеральных, расплавных и флюидных включений (рис. 6д–6з).

Для U–Pb геохронологических исследований использованы три микронавески (11–19 кристаллов) максимально идиоморфных и “чистых” кристаллов циркона из фракций 70–100 и 100–150 мкм. Изученный циркон характеризуется незначительной дискордантностью U/Pb отношений (1–2%) или конкордантен (табл. 1, рис. 7). Значение конкордантного возраста соответствует 507 ± 2 млн лет (СКВО = 1.3, вероятность = 0.26) и практически совпадает с величиной среднего возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 516 ± 5 млн лет (СКВО = 0.46), рассчитанного для трех проанализированных микронавесок циркона. Морфологические особенности и внутреннее строение кристаллов свидетельствуют о магматическом происхождении изученного циркона. Таким образом, полученное значение 516 ± 5 млн лет можно считать наиболее точной оценкой времени кристаллизации расплава.

U–Th–Pb LA-ICP-MS возраст детритовых цирконов

Для U–Th–Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований были отобраны пробы мусковитовых и биотит-мусковитовых кварцитосланцев чинчилигской свиты западной части Сангиленского блока ТМТ. Проба 5740 мусковитовых кварцитогнейсов отобрана в центральной части водораздельного хребта рек Эрзин и Чинчилиг (координаты $50^{\circ}21.431'$ с.ш., $95^{\circ}37.005'$ в.д.), а проба 8166 двуслюдяных кварцитогнейсов – в его северо-западной части (координаты $50^{\circ}22.614'$ с.ш., и $95^{\circ}33.585'$ в.д.), где на кварцитосланцы чинчилигской свиты надвинуты с юго-запада на северо-восток мигматизированные гнейсы эрзинского комплекса с реликтами гранулитов (рис. 3).

Из двуслюдяных кварцитогнейсов (проба 8166) случайным образом было отобрано 149 кристал-

³ ДМ – дополнительные материалы.

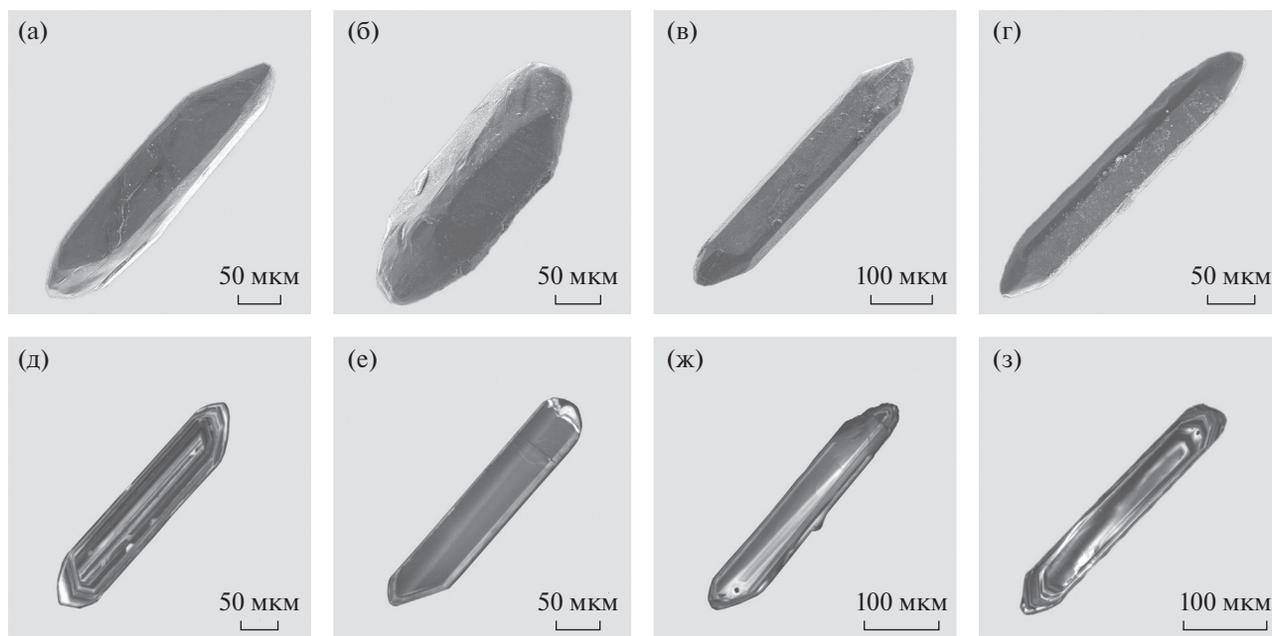


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из трондjemитов (проба 8244), выполненные на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 в режиме вторичных электронов (а–г) и в режиме катодолуминесценции (д–з).

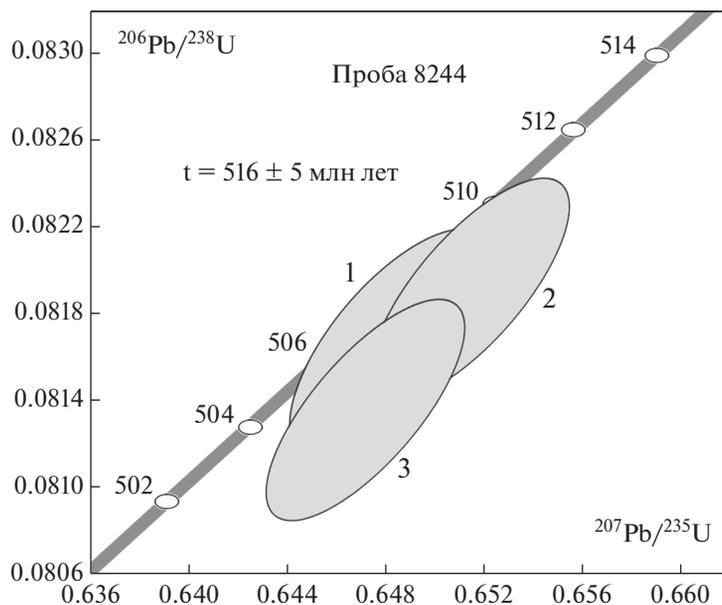


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов из трондjemитов (проба 8244). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

лов циркона из фракции >75 мкм, проанализировано 139 зерен в 142 точках и получено 83 конкордантные оценки возраста (ДМ_таблица). Еще для восьми кристаллов получены “субконкордантные” (СКВО > 1) оценки возраста, совпадающие с конкордантными. Все эти возрасты находятся пре-

имущественно в интервале 737–931 млн лет ($n = 76$) с пиками на кривой вероятности возрастов около 773 ($n = 10$) и 840 ($n = 44$) млн лет (рис. 8а). Отдельные зерна имеют конкордантные возрасты 688, 700, 996 и 1050 млн лет (ДМ_таблица). Для 11 кристаллов, включая ядра, получены раннедо-

Таблица 1. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из пробы 8244 (координаты: 50.4144° с.ш. и 95.4014° в.д.)

№ п/п	Размерная фракция (мкм), характеристика циркона	Навеска, мг	U/Pb	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
проба 8244 (координаты: 50.4144° с.ш. и 95.4014° в.д.)												
1/921	0.1–0.15, 18 крист.	н.о.	11.5	1051	0.0575 ± 1	0.1734 ± 1	0.6483 ± 19	0.0817 ± 2	0.71	507 ± 1	506 ± 1	512 ± 4
2/922	0.07–0.1, 19 крист.	н.о.	11.5	783	0.0578 ± 1	0.1411 ± 1	0.6528 ± 20	0.0819 ± 2	0.66	510 ± 2	508 ± 1	521 ± 5
3/934	0.1–0.15, 0.07–0.1, 11 игольч. крист.	н.о.	11.4	875	0.0577 ± 1	0.1506 ± 1	0.6473 ± 13	0.0814 ± 1	0.74	507 ± 1	505 ± 1	517 ± 3

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; н.о. – навеска циркона не определялась. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Сокращения: крист. – кристаллы, игольч. крист. – игольчатые кристаллы.

кембрийские конкордантные возрасты от 1830 до 3200 млн лет (ДМ_таблица), которые не дают статистически значимых пиков (рис. 8а). Дискордантные возрасты находятся в интервалах 644–1082 и 1791–2003 млн лет по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ соответственно.

Большинство цирконов неопротерозойского возраста, преобладающих в изученном песчанике, представлено субидиоморфными и идиоморфными кристаллами длинно- и короткопризматического габитуса, неокатанными или слабоокатанными, что свидетельствует о проксимальных источниках сноса. В режиме катодолюминесценции для них характерна хорошо выраженная тонкая осцилляторная зональность, свидетельствующая об их магматическом происхождении (рис. 9а–9г). Реже встречаются хорошо окатанные зерна с тонкой и широкой осцилляторной зональностью (рис. 9д). Часть цирконов содержит унаследованные ядра (рис. 9а, 9в). Другая группа неопротерозойских цирконов характеризуется короткопризматическим и округлым габитусом (рис. 8е–8з). Необходимо отметить, что возрасты магматических и метаморфогенных цирконов не различаются между собой. Раннедокембрийские оценки возраста установлены для ядер окатанных цирконов (рис. 8и, 8л) и ядер длиннопризматических цирконов неопротерозойского возраста (рис. 9м), а также для хорошо окатанных зерен с отчетливой осцилляторной зональностью (рис. 9к).

Из мусковитовых кварцитогнейсов (проба 5740) было случайным образом отобрано 99 кристаллов циркона из фракции >75 мкм, из них исследовано 80 зерен в 81 точке и получена 71 конкордантная оценка возраста (ДМ_таблица). Эти возрасты находятся главным образом в интервале 725–928 млн лет ($n = 64$) с пиками на кривой вероятности возрастов около 763 ($n = 7$) и 858 ($n = 37$) млн лет (рис. 8б). Еще четыре кристалла и три ядра цир-

конов имеют палеопротерозойские–неоархейские конкордантные возрасты в интервале 1823–2581 млн лет (ДМ_таблица, рис. 10б). Дискордантные возрасты по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ находятся в интервале 672–861 млн лет.

Среди исследованных цирконов неопротерозойского возраста преобладают идиоморфные и субидиоморфные неокатанные или слабоокатанные кристаллы призматического габитуса. По данным катодолюминесценции в цирконах хорошо выражена осцилляторная зональность (рис. 10а–10в). В одном случае неопротерозойский возраст установлен для ядра циркона, представленного обломком призматического кристалла со слабовыраженной зональностью (рис. 10г). Другая группа неопротерозойских цирконов с тонкой осцилляторной зональностью представлена хорошо окатанными обломками кристаллов (рис. 10д–10е). И, наконец, третья группа цирконов этого возраста обладает признаками цирконов высокометаморфизованных пород – округлый и короткопризматический габитус. По данным катодолюминесценции в кристаллах наблюдается секториальность и слабопроявленная осцилляторная зональность (рис. 9ж–9и). Как и в случае с цирконами из пробы двуслюдяных кварцитогнейсов, возрасты магматических и метаморфических цирконов перекрываются между собой. Раннедокембрийские возрасты получены как для трех ядер цирконов (рис. 10к), так и для четырех отдельных хорошо окатанных зерен с нарушенной широкой и тонкой зональностью (рис. 10л–10м).

Сравнение данных, полученных для двуслюдяных и мусковитовых кварцитогнейсов, в программе Overlap–Similarity (Gehrels, 2012) показывает высокую степень их перекрытия (0.61) и сходства (0.85), что также хорошо видно на кумулятивных кривых вероятности (рис. 11). Конкордантные возрасты цирконов обеих проб кварци-

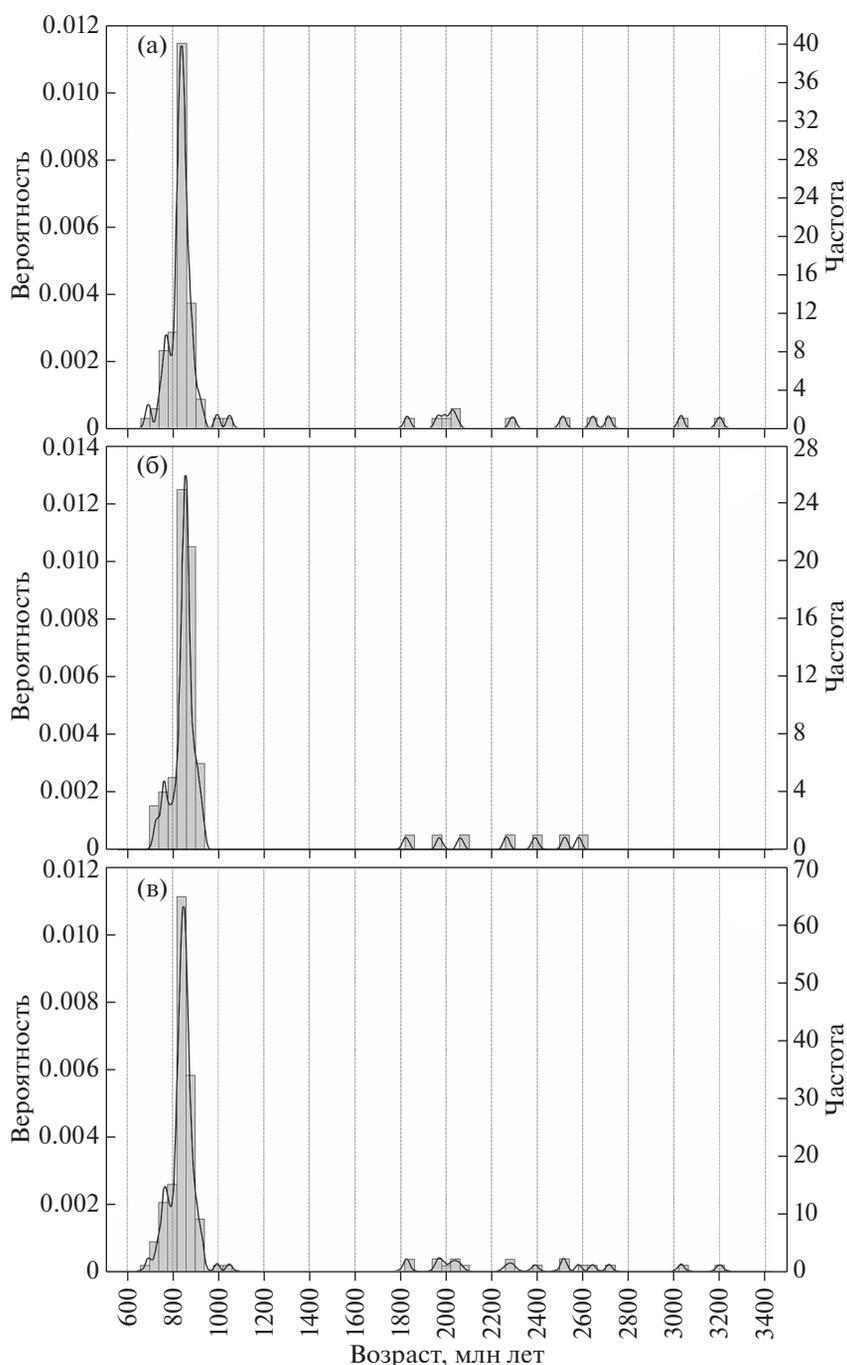


Рис. 8. Гистограмма и кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов чинчилигской свиты: (а) проба 8166, (б) проба 5740; (в) суммированные данные. Цифры на вертикальных осях диаграмм соответствуют пикам на кривой относительной вероятности возрастов, рассчитанной по программе AgePick (Gehrels, 2012).

тогнейсов чинчилигской свиты находятся в интервалах 688–931 ($n = 141$), 996–1050 ($n = 2$) и 1823–3200 ($n = 18$) млн лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 768 ($n = 17$), 850 ($n = 79$) и 1969 ($n = 3$) млн лет (рис. 8в).

Таким образом, нижняя возрастная граница накопления протолитов кварцитогнейсов чинчилигской свиты Сангиленского блока составляет

приблизительно 0.77 млрд лет. Источниками их сноса являлись магматические и метаморфические комплексы раннепротерозойского и раннедокембрийского возраста.

В кианит-гранат-биотитовых плагиогнейсах (метапесчаники) моренского комплекса (проба 5735-2) были исследованы детритовые цирконы, представленные субидiomорфными кристаллами

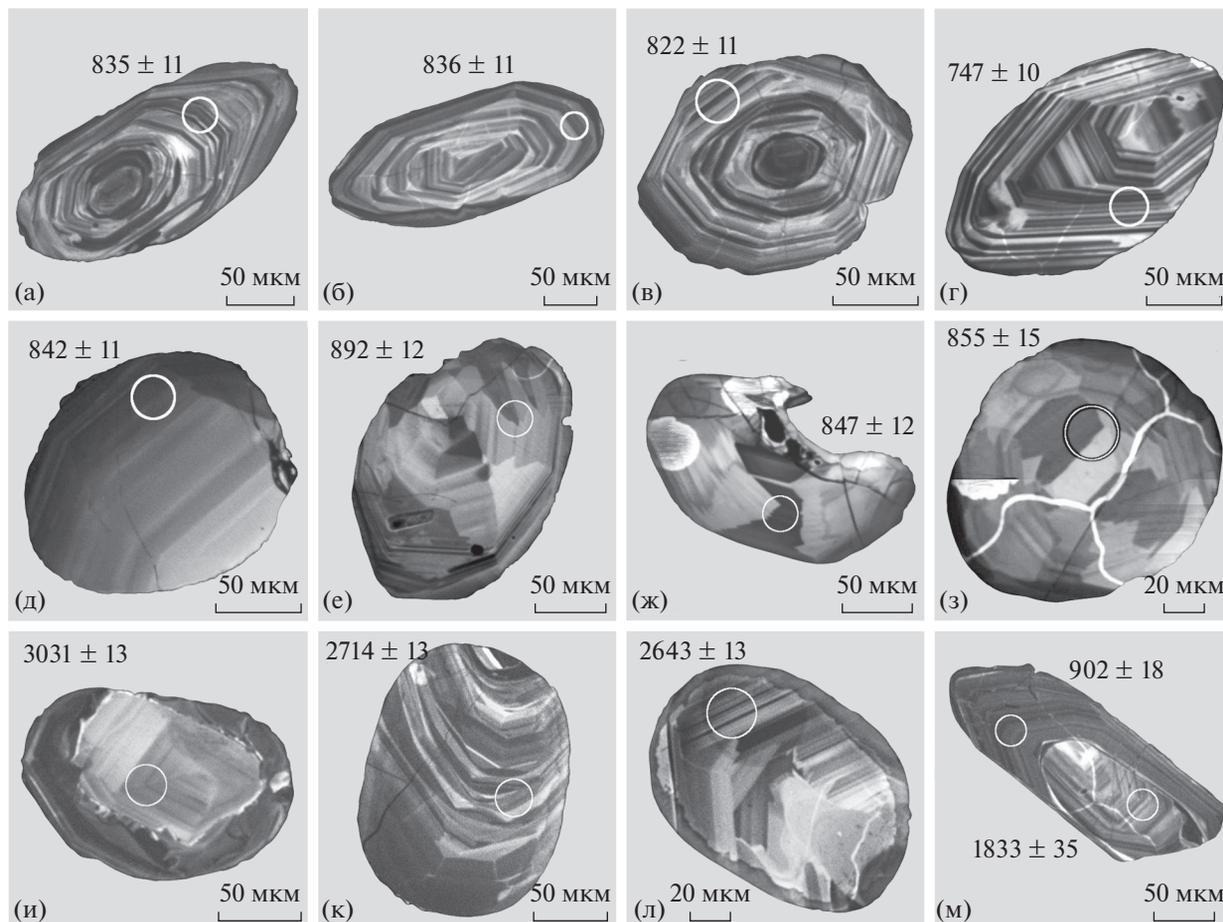


Рис. 9. Микрофотографии кристаллов детритовых цирконов из кварцитосланцев пробы 8166, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме катодолуминесценции. Кружками показаны места анализов, диаметр соответствует приблизительно 30 мкм. Приведены конкордантные значения возраста (млн лет) и погрешности на уровне 2σ .

призматического и короткопризматического габитуса. Оптически прозрачные и полупрозрачные кристаллы имеют коричневую и желтую окраску. Цирконы характеризуются присутствием зональных ядер различного облика и незональных оболочек с пониженной люминесценцией (рис. 12). Для пяти ядер цирконов получена оценка возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) 807 ± 8 млн лет, два ядра имеют более древний возраст ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1308 и 2011 млн лет. Оболочки характеризуются высоким содержанием U (1060–1700 мкг/г), а среднее значение возраста ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), рассчитанное для восьми полученных анализов, составляет 514 ± 3 млн лет (табл. 2, рис. 13). По всей вероятности, образование оболочек связано с флюидной переработкой в ходе метаморфизма M_2 .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты геохронологических исследований детритовых цирконов позволили установить воз-

раст источников метатерригенных пород моренского и эрзинского комплексов Сангиленского блока ТМГ – 820–700 и 900–760 млн лет соответственно (Козаков и др., 2005). Для кварцитосланцев зонального монометаморфического комплекса (чинчилигская свита) также определены преимущественно раннепротерозойские возрасты детритовых цирконов: 0.93–0.69 млрд лет с максимумами на кривой относительной вероятности возрастов около 768 и 850 млн лет (рис. 7в). Цирконы с раннедокембрийскими значениями возраста составляют незначительную часть исследованных выборок и не дают статистически значимых пиков. Метатерригенные породы Сангиленского блока обладают палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов в интервале 1900–1600 млн лет. Геохимические, геохронологические и Nd-изотопные данные позволяют предполагать, что среди источников сноса этих пород преобладали коровые неопротерозойские вулканоплутонические и гранитоидные комплексы (Козаков и др., 2005).

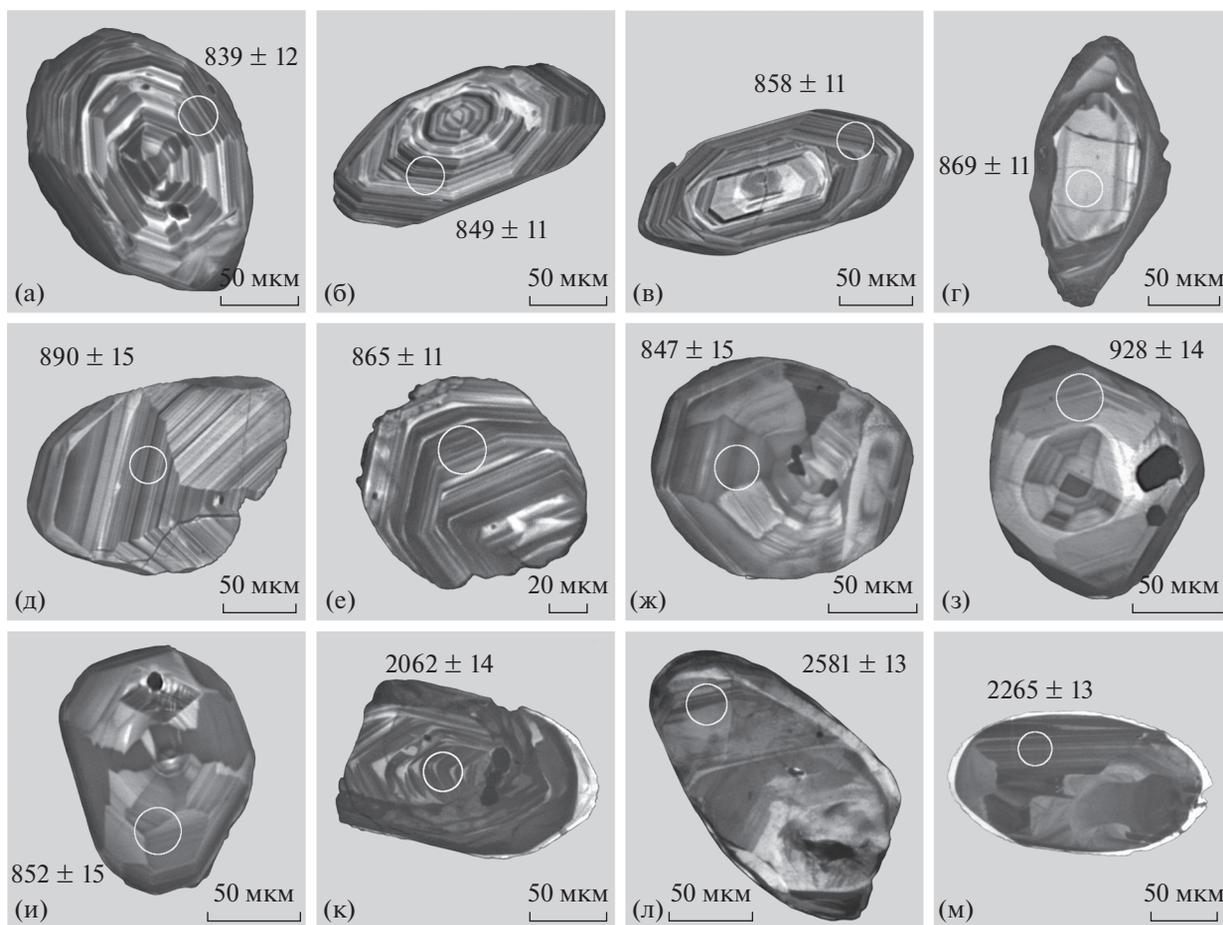


Рис. 10. Микрофотографии кристаллов детритовых цирконов из кварцитосланцев пробы 5740, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 в режиме катодолюминесценции. Кружками показаны места анализов, диаметр соответствует приблизительно 30 мкм. Приведены конкордантные значения возраста (млн лет) и погрешности на уровне 2σ .

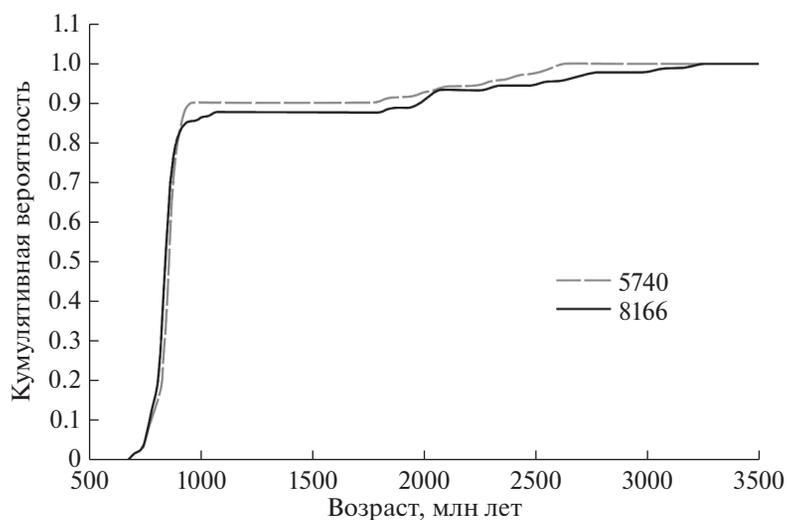


Рис. 11. Кумулятивная кривая распределения возрастов детритовых цирконов проб 5740 и 8166 чинчилигской свиты.

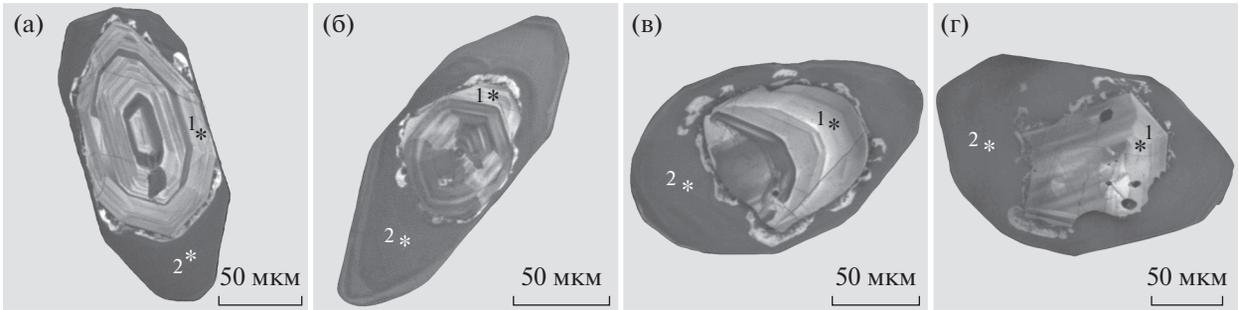


Рис. 12. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы 5735-2, сделанные в режиме катодолуминесценции на СЭМ TESCAN VEGA 3. Точка 1 – унаследованная часть зерна циркона, точка 2 – зона обрастания в ходе последующих этапов кристаллизации.

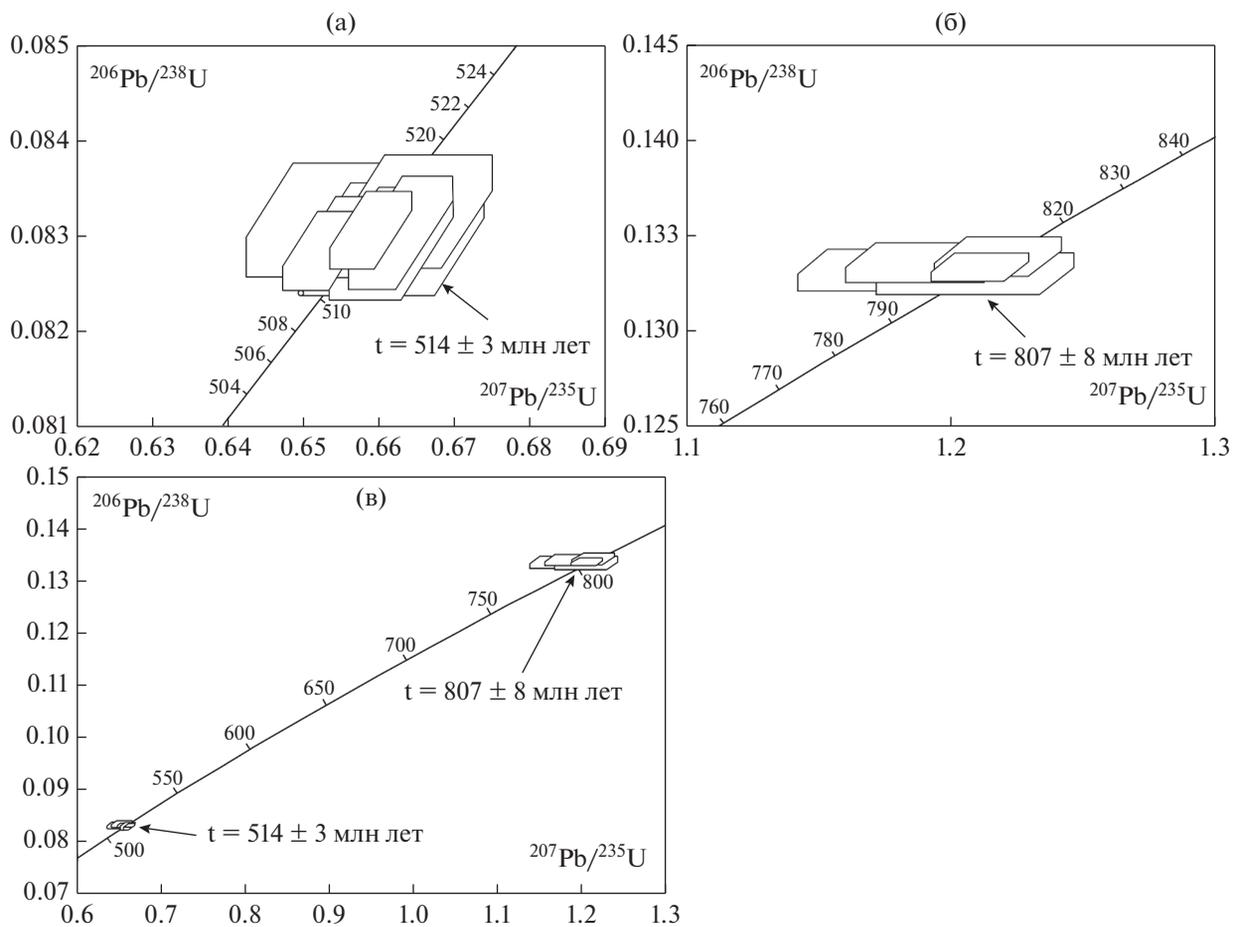


Рис. 13. Диаграммы с конкордией для цирконов из пробы 5735-2. (а) – результаты измерения зон обрастания в 8 зернах циркона; (б) – результаты измерения унаследованных частей 5 зерен циркона; (в) – сводная диаграмма.

Полученные конкордантные оценки возраста детритовых цирконов чинчилигской серии частично сходны с возрастaми пород неопротерозойской Сархойской энсиалической вулканической дуги, Шишхидской островной дуги и Окинской аккреционной призмы северной части ТМТ (Kuzmi-

chev et al., 2005, 2007; Кузьмичев, Ларионов, 2011, 2013). Это позволяет рассматривать комплексы северной части ТМТ как возможные источники протолитов метатерригенных пород Сангиленского блока южной части ТМТ. Следует отметить, что высокометаморфизованные комплексы, которые

Таблица 2. Результаты геохронологических исследований (U–Th–Pb SIMS) цирконов пробы 5735-2

№обр.	U, мкг/г	Th, мкг/г	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	Возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)		
								$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
7535-1	780	3	0.004	3580	0.0571 ± 9	0.0831 ± 6	0.655 ± 12	515 ± 4	512 ± 8	497 ± 36
7535-2	237	143	0.602	20084	0.0660 ± 11	0.1339 ± 10	1.218 ± 24	810 ± 6	809 ± 11	805 ± 36
7535-3	303	186	0.615	2327	0.0647 ± 16	0.1336 ± 10	1.192 ± 32	808 ± 6	797 ± 15	765 ± 52
7535-4	99	99	0.990	106724	0.1237 ± 10	0.3703 ± 34	6.317 ± 83	2031 ± 16	2021 ± 12	2011 ± 15
7535-5	204	225	1.104	1328	0.0647 ± 24	0.1332 ± 11	1.189 ± 47	806 ± 6	795 ± 22	765 ± 79
7535-6.1	144	105	0.728	4891	0.0659 ± 19	0.1330 ± 11	1.209 ± 37	805 ± 6	805 ± 17	803 ± 60
7535-6.2	1272	7	0.006	133690	0.0579 ± 4	0.0830 ± 6	0.663 ± 7	514 ± 4	517 ± 4	527 ± 15
7535-7	1587	149	0.094	17538	0.0847 ± 4	0.1483 ± 11	1.731 ± 15	892 ± 6	1020 ± 6	1308 ± 8
7535-8	1676	9	0.006	2067	0.0579 ± 7	0.0833 ± 6	0.665 ± 10	515 ± 4	518 ± 6	527 ± 28
7535-9	1065	11	0.011	2730	0.0579 ± 9	0.0830 ± 6	0.662 ± 12	514 ± 4	516 ± 7	526 ± 34
7535-10	1323	9	0.006	10342	0.0579 ± 5	0.0829 ± 6	0.662 ± 8	513 ± 4	516 ± 5	526 ± 20
7535-11.1	1348	7	0.005	12126	0.0573 ± 4	0.0830 ± 4	0.656 ± 6	514 ± 2	512 ± 4	504 ± 15
7535-11.2	176	241	1.374	27174	0.0658 ± 9	0.1333 ± 8	1.211 ± 18	807 ± 4	805 ± 8	801 ± 28
7535-12	1694	10	0.006	17934	0.0576 ± 3	0.0831 ± 4	0.659 ± 5	514 ± 2	514 ± 3	513 ± 13
7535-13	1414	7	0.005	21464	0.0572 ± 4	0.0828 ± 4	0.653 ± 6	513 ± 2	510 ± 3	498 ± 14

Примечание. 7535-1 – зерно 1, анализ 1; 7535-6.2 – зерно 6, анализ 2 и т.д.

могли бы служить источниками раннеопротерозойских детритовых цирконов метаморфического генезиса, в настоящее время установлены на севере ТМТ только в южной части Гагранской глыбы (LA-ICP-MS; Bold et al., 2019). Здесь гранитоиды с возрастом около 2.70 млрд лет метаморфизованы приблизительно 1 млрд лет назад и прорваны дайками гранитов с возрастом 860 ± 5 млн лет, парагнейсы (метаграувакки) были метаморфизованы между ~ 814 и ~ 782 млн лет. Возможно, что магматические и метаморфические комплексы ТМТ с возрастом около 1.0–0.8 млрд лет перекрыты эдиакаро-кембрийским карбонатным чехлом или были эродированы. Широкое распространение магматических и метаморфических пород раннего неопротерозоя установлено в Сонгинском и Дзобханском террейнах (Козаков и др., 2013а, 2014).

Геохимические, геохронологические и Nd-изотопные данные для метатерригенных пород Сангиленского и Ханхухэйского блоков ТМТ позволяют предполагать, что источниками их сноса являлись островодужные и окраинно-континентальные (энсиалические дуги) породы раннего неопротерозоя, а также раннекембрийские комплексы. Это могут быть породы, аналоги

которых представлены в северной части ТМТ. В Дзобханском, Сонгинском и Тарбгатайском террейнах ЦАСП развиты гранитоиды и вулканиты близкого возраста и установлено проявление процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма (Козаков и др., 2011, 2013, 2014, 2019а, 2019б; Ковач и др., 2013). Масштабное присутствие пород новообразованной раннеопротерозойской континентальной коры как источника терригенных комплексов Центральной Азии находит подтверждение в многочисленных данных о возрасте детритовых цирконов (Козаков и др., 2005; Демонтерова и др., 2011; Rojas-Agramonte et al., 2011; Kovach et al., 2013; Ковач и др., 2019а, 2019б; Резницкий и др., 2015, 2018; Летникова и др., 2016, 2017; Школьник и др., 2016). Формирование пород раннего неопротерозоя происходило главным образом за счет раннеопротерозойских ювенильных и раннекембрийских коровых источников (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2014).

Полученные оценки возраста Ортоадырского (516 ± 5 млн лет) и Барунтурунского (513 ± 4 млн лет; Козаков и др., 2019в) массивов ортоадырского комплекса юго-западной части ТМТ свидетельствуют о том, что их формирование происхо-

дило в интервале около 520–510 млн лет – между двумя эпизодами регионального метаморфизма. Эти гранитоиды внедрялись в неопротерозойские толщи моренского комплекса Сангиленского и Ханхухэйского блоков, уже метаморфизованные к рубежу 536 ± 5 млн лет. В ходе дальнейшего развития аккреционно-коллизийных процессов эти блоки были сочленены с образованиями раннего неопротерозоя ТМТ, перекрытыми карбонатными толщами эдиакария–нижнего кембрия (Козаков и др., 2019в). К этому периоду относится проявление процессов раннепалеозойского метаморфизма, наложенного как на породы, ранее метаморфизованные в условиях повышенного давления, так и на неметаморфизованные породы пассивной окраины. Постметаморфические граниты фиксируют завершение раннепалеозойского метаморфизма, который был наложенным в кристаллических породах (489 ± 3 млн лет) и прогрессивным в толщах чехла (490 ± 3 млн лет) (Козаков и др., 2001).

Внедрение гранитоидов ортоадырского комплекса и раннепалеозойский метаморфизм, проявленный в терригенных толщах пассивной окраины, включая карбонатный чехол Сангиленского блока, отражают преобразование пассивной окраины южной части (в современных координатах) ТМТ в активную. Можно полагать, что формирование гранитоидов ортоадырского комплекса происходило на фоне возрастания термальной активности и сопровождалось наложенным метаморфизмом в породах моренского комплекса, связанным с заложением зоны субдукции. В детритовых цирконах с возрастом 807 ± 8 млн лет из гранат-кианит-дистен-биотитовых плаггиогнейсов установлены метаморфогенные оболочки раннепалеозойского возраста (514 ± 4 млн лет; U–Th–Pb SIMS), что практически совпадает с возрастом внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса.

За пределами ТМТ в тектонических пластинах среди раннекаледонских офиолитов Озерной зоны южного обрамления Дзабханского террейна также установлены синметаморфические габбро и диориты с возрастом 542 ± 4 млн лет и ортогнейсы с возрастом 515 ± 7 , 517 ± 3 млн лет (Buriánek et al., 2017), близкие по возрасту гранитоидам Сангиленского и Ханхухэйского блоков юго-западной части ТМТ. При этом гранитоиды и метаморфизм этого возраста в Дзабханском и Сонгинском террейнах не фиксируются. Иными словами, формирование континентальной коры, фрагменты которой представлены в поздне-неопротерозойском метаморфическом поясе ТМТ, происходило независимо от неопротерозойских комплексов ТМТ, а также других докембрийских террейнов центральной части ЦАСП.

Раннепалеозойский метаморфизм с возрастом 500–480 млн лет широко проявлен в структурах

южного обрамления Сибирской платформы (Бибикова и др., 1990; Котов и др., 1997; Gladkochub et al., 2008; Гладкочуб и др., 2010; Donskaya et al., 2017). При этом он установлен не только в непосредственном обрамлении Сибирской платформы, но и на значительном удалении от нее. Региональный метаморфизм распространился на отложения окраины платформы и чехлы Тувино-Монгольского и Дербинского террейнов, которые в позднем неопротерозое (640–530 млн лет назад) представляли стабильные блоки и были благоприятны для накопления шельфовых карбонатных отложений (Овчинникова и др., 2012; Kuznetsov et al., 2013; Кузнецов и др., 2018; Горохов и др., 2016; Козаков и др., 2017б).

Раннепалеозойский Центрально-Монгольский метаморфический пояс трассируется выходами тектонических пластин высокометаморфизованных пород, локализованных вдоль зоны сочленения области развития блоков докембрия Хангая и раннекаледонских структур Озерной зоны (Козаков и др., 2012). Близкая оценка возраста метаморфизма амфиболитовой фации (477 ± 5 млн лет) получена для Амсархалойского блока в восточной части метаморфического пояса (Козаков и др., 2012). Породы гранулитовой и амфиболитовой фации Дарибского блока западной части этого пояса имеют близкие значения возрастов – 510 ± 4 и 490 ± 4 млн лет соответственно (Козаков и др., 2002). В тектоническом плане этот пояс фиксирует внутреннюю границу каледонид, проходящую вдоль окраины каледонского палеоконтинента (Руженцев и др., 1990). Метаморфические породы, связанные с региональным метаморфизмом эдиакария, известны в различных структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы. Так, становление Дербинского террейна связано с аккреционно-коллизийными процессами позднего неопротерозоя–раннего палеозоя: ранее метаморфизованные породы прорываются трондjemитами Верхнеканского массива, возраст которого составляет 555 ± 5 млн лет (U–Pb ID TIMS; Ножкин и др., 2003), при этом карбонатный чехол Дербинского террейна, который сформировался около 560–530 млн лет назад (Горохов и др., 2016), был метаморфизован в раннем палеозое 507–483 млн лет назад (Ножкин и др., 2005). Метаморфизм повышенного давления сходного возраста (555 ± 6 млн лет) установлен также в Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая (Плотников и др., 2000). В лейкосомах мигматизированных гнейсов раннепалеозойского (485–495 млн лет) метаморфического пояса Ольхонского террейна Западного Прибайкалья установлены гранитоиды более раннего эпизода регионального метаморфизма – 530 ± 5 млн лет (Владимиров и др., 2011). Однако в большинстве случаев содержащие кианит породы встречаются только в виде реликтов среди метаморфических пород, связанных с ран-

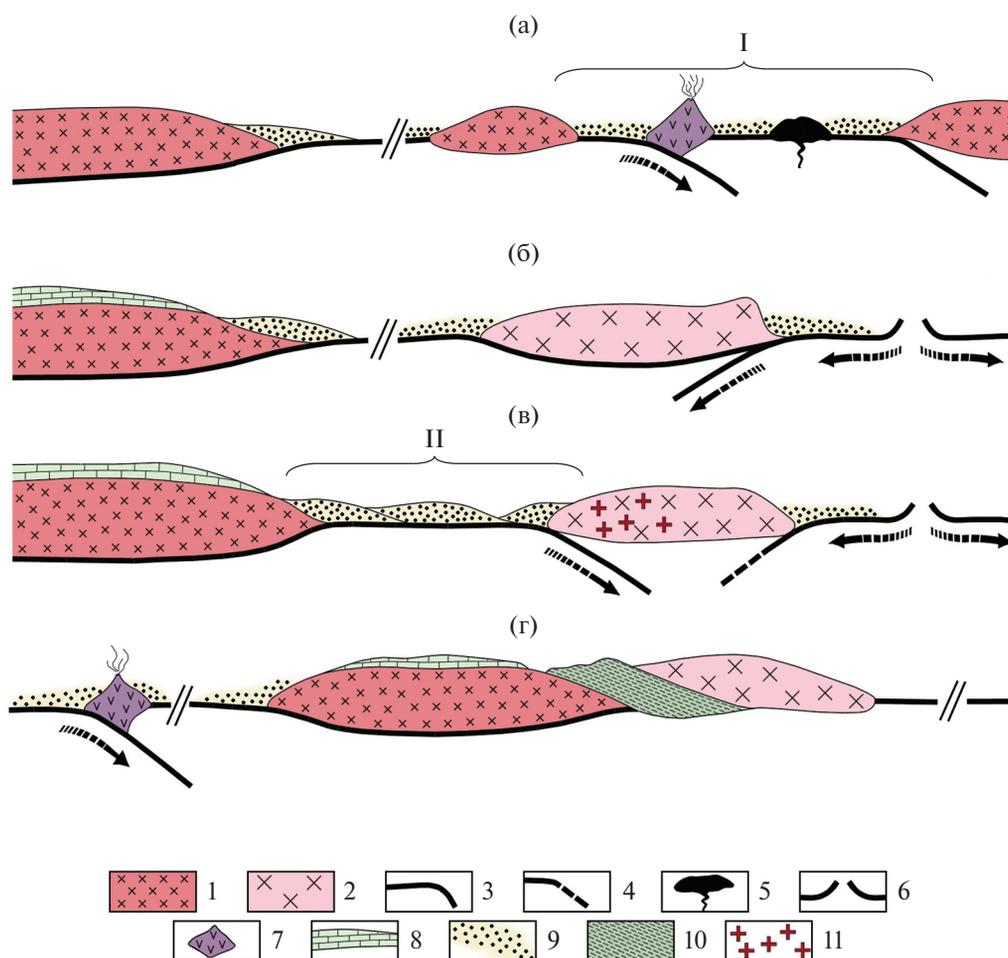


Рис. 14. Принципиальная схема формирования метаморфических комплексов Сангиленского блока ТМТ.

1 – фрагменты континентальной коры раннего неопротерозоя фундамента шельфового чехла ТМТ; 2 – фрагмент метаморфического пояса позднего неопротерозоя, представленный в моренском комплексе; 3, 4 – субдукционные зоны: 3 – активные, 4 – отмершие; 5 – вулканические плато и/или острова; 6 – зоны спрединга; 7 – неопротерозойские островные дуги; 8 – карбонатные толщи шельфового чехла ТМТ; 9 – терригенные толщи пассивной окраины (глубокого шельфа); 10 – метаморфизованные породы терригенных толщ в ходе раннепалеозойского метаморфизма; 11 – гранитоиды ортоадырского комплекса.

(а): I – область формирования протолитов метатерригенных пород моренского комплекса позднего неопротерозоя за счет разрушения вулканоплутонических комплексов раннего неопротерозоя; (б): накопление толщ карбонатных и терригенно-карбонатных пород шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия ТМТ, параллельно с формированием метаморфических пород моренского комплекса к рубежу эдиакария–раннего кембрия (536 ± 5 млн лет) в палеоокеанической области (M_1); (в): II – область формирования протолитов метатерригенных пород моренского комплекса, начало заложения субдукционной зоны и формирование гранитоидов ортоадырского комплекса (~515–510 млн лет); (г): сочленение ТМТ и фрагмента метаморфического пояса, представленного в моренском комплексе; региональный метаморфизм, наложенный в моренском комплексе и прогрессивный в терригенных породах и, частично, в породах карбонатного шельфового чехла ТМТ.

непалеозойским метаморфизмом. Только Южно-Хангайский метаморфический пояс эдиакария (570–545 млн лет) имеет протяженность около 200 км, и его породы не вовлекались в раннепалеозойские структурные и метаморфические преобразования. Он выделен в зоне сочленения раннекембрийского блока Байдарикского террейна и офиолитов Баян-Хонгорской зоны (Козаков и др., 2012, 2015). При этом как в кристаллических породах раннекембрийского блока, так и в

офиолитах не фиксируется проявления наложенных структурно-метаморфических преобразований и/или присутствия коллизионного или надсубдукционного гранитоидного магматизма, связанных с его развитием. Можно полагать, что положение Южно-Хангайского метаморфического пояса в современной структуре обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями, как это показано для обрамления Сибирской платформы (Метелкин, 2012).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Накопление терригенных пород моренского комплекса происходило в интервале 750–540 млн лет, что согласуется со временем формирования карбонатных отложений шельфового чехла восточной части ТМТ около 620 млн лет назад (Кузнецов и др., 2018). Источником обломочного материала могли служить породы неопротерозойских комплексов северной части ТМТ, Дзабханского и Сонгинского блоков центральной части ЦАСП. В период 570–540 млн лет в палеоокеанической области происходило формирование зон конвергенции. Начало этого процесса можно коррелировать с образованием островодужной коры с возрастом ~570 млн лет, фрагменты которой представлены в Озерной и Агардаг-Эрзинской зонах (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Pfander et al., 2002; Ковач и др., 2011; Ярмлюк и др., 2011). Заложение метаморфического пояса эдиакария мы связываем с развитием таких зон (рис. 14а).

В пределах восточной части Тувино-Монгольского террейна (в современной структуре) в этот период происходило накопление карбонатных толщ шельфового чехла эдиакария–раннего кембрия – формирование собственно микроконтинента (Кузнецов и др., 2018), а в области глубоководного шельфа – накопление терригенных пород (рис. 14б). Это исключает возможность проявления в фундаменте этого микроконтинента эдиакарского регионально-метаморфизма, который установлен в породах моренского комплекса. Процесс сочленения метаморфических пород моренского комплекса и позднелопротерозойского микроконтинента ТМТ начался после внедрения гранитоидов ортоадырского комплекса (520–510 млн лет; рис. 14в) и был в основном завершен после раннепалеозойского регионально-метаморфизма (505–495 млн лет), что фиксирует становление постметаморфических гранитоидов с возрастными 489 ± 3 и 490 ± 3 млн лет (Козаков и др., 1999а, 1999б, 2001).

В процессы раннепалеозойского регионально-метаморфизма были вовлечены метаморфизованные породы моренского комплекса, неметаморфизованные терригенные породы толщ глубоководного шельфа континентального склона фундамента и, частично, толщи карбонатных пород шельфового чехла эдиакария–нижнего кембрия. В процессе сочленения данных пород была сформирована аккреционная призма, в глубинных сечениях которой раннепалеозойский метаморфизм достигал условий высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации (рис. 14г). Выведение гранулитов на уровень метаморфизма амфиболитовой фации и их преобразование происходило в несколько этапов. На раннем этапе оно было обусловлено движением по синметаморфиче-

ским надвигом. Следующий этап коррелируется с перемещениями тектонических пластин по субвертикальным северо-восточным синметаморфическим сдвиговым зонам, параллельным осевым поверхностям главных картируемых изоклинальных складок, определяющих структуру метаморфических комплексов Сангиленского блока. Более поздние надвиги Чинчилигской системы, по которым, в частности, происходило выведение гранулитов Нижнеэрзинской тектонической пластины, формировались на регрессивной стадии метаморфизма после внедрения гранитоидов с возрастом около 490 ± 3 млн лет, но до внедрения гранитоидов Тесхемского массива с возрастом 480 ± 5 млн лет. По этим надвигом происходило также выведение сверхвысокотемпературных низкобарных (УНТ/LP) гранулитов (Азимов и др., 2018).

Постаккреционную стадию фиксируют габброиды, гиперстеновые мангериты и кварцевые диориты Башкымугурского массива с возрастом 465 ± 6 млн лет (Козаков и др., 1999б), что отражает воздействие горячей точки мантии на характер магматизма, которое продолжалось и после формирования раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы (Ярмлюк и др., 2011). Это, в частности, фиксируется и в проявлении постаккреционного внутриплитного магматизма в пределах ТМТ, Дзабханского террейна и офиолитов Озерной зоны Западной Монголии (Козаков и др., 2020).

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 18-17-00229; геохронологические исследования), РФФИ (проект № 20-05-00297) и НИР ИГГД РАН № FMNU-2019-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162.
- Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Ефремов С.В., Великославинский С.Д., Бараш И.Г., Федосеенко А.М. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U–Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: “ИП Каталкина”, 2009. Т. 1. С. 34–35.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановский О.Г., Кирилова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С.,

- Петрова З.И., Левицкий В.И.* U–Pb, Sm–Nd и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Блюман Б.А.* Новые данные по стратиграфии и фосфоритности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 122–124.
- Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.* Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.
- Гибшер С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеев А.М.* Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии: новые U–Pb данные // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Ножкин А.Д., Азимов П.Я., Каурова О.К.* Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакarbonатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемотратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 3–22.
- Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г., Хунг Ц.Х., Чунг С.Л., Иизука Й., Ванг К.Л.* История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb-датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (Западное Прихубсугулье, Северная Монголия) // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
- Доливо-Добровольский Д.В.* Компьютерная программа TWQ_View. Версия 1.2.0.22. 2006а. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>
- Доливо-Добровольский Д.В.* Компьютерная программа TWQ_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006б. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>
- Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии–кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
- Ильин А.В., Моралев В.М.* Докембрийские толщи Алтае-Саянской области // Сов. геол. 1963. № 11. С. 51–57.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Терентьева Л.Б.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 451–469.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Ван К.-Л., Плоткина Ю.В., Ли Х.-Я., Чун С.-Л.* Возраст и источники терригенных пород базальной пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U–Th–Pb геохронологических, Lu–Hf и Sm–Nd изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 5. С. 63–81.
- Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В., Wang K.-L., Толмачева Е.В., Chng S.-L., Lee H.Y.* Возраст и источники сноса метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика. Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Свое издательство, 2019б. С. 96–97.
- Козаков И.К.* Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 159–160.
- Козаков И.К., Азимов П.Я.* Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–645.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999а. Т. 7. № 2. С. 173–189.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П.* О полихронности развития раннепалеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве // Петрология. 1999б. Т. 7. № 6. С. 631–643.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В.* Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U–Pb и Sm–Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.

- Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Подковыров В.Н., Плоткина Ю.В. Метатерригенные толщи Тувино-Монгольского массива: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 1. С. 1–20.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч., Лебедев В.И., Энжин Г. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Азимов П.Я., Анисимова И.В., Лебедев В.И., Энжин Г., Эрдэнэжаргал Ч., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 2012. № 1. С. 19–41.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Ковач В.П., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Эрдэнэжаргал Ч. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 339–362.
- Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойский этап (~960–930 млн. лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017а. С. 181–184.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017б. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Козаков И.К., Лыхин Д.А., Эрдэнэжаргал Ч., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция неопротерозойских габбро-гипербазитового и габброидного комплексов Баяннурского блока Сонгинского выступа, Центрально-Азиатский складчатый пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 2. С. 31–51.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Диденко А.Н. Проблема массивов с неопротерозойской ювенильной корой в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: структурно-геологические, геохронологические и Sm–Nd изотопные данные // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. X Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. Хабаровск, 2019б. С. 51–53.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.А., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя–раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояса // Петрология. 2019в. Т. 27. № 1. С. 47–64.
- Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В., Эрдэнэжаргал Ч. Постагреционные гранитоиды в структуре Дзабханского террейна раннекаледонского обрамления Восточно-Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 2. С. 55–65.
- Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Козаков И.К., Бережная Н.Г., Яковлева С.З. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
- Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Константинова Г.В., Кутявин Э.П., Гелетий Н.К. Sr-хемостратиграфия карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 3. С. 350–355.
- Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р., Смирнова З.Б., Каурова О.К. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинента // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 44–48.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский этап (770–800 млн лет), вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
- Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластиками по циркону // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
- Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Летников Ф.А., Ветрова Н.И., Школьник С.И., Костицын Ю.А., Караковский Е.А., Резницкий Л.З., Каньгина Н.А. Осадочные комплексы чехла Дзабханского микроконтинента: различные бассейны седиментации и источники сноса // Докл. АН. 2016. Т. 470. № 5. С. 570–574.
- Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Б.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З.

- кий Л.З., Иванов А.В., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.
- Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Пономарчук В.А., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Этапы метаморфизма и гранитообразования в неопротерозойском аккреционно-коллизонном поясе северо-западной части Восточного Саяна // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Тезисы докладов. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 339–341.
- Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 241–246.
- Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Летникова Е.Ф., Гороховский Б.М. U–Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28–40.
- Плотников А.В., Бибикова Е.В., Титов А.В., Крук Н.Н., Грачева Т.В. О возрасте метаморфизма кианит-силлиманитового типа Южно-Чуйского комплекса (Горный Алтай): результаты U–Pb изотопного исследования цирконов // Геохимия. 2000. Т. 38. № 6. С. 579–589.
- Резницкий Л.З., Демонтьева Е.И., Бараш И.Г., Хунг Ц.Х., Чунг С.Л. Нижний возрастной предел и источники метатерригенных пород аллохтона Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН. 2015. Т. 461. № 6. С. 691–695.
- Резницкий Л.З., Ковач В.П., Бараш И.Г., Плоткина Ю.В., Ван К.Л., Чун С.Л. Возраст и источники терригенных пород Джидинского террейна: результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритовых цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 5. С. 3–29.
- Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Тектоника Южной Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 49. М.: Наука, 1990. С. 11–122.
- Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Смирнова З.Б. Возраст карбонатных пород агарингольской свиты (Северная Монголия): возможности Pb–Pb датирования // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2017. Т. 62. Вып. 2. С. 192–208.
- Школьник С.И., Станевич А.М., Резницкий Л.З., Савельева В.Б. Новые данные о строении и временном диапазоне формирования Хамардабанского террейна: свидетельство U–Pb LA-ICP-MS датирования цирконов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 23–43.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козловский А.М., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеев А.М. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии: I геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 56–79.
- Anderson T. Correction of common lead in U–Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 25–37. <https://doi.org/10.1007/s004100050233>
- Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
- Berman R. G., Aranovich L. Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al₂O₃–TiO₂–SiO₂ // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. № 1–2. P. 1–24. <https://doi.org/10.1007/s004100050232>
- Bold U., Isozaki Yu., Aoki Sh., Sakata Sh., Ishikawa A., Sawaki Yu., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2019. V. 75. P. 172–183.
- Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K., Hanzl P., Janousek J., Gerdes A., Lexa O. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 200–227.
- Claoué-Long J. C., Compston W., Roberts J., Fanning C. M. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses // Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 3–21.
- Compston W., Williams I. S., Kirschvink J. L., Zhang Z., Ma G. Zircon U–Pb ages for the Early Cambrian Time Scale // J. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 171–184.
- Cumming G. L., Richards J. R. Ore lead isotope ratios in a continuously 46 changing Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 155–171.
- Donskaya T. V., Gladkochub D. P., Fedorovsky V. S., Sklyarov E. V., Sergeev S. A., Demonterova E. I., Mazukabzov A. M., Lepekhina E. N., Cheong W., Kimh J. Pre-collisional (≥ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.

- Gehrels G.E.* Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Wiley-Blackwell, 2012. P. 47–62.
- Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D.* Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // *J. Geol. Soc. London*. 2008. V. 165. P. 235–246.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnaya I.R.* The most ancient ophiolite of Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. № 3–4. P. 311–325.
- Kovach V.P., Matukov D.L., Berezhnaya N.G., Kotov A.B., Levitsky V.I., Reznitsky L.Z., Barash I.G., Kozakov I.K., Sergeev S.A.* SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites – find early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32th IGC. Session T31.01 – Tectonics of Precambrian mobile belts. Abstract. Florence, 2004. V. 1. P. 1263.
- Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L.* Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: implication for continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 18–36.
- Kretz R.* Symbols for rock-forming minerals // *Am. Mineral.* 1983. V. 68. № 1–2. P. 277–279.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W.* The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: a key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Res.* 2005. V. 138. P. 125–150.
- Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.* The Oka Belt (southern Siberia and northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *The Island Arc*. 2007. V. 16. P. 224–242.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V.* Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb–Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 51–66.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 88-542. 1991. 35p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* 2003. V. 4.
- Nasdala L., Hofmeister W., Norberg N., Mattinson J.M., Corfu F., Dörr W., Kamo S.L., Kennedy A.K., Kronz A., Reiners P.W., Frei D., Kosler J., Wan Y., Götze J., Häger T., Kröner A., Valley J.W.* Zircon M257 – a homogeneous natural reference material for the ion microprobe U–Pb analysis of zircon // *Geostandards Geoanalytical Res.* 2008. V. 32. P. 247–265.
- Nelson D.R.* Compilation of SHRIMP U–Pb Zircon Geochronology Data, 1996 // *Geol. Surv. Western Australia*. 1997. № 2. 189 p.
- Pfänder Jö.A., Jochum K.P., Kozakov I.K., Kröner A., Todt W.* Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr–Nd–Pb isotope data // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 154–174.
- Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Demoux A., Xia X., Wang W., Donskaya T., Liu D., Sun M.* Detrital and xenocrystic zircon ages from Neoproterozoic to Palaeozoic arc terranes of Mongolia: significance for the origin of crustal fragments in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2011. V. 19. P. 751–763.
- Salnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B., Kroner A., Todt W., Bibikova E.V., Nutman A., Yakovleva S.Z., Kovach V.P.* Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian Mobile Belt: loss of Precambrian microcontinent // *Precambrian Res.* 2001. V. 110. P. 143–164.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // *Chem. Geol.* 2008. V. 249. P. 1–35.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. P. 359–362.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* LA-ICP-MS in the Earth sciences – appendix 3, data reduction software for LA-ICP-MS // *Short Course*. Vol. 29. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Canada, St. John's, 2001. P. 239–243.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostandards Geoanalytical Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. Eds. McKibben M.A., Shanks III, W.C., Ridley W.I. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензенты А.Б. Котов, А.Б. Кузнецов

Age Boundaries and Geodynamic Conditions of the Formation of Metamorphic Complexes in the Southwestern Part of the Tuva-Mongolian Terrane, Central Asian Fold Belt

I. K. Kozakov^{a, #}, V. P. Kovach^a, E. B. Salnikova^a, A. Kröner^b, E. V. Adamskaya^a, P. Ya. Azimov^a, B. M. Goroghovskiy^a, A. A. Ivanova^a, Ch. K. Oydup^c, and Yu. V. Plotkina^a

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

^b*Department of Geosciences, University of Mainz, 55099 Mainz, Germany*

^c*Tuvian Institute of the Integrated Development of Natural Resources, Siberian Branch of the Russia Academy of Sciences, Kyzil, Russia*

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

The Sangilen and Khan-Khuhei blocks of the southwestern part of the Tuva-Mongolian terrane (TMT) form a composite structure formed during the early Paleozoic (about 505–495 Ma) regional metamorphism of low-moderate pressure. In both blocks, an earlier metamorphism of increased pressure is known. The upper age limit of the Sangilen block is fixed by granites with an age of 536 ± 6 Ma. Early metamorphites of both blocks are broken by granitoids of the Orthoadyr complex with ages of 516 ± 5 and 513 ± 4 Ma, respectively. The formation of this complex preceded the early Paleozoic (505–495 Ma) metamorphism of low-moderate pressure. The high-temperature metamorphic rocks of the Sangilen and Khan-Khuhei blocks of the TMT can be considered as fragments of the high-pressure metamorphic belt of the late Ediacaran, assigned to the TMT margin about 510–505 Ma ago and processed in the range of 505–495 Ma under the conditions of regional metamorphism of low-moderate pressure. The formation of granitoids of the Orthoadyr complex records the transformation of the passive margin of the Neoproterozoic TMT block, overlain by the Ediacaran carbonate cover, into the active margin. Geochronological studies of detrital zircons of metaterrigenous rocks of the Sangilen block showed that the sources of their demolition were mainly igneous rocks of the early Neoproterozoic.

Keywords: Central Asian fold belt, Tuva-Mongolian terrane, Neoproterozoic, early Paleozoic, geochronology, zircon, regional metamorphism, magmatism

УДК 564.53:551.762.11/12(477.75)

РАННЕЮРСКИЕ (ПОЗДНИЙ СИНЕМЮР–РАННИЙ ПЛИНСБАХ) АММОНИТЫ ИЗ ГЛЫБ ИЗВЕСТНЯКОВ БАССЕЙНА р. БОДРАК, ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ

© 2021 г. Б. А. Зайцев*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: bogdan.a.zaitsev@gmail.com

Поступила в редакцию 21.05.2020 г.

После доработки 29.10.2020 г.

Принята к публикации 25.12.2020 г.

Описаны аммониты из двух глыб карбонатных пород в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым). В первой глыбе (на Татьяниной горке) собран комплекс аммонитов семейства Echioceratidae (роды *Orthechioceras* и *Echioceras*), во второй (в Аммонитовом овраге) – комплекс, включающий один вид рода *Calliphylloceras* (Phylloceratidae), один вид рода *Urtonia* (Polymorphitidae) и три вида рода *Tropidoceras* (Tropidoceratidae). Описан новый вид – *Tropidoceras komarovi*. Внутри каждой из глыб впервые для нижней юры Крыма намечена последовательность биостратиграфических подразделений (слоев с фауной) и проведена их корреляция с зонами, подзонами и биогоризонтами субсредиземноморской шкалы. В первой глыбе установлены (снизу вверх): 1) слои с *Orthechioceras edmundi*; 2) слои с *Echioceras rhodanicum*; 3) слои с *Echioceras raricostatoides*; 4) слои с *Echioceras crassicostatum*, которые соответствуют зоне *Raricostatum* (подзоны *Densinodulum* и *Raricostatum*) верхнего синемюра Европы. Во второй глыбе установлены (снизу вверх): 1) слои с *Urtonia* cf. *jamesoni*; 2) слои с *Tropidoceras erythraeum*, которые соответствуют зоне *Jamesoni* (подзона *Jamesoni*) и низам зоны *Ibex* (подзона *Masseanum*) нижнего плинсбаха Европы. Показано, что глыбы в бассейне р. Бодрак сложены известняками разного возраста и не одновозрастны вмещающим породам.

Ключевые слова: Крым, нижняя юра, аммониты, синемюр, плинсбах

DOI: 10.31857/S0869592X21040050

ВВЕДЕНИЕ

Глыбы нижнеюрских известняков в бассейне р. Бодрак являются продуктами тектонического дробления. Нагромождения глыб разного состава и размера (от десятков сантиметров до сотен метров в поперечнике), разделенных перетертым матриксом, слагают зону тектонического брекчирования – Симферопольский меланж (Юдин, 1993). Этот наиболее крупный микстит Горного Крыма прослеживается вдоль всего южного склона Второй (Внутренней) гряды Крымских гор и представляет собой региональный полимиктовый тектонический меланж (Юдин, 1993, 2000, 2011, 2018; Юдин, Зайцев, 2020б).

В англоязычной литературе Симферопольский меланж в совокупности с Мартовским меланжем (Юдин, 2000) известен под названием “Eskiorda unit” (Kotlyar et al., 1999) или “Eskiorda tectonic complex” (Kozur et al., 2000) и характеризуется как “сложный и расчлененный тектонический комплекс, который залегает к северу от Та-

врического флиша” (Kozur et al., 2000, p. 224). Однако термин “эскиординская свита” был впервые употреблен крымским геологом А.С. Моисеевым (1932) по отношению к стратиграфическому подразделению, наличие которого ранее предполагалось в долинах рек Салгир, Альма и Бодрак (стратотип впервые указан А.И. Шалимовым (1969, с. 92)). Поэтому здесь будет использована терминология В.В. Юдина, который выделил Симферопольский меланж как региональный хаотический комплекс эндогенного происхождения (Юдин, 1993, 2000, 2011). Отметим, что присутствие фрагментов хаотических комплексов (олистостромы с олистолитами, меланжированная мендерская толща с локальным выходом 0.2×9 км в составе стратифицированного комплекса) и зон расланцевания на отдельных участках в поле развития противоречиво понимаемого эскиординского стратона (Юдин, Зайцев, 2020а), констатировалось и ранее (Зайка-Новацкий, Соловьев, 1986, 1988), в том числе на исследуемом участке

(Короновский, Милеев, 1974; Милеев и др., 1989, с. 16, рис. 4).

Существующие различия во взглядах на геологическую историю и строение Крыма (Муратов, 1969; Короновский, Милеев, 1974; Пермяков и др., 1991; Юдин, 1993, 2011; Панов и др., 1994 и др.) и редкость опубликованных находок раннеюрских аммонитов (как правило, это единичные экземпляры или сборы из осыпи, без какой-либо стратиграфической последовательности) делают востребованной любую новую информацию по раннеюрским аммоноидеям Крыма.

Материалом для настоящей работы послужила коллекция аммонитов, собранная автором в двух глыбах известняка в бассейне р. Бодрак к югу от с. Трудолюбовка. Всего было отобрано около 200 образцов аммонитов. При этом фиксировалось положение находок в том или ином интервале внутри глыб. Это позволило в пределах каждой из глыб установить дискретные комплексы аммонитов, приуроченные к разным стратиграфическим интервалам, о чем кратко было сообщено ранее (Зайцев, 2020). Коллекция изученных образцов хранится в музее ЦНИГР им. Ф.Н. Чернышева (г. Санкт-Петербург) под номером 13351.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧЕННОГО РАЙОНА

В глыбах известняков Симферопольского меланжа в бассейне р. Бодрак содержится ископаемая фауна крайне широкого возрастного диапазона: от серпуховского века раннего карбона (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954) до ранней юры (поздний тоар). Из глыб нижнеюрских известняков в данном районе известна фауна, характерная для синемюрского, плинсбахского и тоарского веков (Казакова, 1962; Панов, 1994; Ипполитов и др., 2015; Репин, 2017).

Соотношения разновозрастных глыб между собой, а также с вмещающими терригенными породами до настоящего времени остаются дискуссионными (Панов, 1994, 2002; Милеев и др., 2009; Юдин, 2011; Комаров и др., 2012 и др.). Ископаемая фауна, достоверно известная из пород матрикса меланжа и из глыб терригенных пород (песчаников, аргиллитов, фрагментов флиша), характеризует стратиграфический интервал от среднего триаса (ладинский ярус) (Астахова, 1976) до верхнего тоара (?нижнего аалена) (Ипполитов и др., 2015). Из терригенных пород в бассейне р. Бодрак известны находки раннеюрских аммонитов (Казакова, 1962; Зайцев, Аркадьев, 2019), большинство из которых в разные

годы были собраны преподавателями и студентами Московского и Санкт-Петербургского государственных университетов в верховьях Аммонитового оврага. Здесь в темно-зеленовато-серых аргиллитах и залегающих среди них обломках алевролитов установлен аммонитовый комплекс, характерный для зоны *Obtusum*—низов зоны *Raricostatum* верхнего синемюра (рис. 1, местонахождение 4). Единичная находка аммонита, характерного для нижнего синемюра—основания верхнего синемюра Европы, описана из рассланцованных аргиллитов на восточном склоне гряды Конского по левому борту оврага Мендер (Зайцев, Аркадьев, 2019) (рис. 1, местонахождение 1).

Глыбы нижнеюрских карбонатных пород понимаются здесь как фрагменты карбонатного массива (карбонатной платформы), которые были выведены из поднадвига на поверхность в меланже (Юдин, 2011). Их детальное изучение в дальнейшем поможет дать ответ на вопрос об их происхождении, а также уточнить характер карбонатной седиментации в ранней юре рассматриваемого региона и ее эволюции во времени.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ В БАССЕЙНЕ р. БОДРАК

Глыбы нижнеюрских известняков в бассейне р. Бодрак впервые упоминаются в начале XX в. в отчетах Геологического комитета (Отчет..., 1911, с. 169; Отчет..., 1913, с. 29). Известняки, которыми сложены глыбы, долгое время датировались по находкам брахиопод (Мухин, 1917; Моисеев, 1925, 1934). Это связано с тем, что в изученных ранее коллекциях “другие группы — двустворки, брюхоногие, белемниты, аммониты и криноидеи по числу видов и экземпляров играют крайне незначительную роль и представлены очень фрагментарным материалом” (Комаров и др., 2012, с. 4).

Известняковые глыбы на Татьяниной горке и в Аммонитовом овраге детально были изучены крымским геологом А.С. Моисеевым, который на основании анализа брахиоподовых комплексов отнес их к “раннему—среднему лейасу” (Моисеев, 1925, 1934). Характеризуя головоногих моллюсков, собранных из этих двух глыб (наутилоидеи, аммониты и белемниты), Моисеев подчеркивал фрагментарность материала и невозможность его точного определения (Моисеев, 1925, с. 985).

Более полные коллекции аммонитов, собранные в бассейне р. Бодрак, были описаны В.П. Казаковой (1962). В ее распоряжении имелось небольшое количество образцов из глыбы известняка на Татьяниной горке, а также аммониты семейства

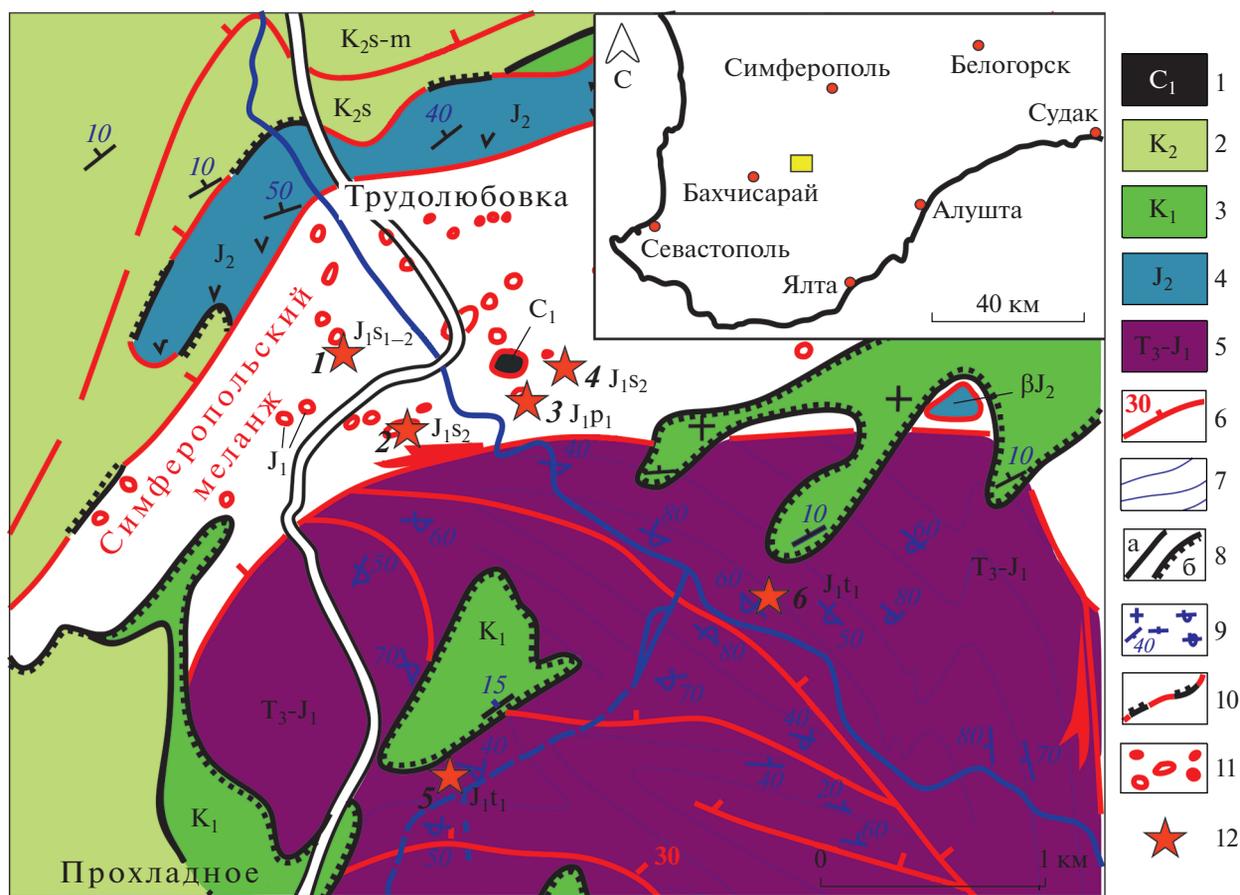


Рис. 1. Местонахождения раннеюрских аммонитов в Симферопольском меланже бассейна р. Бодрак на геологической карте (по Юдин, 2018, с изменениями).

1 – нижний карбон: отдельные известняковые глыбы в меланже; 2 – верхний мел: мергели, белые фарфоровидные известняки; 3 – нижний мел: песчаники, конгломераты, известняки; 4 – средняя юра: туфопесчаники, туфоалевролиты, андезитобазальты и базальты; 5 – верхний триас–нижняя юра (таврическая формация (флиш)): тонкослоистые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6 – надвиги и сдвига-надвиги; 7 – простираения толщ (по аэрофотоснимкам); 8 – стратиграфические границы согласные (а) и несогласные (б); 9 – элементы залегания пород; 10 – послонные срывы (флэты); 11 – глыбы пород в меланже; 12 – местонахождения раннеюрских аммонитов в терригенных породах (1, 4), в глыбах карбонатных пород (2, 3) и во флише таврической серии (5, 6): 1 – гряда Конского, 2 – глыба известняка на Татьяниной горке, 3 – глыба известняка в Аммонитовом овраге, 4 – Аммонитовый овраг (в аргиллитах и алевролитах), 5 – Мангушский овраг, 6 – подножие горы Большой Кермен.

Schlotheimiidae, собранные в терригенных породах в Аммонитовом овраге. Все сборы были отнесены В.П. Казаковой к лотарингскому веку (позднему синемюру). Аналогичные аммониты “из глинистых сланцев... к югу от бодракской известняковой глыбы” изучались ранее Г.Я. Крымгольцем, но были первоначально отнесены им к концу геттанга– началу синемюра (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954, с. 209).

Позднее о находке аммонита *Crucilobicerias cf. densinodum* (Quenstedt) в глыбе известняка в Аммонитовом овраге сообщил Д.И. Панов (Панов и др., 1994). Вид *Crucilobicerias densinodum*, как и аммониты, описанные ранее В.П. Казаковой (1962), характерны для верхнего синемюра Евро-

пы (зона *Raricostatum*) (Schlegelmilch, 1992). На этом основании был сделан вывод о том, что во всех глыбах нижнеюрских известняков в бассейне р. Бодрак (в частности, в глыбах в Аммонитовом овраге и на Татьяниной горке) аммонитовые комплексы имеют одинаковый возраст, совпадающий с возрастом комплексов из вмещающих терригенных пород (Панов и др., 1994). Это послужило одним из главных аргументов в пользу предположения о том, что тела карбонатных пород в бассейне р. Бодрак являются “именно линзами, а не глыбами, или тектоническими клиньями” (Панов, 2002, с. 18).

Затем В.Н. Комаров с соавторами изобразили аммонит, обнаруженный в известняковой глыбе в

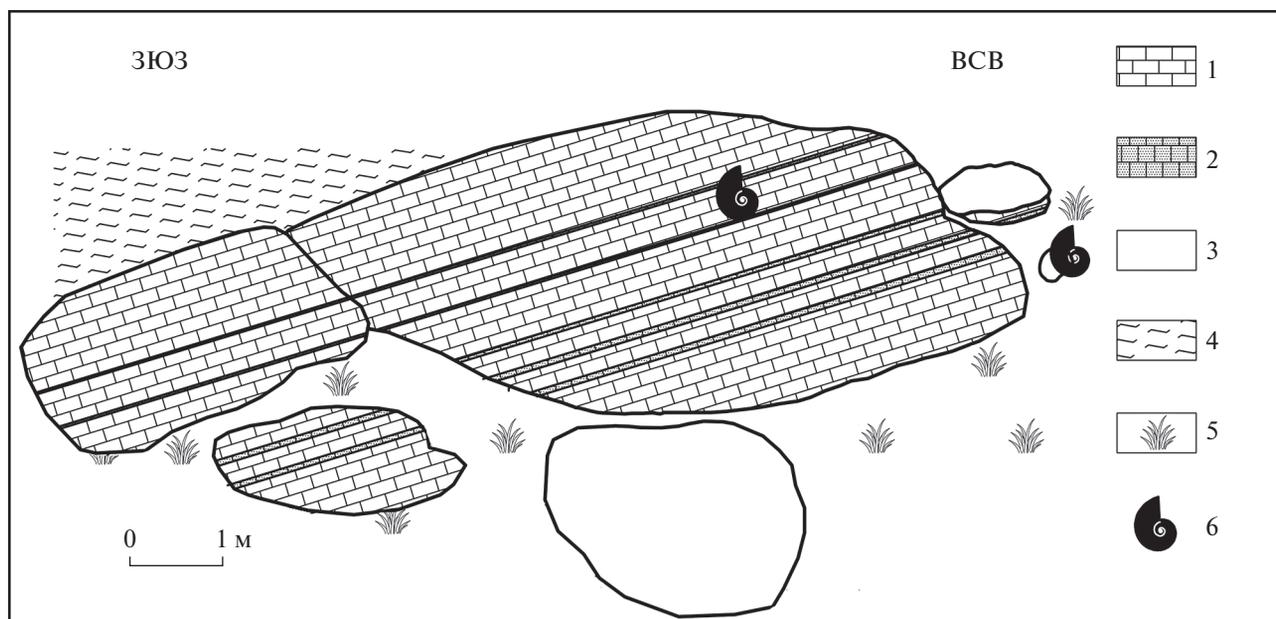


Рис. 2. Схема строения глыбы известняка в средней части Аммонитового оврага (вид со стороны оврага).

1 – известняк микритовый, брекчиевидный (с включением слабоокатанных обломков известняка до 3 см в поперечнике), желтовато-серый; 2 – прослойки известняка песчаного, светло-зеленовато-серого (мощность 3–7 см); 3 – обломки глыбы на поверхности склона; 4 – аргиллит алевролитистый, светло-коричневый, с листоватой отдельностью; 5 – задернованный склон; 6 – места находок аммонитов.

Аммонитовом овраге (Комаров и др., 2012, рис. а, б), и отнесли его к виду *Ptycharietites* (*Ptycharietites*) sp., характерному для зоны *Obtusum* (подзоны *Stellare* и *Denotatus*) верхнего синемюра (Dommergues et al., 2010). Это противоречило мнению Д.И. Панова о том, что аммонитовые комплексы во всех нижнеюрских известняках в бассейне р. Бодрак относятся исключительно к зоне *Raricostatum* верхнего синемюра. Позднее А.П. Ипполитовым с соавторами (2015) были опубликованы данные о белемнитах, собранных в известняковой глыбе на склоне горы Большой Кермен и в терригенной толще на Татьяниной горке (в непосредственной близости от глыбы синемюрских известняков). Было показано, что в обоих случаях фаунистические комплексы имеют позднеарский (раннеааленский?) возраст. А.П. Ипполитов приходит к заключению о том, что полученные им данные не согласуются с представлениями об олистолитовой или седиментационной модели образования глыб (Ипполитов и др., 2015).

Небольшая коллекция раннеюрских аммонитов из глыб карбонатных пород была собрана в бассейне р. Бодрак украинским геологом В.М. Нероденко до начала 1990-х годов. Часть этих аммонитов изображена Ю.С. Репиным (2017), который отнес их к раннему–позднему синемюру и раннему плинсбаху. К сожалению, точное местонахождение этих образцов неизвестно (Репин, 2017). По-

скольку виды, определенные Ю.С. Репиным, в ходе настоящего исследования обнаружить не удалось, можно предположить, что все они, вероятно, происходят из известняковых глыб, которые в рамках настоящей работы не изучались.

Обобщенные сведения о находках раннеюрских аммонитов в глыбах карбонатных пород Симферопольского меланжа в долине р. Бодрак представлены в табл. 1.

ОПИСАНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ

Известняковая глыба в Аммонитовом овраге
(координаты: 44° 46' 46.10" с.ш.; 34° 00' 06.19" в.д.;
альтитуда по GPS 278 м)

В средней части оврага, в его правом борту обнажена крупная (протяженностью около 13 м) глыба, сложенная известняком желтовато-серым, микритовым, брекчиевидным (с включением слабоокатанных обломков известняка до 3 см в поперечнике), с прослоями песчаного известняка (мощностью 3–7 см), иногда с бурыми пятнами ожелезнения по поверхности слоя. Видимая мощность наблюдаемых в глыбе слоев около 4 м. Слои падают на северо-запад по азимуту 340° под углом 50°. В 20 м к северо-востоку от глыбы, выше по ходу оврага, на его дне, наблюдаются небольшие (до 30 см в поперечнике) обломки серого брахиоподового известняка. Вмещающие поро-

Таблица 1. Таксоны аммоноидей, установленные ранее в известняковых глыбах бассейна р. Бодрак

Таксоны	Местонахождение	Источник	Актуальное название	Стратиграфическое распространение вида в Европе
<i>Phylloceras</i> spp.	Глыбы известняков в окрестностях дер. Новый Бодрак (ныне с. Трудово-любовка)	Мухин, 1917; Моисеев, 1925	<i>Phylloceras</i> spp.	—
<i>Rhacophyllites</i> sp.	---//---	Мухин, 1917; Моисеев, 1925	<i>Juraphyllitidae</i> gen. indet.	—
<i>Oxynotoceras</i> sp.	Вероятно, глыба известняка в Аммонитовом овраге	Моисеев, 1944, с. 31, 34	(?) <i>Oxynotoceratidae</i> gen. indet.	J _{1s2} –J _{1p1} (Howarth, 2013)
<i>Phylloceras</i> ex gr. tenuistriatum Meneghini	---//---	Моисеев, 1944, с. 31	<i>Phylloceras</i> ex gr. tenuistriatum (Meneghini, 1868)	J _{1s2} – J _{1p2}
<i>Echioceras raticostatum</i> (Zieten)	Глыба известняка на Татьяниной Горке	Казакова, 1962, с. 45, табл. II, фиг. 2–6	<i>Echioceras raticostatum</i> (Zieten, 1831)/ <i>Echioceras raticostatoideis</i> (Vadász, 1908)	J _{1s2} , зона <i>Raticostatum</i> , подзона <i>Raticostatum</i> , биогоризонт <i>raticostatum/raticostatoideis</i> (Blau, 1998)
<i>Paltchiosceras edmundi</i> (Dumortier)	---//---	Казакова, 1962, с. 47, табл. II, фиг. 1; Парышев, Никитин, 1981, с. 29, табл. II, фиг. 3	<i>Orthchiosceras edmundi</i> (Dumortier, 1867)	J _{1s2} , зона <i>Raticostatum</i> , подзона <i>Densinodulum</i> (Dommergues, Meister, 2017, p. 263)
<i>Stuclobisceras</i> cf. <i>densinodulum</i> Quenstedt	“Линза” известняка в Аммонитовом овраге	Панов и др., 1994, с. 22	<i>Stuclobisceras</i> cf. <i>stuclobatum</i> Buckman, 1919	J _{1s2} , зона <i>Raticostatum</i> , подзона <i>Raticostatum</i> Германии (Schlegelmilch, 1992)
<i>Ptycharietites</i> (<i>Ptycharietites</i>) sp.	---//---	Комаров и др., 2012; рис. на с. 7; Комаров, 2016, рис. на с. 58	<i>Tropidoceras komarovi</i> (sp. nov.)	J _{1p1} , слои с <i>Uptonia</i> cf. <i>jamesoni</i> Юго-Западного Крыма
<i>Amioceras</i> <i>suneiforme</i> Huatt	Глыбы известняка в бассейне р. Бодрак	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 1, 14	<i>Amioceras suneiforme</i> Huatt	J _{1s1} , зона <i>Semicostatum</i> (Guérin-Frantaite, 1966)
<i>Eoderoceras</i> sp.	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 3а, 3б	<i>Eoderoceras</i> sp.	J _{1s2} , зона <i>Oxynotum</i> –J _{1p1} , основание зоны <i>Jamesoni</i> (Howarth, 2013)
<i>Palaeochiosceras spirale</i> (Trueman et Williams)	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 4	<i>Palaeochiosceras spirale</i> (Trueman et Williams, 1927)	J _{1s2} , зона <i>Oxynotum</i> , подзона <i>Oxynotum</i> –основание зоны <i>Raticostatum</i> (Dommergues, Meister, 2017, p. 261)
<i>Eoderoceras</i> ex gr. <i>bispinigerum</i> (Buckman)	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 6, 12	<i>Eoderoceras</i> ex gr. <i>bispinigerum</i> (Buckman, 1918)	J _{1s2} , зона <i>Oxynotum</i> –зона <i>Raticostatum</i> , подзона <i>Densinodulum</i> (Geczy, Meister, 2007, p. 191)
<i>Paramicroderoceras fila</i> (Quenstedt)	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 7	<i>Eoderoceras fila</i> (Quenstedt, 1884)	J _{1p1} , зона <i>Jamesoni</i> , подзоны <i>Taylori</i> – <i>Polymorphus</i> (Donovan, Surlyk, 2003, p. 562)
<i>Pseudophricodoceras</i> ?	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 8	(?) <i>Pseudophricodoceras</i>	J _{1p1} , зона <i>Jamesoni</i> (Howarth, 2013)
? <i>Juraphyllites</i> spp.	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 9, 10, 11	(?) <i>Juraphyllites</i> spp.	—
<i>Pleschiosceras</i> cf. <i>regulare</i> (Trueman et Williams)	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 13	<i>Pleschiosceras</i> cf. <i>regulare</i> (Trueman et Williams, 1925)	J _{1s2} , зона <i>Raticostatum</i> , подзона <i>Densinodulum</i> (Blau et al., 2003, p. 422)
<i>Pseudurptonia</i> cf. <i>suessi</i> (Gugenberger)	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 15	<i>Pseudurptonia</i> cf. <i>suessi</i> (Gugenberger, 1929)	J _{1p1} , зона <i>Jamesoni</i> , верхняя часть подзоны <i>Taylori</i> –подзона <i>Polymorphus</i> (Meister, 2010, p. 93)
<i>Phylloceratida?</i> gen. indet.	---//---	Репин, 2017, с. 180, табл. I, фиг. 2	<i>Phylloceratida?</i> gen. indet.	—
<i>Lytoceras</i> sp.	---//---	Репин, 2017, табл. I, фиг. 5	<i>Lytoceras</i> sp.	—

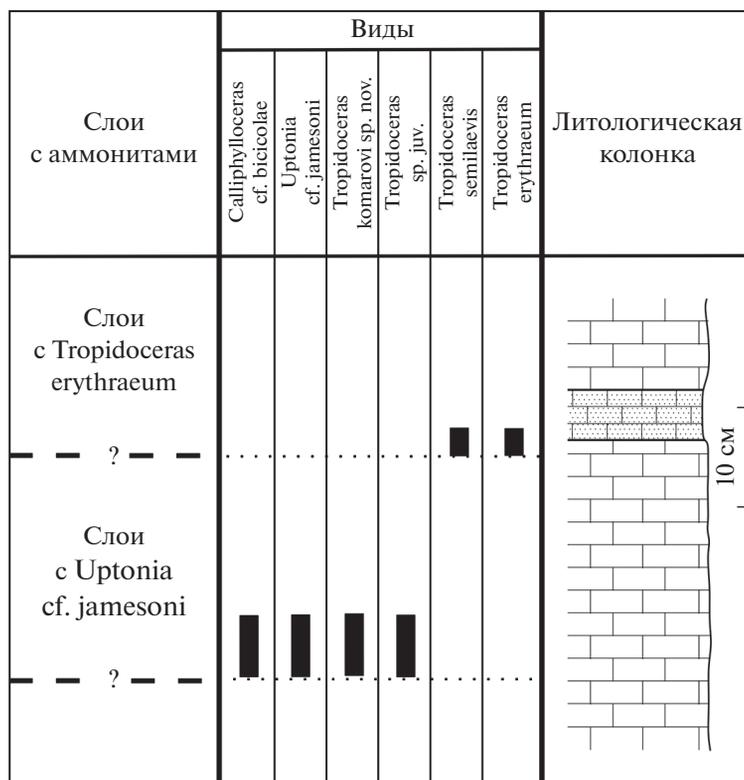


Рис. 3. Стратиграфическое распространение таксонов и установленные биостратиграфические подразделения в глыбе известняка в Аммонитовом овраге. Условные обозначения см. рис. 2.

ды, которые можно наблюдать вдоль грунтовой дороги над глыбой, представлены аргиллитами алевритистыми, дробленными, рассланцованными. Правый борт оврага ниже глыбы и вокруг нее задернован (рис. 2).

В известняках, слагающих глыбу, присутствуют многочисленные остатки брахиопод (фрагменты и целые раковины), а также обломки стеблей криноидей. Встречаются единичные ростры белемнитов и раковины двустворчатых моллюсков. Аммоноидеи редки, все собранные экземпляры представлены внутренними ядрами и их фрагментами. По мнению А.В. Турова с соавторами, формирование известняков, слагающих глыбу, происходило в верхней части материкового склона “в обстановке активной гидродинамики и оползания нелитифицированных осадков” (Туров и др., 2020, с. 110). Однако геологических данных о коренном массиве и материковом склоне, с которого могло происходить оползание, нет (Юдин, 2011).

В слое плотного известняка в верхней части глыбы собран комплекс аммонитов, характерных для базальной части зоны Iвех нижнего плинсбаха Субсредиземноморской области (Alkaya, Meister,

1995; Géczy, Meister, 2007): *Tropidoceras semilaevis* Fucini и *T. erythraeum* (Gemmellaro). Несколько ниже по разрезу, а также рядом, в отдельно лежащем небольшом обломке известняка, собраны аммониты *Uptonia cf. jamesoni* (J. de C. Sowerby), *Tropidoceras sp. juv.*, *T. komarovi sp. nov.* и *Calliphylloceras cf. bicolae* (Meneghini). Это более древний комплекс, который может быть отнесен к зоне и подзоне Jamesoni нижнего плинсбаха (рис. 3). Сообщение Д.И. Панова с соавторами (1994, с. 22) о присутствии в данной глыбе синемюрских аммонитов *Cruciloboceras cf. densinodum* (Quenstedt) не нашло подтверждения. Форма, описанная В.Н. Комаровым с соавторами как *Ptycharietites (Ptycharietites) sp.* (Комаров и др., 2012), отнесена к новому виду *Tropidoceras komarovi sp. nov.*

*Глыба известняка на северном склоне
Татьяниной горки (координаты: 44°46'41.75" с.ш.;
33°59'47.15" в.д.; альтитуда по GPS 279 м)*

Глыба сложена известняком серым, плотным, брахиоподовым, с включением гравийных частиц и мелкой, хорошо окатанной гальки молочного кварца, с прослоями (до 50 см) известняка крино-

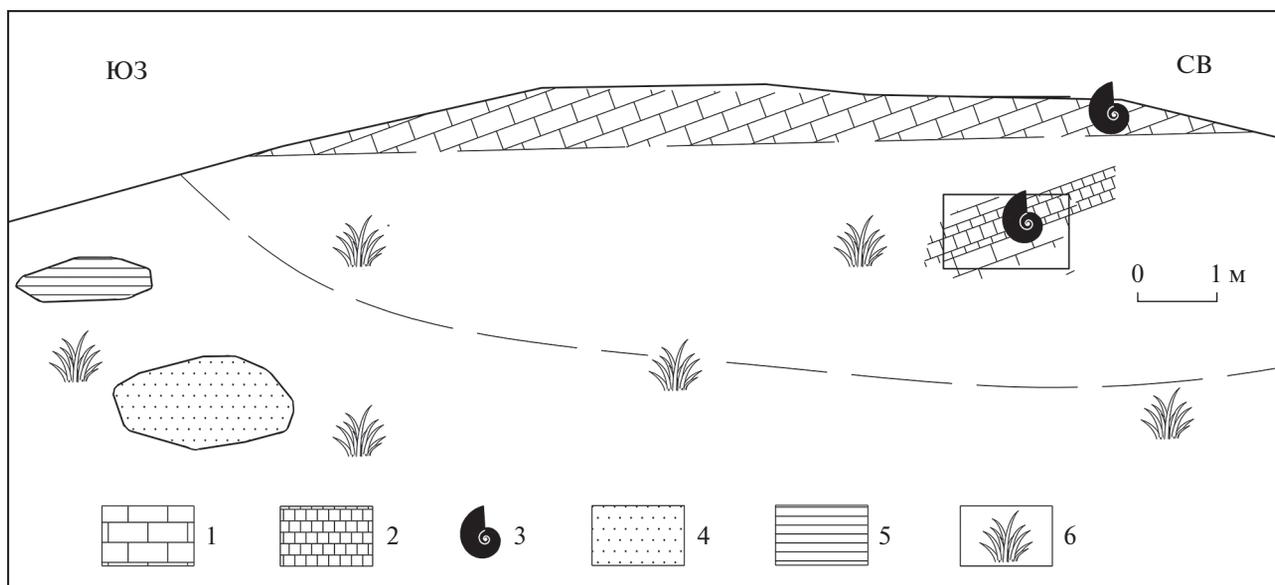


Рис. 4. Схема строения глыбы известняка на Татьяниной горке (вид со стороны оврага).
 1 – известняк брахиоподовый; 2 – известняк криноидный и криноидно-аммонитовый (мощность 0.4 м); 3 – уровни находок аммонитов; 4 – отдельно лежащая глыба песчаника; 5 – отдельно лежащая глыба аргиллита; 6 – задержанный склон.

идного и криноидно-аммонитового. Ее видимые размеры: длина 17 м, высота около 5 м. Нижняя часть глыбы закрыта осыпью и дерном. Юго-западнее, в борту оврага, обнажены отдельно лежащие обломки песчаника (до 1.5 м в поперечнике) и аргиллита (до 1 м в поперечнике) (рис. 4).

Севернее, на склоне Татьяниной горки, в промоине вдоль грунтовой дороги, наблюдаются выходы пород матрикса, представленные аргиллитами черными, оскольчатыми, очень сильно перемятыми, с включением отдельных остроугольных обломков песчаника (10–30 см в поперечнике). Именно здесь были собраны позднеюрские белемниты, описанные ранее А.П. Ипполитовым (Ипполитов и др., 2015).

В нижней части глыбы после расчистки был встречен менее плотный прослой биокластового известняка, сложенный обломками криноидей и содержащий большое количество аммонитов (как фрагментов, так и целых раковин). Мощность прослоя 0.5 м. В юго-восточной части глыбы по прослою аммонитово-криноидного известняка был пройден шурф (1.5 × 0.5 м по периметру и 0.7 м в глубину). В стенке шурфа видно, что известняк имеет слабо выраженную слоистость. Слои падают на северо-запад по аз. 285°–290°, под углом 35°–40°. В глыбе можно выделить следующие слои (снизу вверх):

1. Известняк серый, плотный, с бурыми пятнами и поверхностями ожелезнения, местами с бурыми оолитами, с немногочисленными брахиоподами и редкими растворенными ядрами аммонитов в верхней части слоя. Вскрытая мощность слоя 0.2 м.

2. Известняк серый, криноидный, биокластовый, практически нацело сложен обломками криноидей, содержит многочисленные обломки и целые ядра аммонитов. Обилие находок аммонитов и присутствие в слое четырех обособленных аммонитовых комплексов свидетельствуют о крайне низкой скорости осадконакопления, на основании чего эти известняки могут быть сопоставлены с фациями *Ammonitico rosso*. Мощность слоя 0.5 м.

3. Известняк плотный, серый, брахиоподовый; видимая мощность 10 см (рис. 5).

По мнению А.В. Турова с соавторами, образование известняков, слагающих глыбу, происходило “в относительном удалении от берега, в зоне течений и в условиях волнового воздействия на осадок” (Туров и др., 2020, с. 110; Туров и др., 2019).

Из известняков, слагающих глыбу, послойно собраны аммониты, что позволило установить здесь последовательность комплексов (снизу вверх): (А) *Orthechioceras edmundi* (Dum.), *O. cf. edmundi* (Dum.), *O. cf. viticola* (Dum.); (Б) *Echioceras quen-*

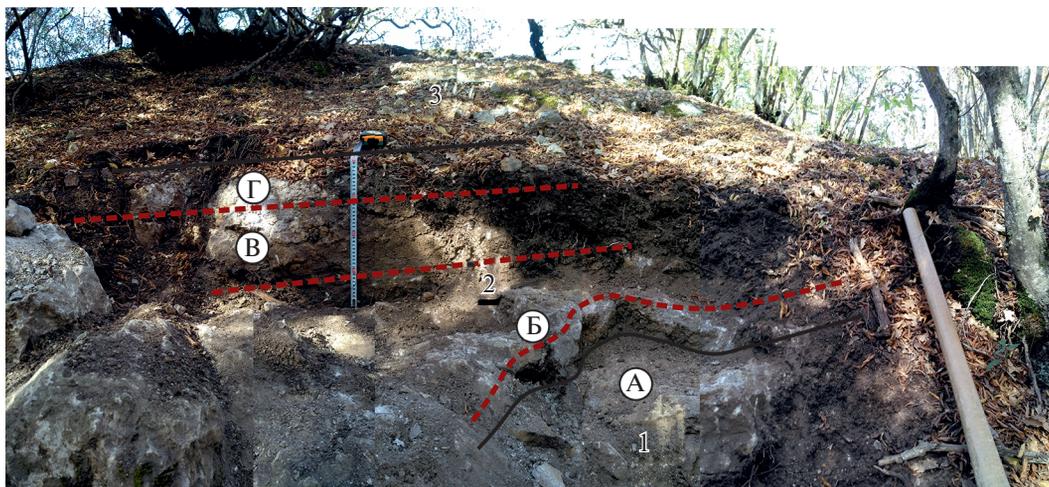


Рис. 5. Глыба известняка на Татьяниной горке, вид с юга (со стороны безымянного оврага). Установленные слои с фауной: А – слои с *Orthechioceras edmundi*; Б – слои с *Echioceras rhodanicum*; В – слои с *Echioceras raricostatooides*; Г – слои с *Echioceras crassicoatum*. Черными линиями показаны границы слоев 1, 2 и 3, красными пунктирными линиями – границы биостратиграфических подразделений.

Слой с аммонитами	Виды							Литологическая колонка	
	<i>Orthechioceras edmundi</i>	<i>Orthechioceras aff. edmundi</i>	<i>Orthechioceras cf. viticola</i>	<i>Echioceras quenstedti</i>	<i>Echioceras rhodanicum</i>	<i>Echioceras raricostatooides</i>	<i>Echioceras raricostatum</i>		<i>Echioceras crassicoatum</i>
Слой с <i>E. crassicoatum</i>									
Слой с <i>Echioceras raricostatooides</i>									
Слой с <i>Echioceras quenstedti</i>									
Слой с <i>O. edmundi</i>									
?									

Рис. 6. Стратиграфическое распространение аммонитов в разрезе глыбы на Татьяниной горке и установленные биостратиграфические подразделения.

stedti (Schafhäütl), *E. rhodanicum* (Buckm.); (В) *Echioceras raricostatoides* (Vadász), *E. raricostatatum* (Zieten); (Г) *Echioceras crassicostatatum* T. et W., *E. raricostatatum* (Zieten) (рис. 5, 6).

Всего в глыбе собрано около 180 экземпляров аммонитов, подавляющее большинство из которых происходит из прослоя криноидно-аммонитового известняка (слой 2). Кроме того, в верхней части глыбы обнаружено несколько ювенильных раковин *Echioceratidae*, не поддающихся точному определению. Все собранные в глыбе аммоноидеи, за исключением небольшого обломка *Lytoceratidae* indet., относятся к семейству *Echioceratidae* Buckman. У большинства образцов сохранилась раковина, а камеры фрагмокона часто заполнены кристаллами кальцита.

В ходе исследования удалось подтвердить присутствие в слагающих глыбу известняках аммонитов семейства *Echioceratidae* (Казакова, 1962), а также существенно дополнить сведения об их таксономическом разнообразии. Впервые удалось установить последовательность комплексов, характерных для зоны *Echioceras raricostatatum* (подзоны *Densinodulum* и *Raricostatatum*) верхнего синемюра Европы.

ОПИСАНИЕ АММОНОИДЕЙ

При описании приняты следующие обозначения: * – первое валидное описание вида, Д – диаметр раковины, Ду – диаметр умбиликуса, В – высота последнего оборота раковины, Ш – ширина последнего оборота раковины. Лопастная линия в большинстве случаев не сохранилась или сохранилась плохо.

СЕМЕЙСТВО PHYLLOCERATIDAE ZITTEL, 1884

ПОДСЕМЕЙСТВО PHYLLOCERATINAE ZITTEL, 1884

Род *Calliphylloceras* Spath, 1927

Calliphylloceras cf. *bicolae* (Meneghini, 1874)

Табл. I, фиг. 8

Ф о р м а. Раковина инволютная, с очень узким воронкообразным умбиликусом. Обороты субэллиптического сечения. Наибольшая ширина раковины наблюдается примерно в середине высоты оборота. Латеральные стороны выпуклые, постепенно переходят в равномерно закругленную вентральную сторону.

Скульптура. У изученного экземпляра присутствует пережим, который начинается в области умбиликального перегиба и плавно изгибается в сторону устья. При переходе на вентральную сторону пережим сохраняет изгиб вперед.

Сравнение и замечания. Ф. Алькайя (Alkaya, 1983, p. 68) под названием *Calliphylloceras bicolae* (Meneghini, 1875) “синонимизировала” как минимум пять номинальных видов: *C. bicolae* (Meneghini, 1875), *C. alomtinum* (Gemmellaro, 1884), *C. geyeri* (Bonarelli, 1895), *C. emeryi* (Bettoni, 1900) и *C. bettonii* (Del Campana, 1900), которые различаются между собой по форме поперечного сечения оборотов и частоте пережимов. Заключение о том, что все эти формы представляют собой один вид, было сделано на основании анализа статистических данных по выборке более чем из 100 экземпляров, послойно отобранных из отложений верхнего синемюра и нижнего плинсбаха Турции. Похожей точки зрения придерживается и К. Мейстер, который отмечает, что из всех видов рода *Calliphylloceras* в этом стратиграфическом интервале, кроме *C. bicolae* (Meneghini), возможно, только *C. dubium* (Fucini) и *C. stoppani* (Meneghini) представляют собой самостоятельные виды (Meister, Böhm, 1993, p. 172).

Описываемый экземпляр практически не отличим от *C. bicolae*, однако его сохранность позволяет дать определение лишь в открытой номенклатуре. От *C. stoppani* (Meneghini) он отличается менее прорадиальными и сильнее изогнутыми пережимами; от *C. dubium* (Fucini) – более высокими и значительно более сжатыми оборотами, а также более узкой вентральной стороной.

Распространение. Вид *C. bicolae* распространен в стратиграфическом диапазоне верхний синемюр–нижний тоар Северной Африки (Алжир, Тунис), Италии, Испании, Австрии, Венгрии, Турции, Грузии, Швейцарии, Франции. Нижний плинсбах, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Фрагмент раковины (экз. № 11/13351) из глыбы известняка в Аммонитовом овраге (слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*).

СЕМЕЙСТВО ECHIOCERATIDAE BUCKMAN, 1913

Род *Orthechioceras* Trueman et Williams, 1925

[= *Homechioceras*: Trueman et Williams in Buckman, 1925b, pl. 609; *Echioceratoides*: Trueman et Williams, 1925, p. 706]

Orthechioceras edmundi (Dumortier, 1867)

Табл. II, фиг. 1a–1в

Ammonites edmundi: Dumortier, 1867, p. 163, pl. XXXIX, figs. 3, 4.

Paltechioceras edmundi: Казакова, 1962, с. 47, табл. II, фиг. 1; Парышев, Никитин, 1981, с. 29, табл. II, фиг. 3.

“Echioceras” *edmundi*: Dommergues, 1982, p. 380, pl. I, figs. 8, 9; 1993, pl. IV, fig. 7.

“Echioceras” cf. *edmundi*: Dommergues, 1982, p. 380, pl. I, figs. 5–7.

Paltechioceras (*Orthechioceras*) *edmundi*: Taylor et al., 2001, pl. 8, figs. 5–6.

Г о л о т и п (по монотипии). Образец, изображенный в работе (Dumortier, 1867, pl. XXXIX, figs. 3, 4). Происходит из Ноле (Nolay) (Бургундия, Франция). Утерян (Getty, 1973, p. 23).

Ф о р м а. Раковина эволютная, офиоконовая, среднего размера, состоит из 6 или 7 оборотов. Обороты медленно возрастающие, сжатые с боков, субпрямоугольного сечения, со слабовыпуклой ventральной и уплощенными латеральными сторонами. Умбиликус очень широкий, мелкий, чашеобразный. Умбиликальная стенка выпуклая.

С к у л ь п т у р а. Ventральная сторона несет низкий закругленный киль, который ограничен узкими неглубокими бороздками. Ребра прорадиальные, слегка выгнуты назад, на вентролатеральном перегибе имеют очень плавный изгиб вперед и, переходя на ventральную сторону с резким ослаблением, исчезают, не доходя до ventральных борозд. Ширина межреберных промежутков приблизительно в 1.5 раза превосходит ширину ребер. На внешних и средних оборотах число ребер постепенно возрастает.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Ш
12/13351	≈81	15.5	53.3	14	111

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. К *O. edmundi* s.s. здесь отнесен только один образец, обнаруженный в основании последовательности биостратиграфических подразделений на Татьяниной горке. Поскольку в литературных источниках мало данных о внутривидовой изменчивости этого вида, не исключено, что к нему следует относить и экземпляры, определенные как *O. cf. edmundi* (Dumortier) (табл. II, фиг. 2а–2г, 4а–4б) и отличающиеся более широким поперечным сечением (особенно на внутренних оборотах), а также более широкими и глубокими ventральными бороздами.

От *O. viticola* (Dumortier, 1867) описываемый вид отличается наличием ventральных борозд, сопровождающих киль, менее грубыми и более прорадиальными ребрами, а также более частой ребристостью на внутренних оборотах; от *Plesechioceras delicatum* (Buckman, 1914) — более широким поперечным сечением оборотов, менее плотной и более грубой ребристостью; от *Echioceras quenstedti* (Schafhäutl, 1847) — менее грубыми, более прорадиальными ребрами, более частой ребристостью на внутренних оборотах, уплощенными латеральными сторонами; от *Paltechioceras tardecrescens* (Hauer, 1856) — характером скульптуры на ventральной стороне: наличием одного слабо выраженного киля, ограниченного очень слабо развитыми ventральными бороздками. Кроме того, отличается существенно меньшим количеством ребер на внешнем обороте (всего около 40) и несколько более уплощенными латеральными сторонами.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Нижняя часть зоны *Raricostatum* (биогоризонт *edmundi*) верхнего синемюра Восточной Франции. Подзона *Edmundi* (зона *Harbledownense*) верхнего синемюра Северной Америки. Верхний синемюр, слои с *Orthechioceras edmundi* Юго-Западного Крыма.

М а т е р и а л и м е с т о н а х о ж д е н и е. Один неполный образец (№ 12/13351) и несколько фрагментов из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Orthechioceras edmundi*).

Orthechioceras cf. *viticola* (Dumortier, 1867)

Табл. II, фиг. 3а–3в, 5

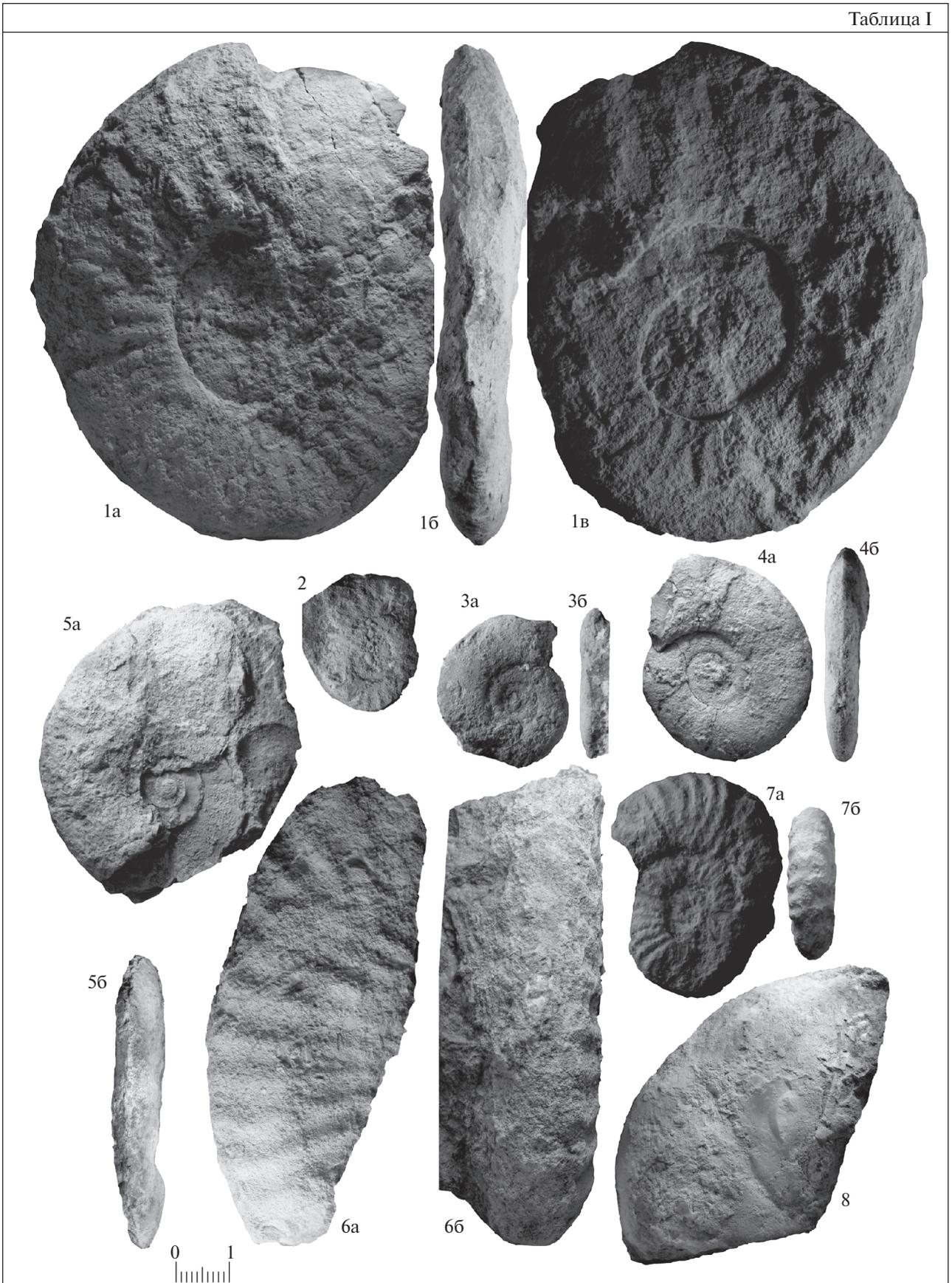
Ф о р м а. Раковина среднего размера, офиоконовая, эволютная и сильно уплощенная, состоит из 7–8 оборотов. Обороты медленно нарастающие, округленно-квадратного сечения, со слегка “приостренной” ventральной стороной. Умбиликус очень широкий, мелкий, чашеобразный. Умбиликальная стенка выпуклая.

С к у л ь п т у р а. Ventральная сторона несет хорошо развитый закругленный киль без ventральных борозд. Латеральные стороны покрыты прямыми радиальными или слабо прорадиальными ребрами, которые на внешнем обороте сглаживаются на вентролатеральном перегибе, а на

Таблица I. Раннеплинбахские аммониты из глыбы известняка в Аммонитовом овраге. Здесь и далее все изображения, кроме особо отмеченных, приведены в натуральную величину.

1 — *Tropidoceras komarovi* sp. nov., экз. № 1/13351: 1а, 1в — сбоку, 1б — с ventральной стороны; слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*; 2 — *Tropidoceras* sp. juv., экз. № 2/13351, сбоку, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*; 3, 4 — *Tropidoceras erythraeum* (Gemellaro): 3 — экз. № 3/13351, 3а — сбоку, 3б — с ventральной стороны; 4 — экз. № 5/13351, 4а — сбоку, 4б — с ventральной стороны; слои с *Tropidoceras erythraeum*; 5 — *Tropidoceras semilaevis* Fucini, экз. № 7/13351: 5а — сбоку, 5б — с ventральной стороны; слои с *Tropidoceras erythraeum*; 6, 7 — *Uptonia* cf. *jamesoni* (J. de C. Sowerby): 6 — экз. № 10/13351, 6а — сбоку, 6б — с ventральной стороны; 7 — экз. № 9/13351, 7а — сбоку, 7б — с ventральной стороны; слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*; 8 — *Calliphylloceras* cf. *bicolorae* (Meneghini), экз. № 11/13351, вид сбоку, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*.

Таблица I



внутренних оборотах переходят на вентральную сторону с ослаблением, немного изгибаясь вперед (табл. II, фиг. 3в). На внешнем обороте число

ребер резко возрастает по сравнению с предпоследним оборотом.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш	Кол-во ребер на 1/2 оборота
17/13351	73	14	46	14	19.2	19.2	63	100	22
18/13351	61.5	12.5	42	—	20.3	—	68.3	—	21

Сравнение и замечания. Данная форма весьма близка к *Orthechioceras viticola*. Она также имеет “приостренную” форму вентральной стороны, характеризуется отсутствием вентральных борозд и грубыми ребрами, которые не переходят на вентральную сторону (по крайней мере на внутренних и средних оборотах). Однако, поскольку типовой образец утерян (Getty, 1973, p. 22), а в литературе очень мало данных по внутривидовой изменчивости *O. viticola* (Trueman, Williams, 1925; Dommergues, Meister, 1987; Dommergues, 1993), вид определен здесь в открытой номенклатуре. Голотип *O. viticola* не выделен, место хранения типовой серии неизвестно. Начиная с работы С. Бакмана (Buckman, 1914 in Buckman, 1909–1930), к данному виду, как правило, относили только меньший экземпляр из двух, изображенных автором таксона (Dumortier, 1874, pl. XXXI, figs. 12–13).

От близкого вида *O. edmundi* (Dumortier, 1867) данный вид отличается более широким поперечным сечением оборотов, “приостренной” вентральной стороной, более разреженной и грубой ребристостью, отсутствием вентральных борозд, а также тем, что ребра исчезают на вентролатеральном перегибе; от *O. regulare* (Trueman, Williams, 1925) отличается более густой ребристостью и менее “приостренной” вентральной стороной; от *Echioceras quenstedti* (Schafhäutl) — более частой ребристостью, “приостренной” вентральной стороной, а также резким увеличением числа ребер в ходе онтогенеза на средних и внешних оборотах.

Распространение. Вид *O. viticola* характерен для биогоризонта *edmundi* (подзона *Densinodulum*, зона *Raricostatum*) верхнего синемюра Фран-

ции. Верхний синемюр, слои с *Orthechioceras edmundi* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Два экземпляра (№ 17–18/13351) из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Orthechioceras edmundi*).

Род *Echioceras* Bayle, 1878

[=*Ophioceras*: Hyatt, 1867, p. 75, obj. syn.; *Pleurechioceras*: Trueman et Williams, 1925, p. 706; *Pleurechioras*: Roman, 1938, p. 92, nom. null.]

Echioceras quenstedti (Schafhäutl, 1847)

Табл. II, фиг. 7а–7б; табл. III, фиг. 7а–7в, 11

Ammonites quenstedti: Schafhäutl, 1847*, s. 810; 1851, s. 143, taf. 17, abb. 24.

Ammonites raricostatus: (pars) Dumortier, 1867, p. 173, pl. XXV, figs. 4, 5.

Echioceras quenstedti: Getty, 1973, p. 188, pl. 2, fig. 7; Wierzbowski et al., 2012, p. 37, pl. 1, figs. 7–9; Lukeneder, Lukeneder, 2018, p. 102, fig. 8c.

Лектотип. Schafhäutl, 1851, taf. 17, fig. 24. Установлен и переизображен Getty, 1973, p. 20, pl. 2, fig. 7. Происходит из подзоны *Raricostatoides* Баварии (Германия).

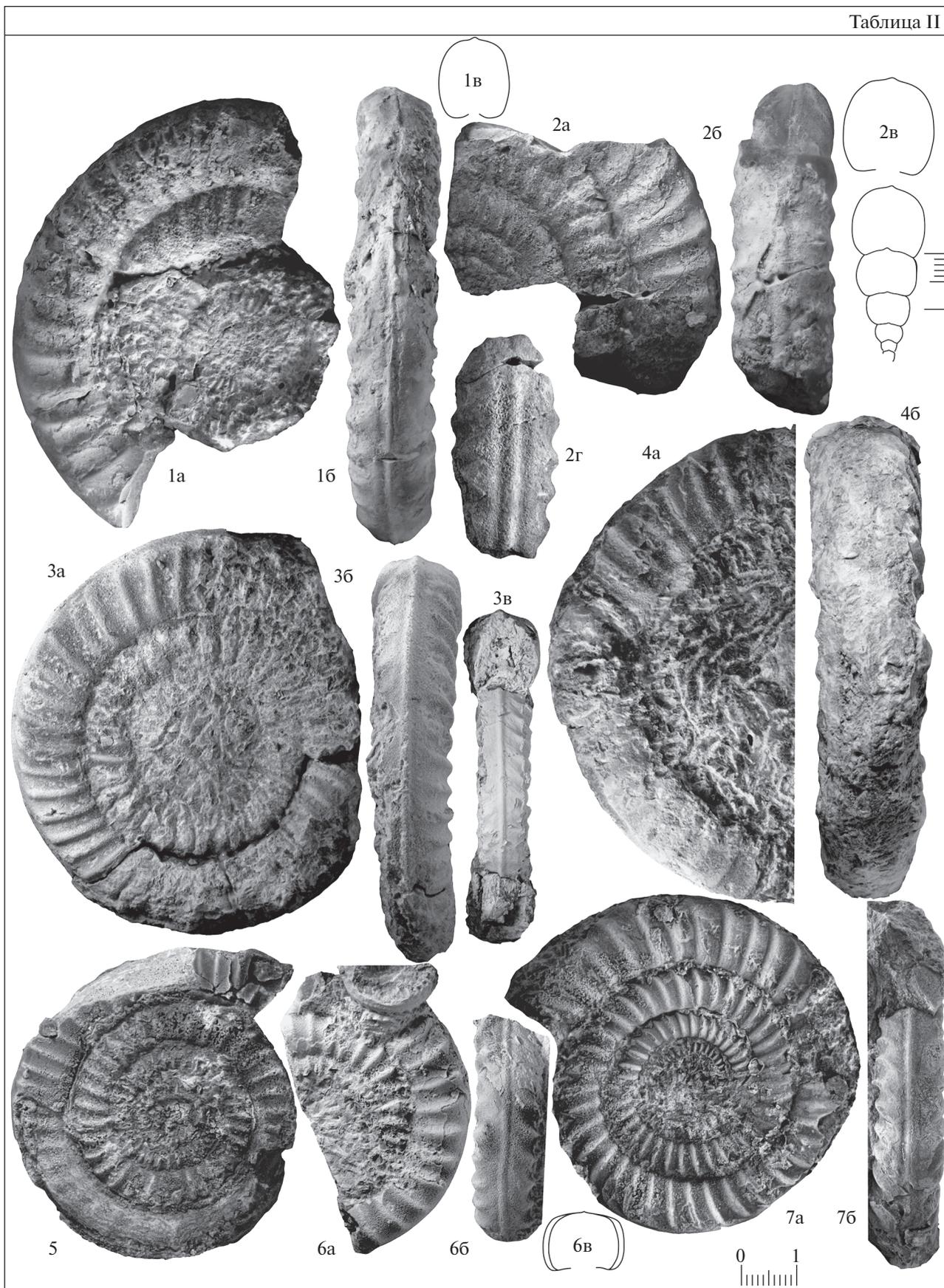
Форма. Раковина среднего размера, офиоконовая, состоит из 6–7 оборотов. Обороты медленно возрастающие, субовального (до круглого) сечения. Внешние обороты, как правило, вытянуты в высоту. Слабовыпуклые латеральные стороны плавно переходят в выпуклую вентральную сторону. Умбиликус очень широкий, мелкий. Умбиликальная стенка выпуклая.

Скульптура. Ребра грубые, слабо прорадиальные (реже радиальные). Число ребер на один оборот постепенно уменьшается в ходе онтогене-

Таблица II. Позднесинемюрские аммониты из глыбы известняка с Татьяниной горки.

1 – *Orthechioceras edmundi* (Dumortier), экз. № 12/13351: 1а – сбоку, 1б – с вентральной стороны, 1в – поперечное сечение; слои с *Orthechioceras edmundi*; 2, 4 – *Orthechioceras cf. edmundi* (Dumortier): 2 – экз. № 13/13351, 2а – сбоку, 2б – с вентральной стороны, 2в – поперечное сечение внутренних оборотов; 2г – фрагмент внешнего оборота того же экземпляра, с вентральной стороны; 4 – экз. № 14/13351, 4а – сбоку, 4б – с вентральной стороны; слои с *Orthechioceras edmundi*; 3, 5 – *Orthechioceras cf. viticola* (Dumortier): 3 – экз. № 17/13351, 3а – сбоку, 3б – с вентральной стороны, 3в – с устья; 5 – экз. № 18/13351, сбоку; слои с *Orthechioceras edmundi*; 6 – *Echioceras rhodanicum* (Buckman), экз. № 16/13351: 6а – сбоку, 6б – с вентральной стороны, 6в – поперечное сечение; слои с *Echioceras rhodanicum*; 7 – *Echioceras quenstedti* (Schafhäutl), экз. № 21.2/13351: 7а – сбоку, 7б – с вентральной стороны; слои с *Echioceras rhodanicum*.

Таблица II



за, за исключением последнего оборота, где оно может незначительно увеличиваться. Вентральная сторона несет хорошо выраженный киль, ко-

торый на внешних оборотах иногда окаймлен едва заметными бороздками.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш	Кол-во ребер на 1/2 оборота
19/13351	66	14.5	40.5	12.5	22	18.9	61.4	116	—
21.2/13351	72	15.5	47	13	21.5	18.1	65.3	119	19
21.1/13351	—	11.5	38.5	—	—	—	—	—	—
20/13351	73	—	49	—	—	—	67.1	—	—
25/13351	59	11	38	—	18.6	—	64.4	110	16

Сравнение. От *E. garicostatoides* (Vadász, 1908) данный вид отличается отсутствием вздутий на ребрах на вентролатеральном перегибе, более часто расположенными ребрами на внешних оборотах, а также более высоким и более узким поперечным сечением оборотов; от *E. rhodanicum* (Buckman, 1914) — более узким сечением оборотов и более выпуклой вентральной стороной.

Распространение. Биогоризонт *quenstedti* подзоны *Raricostatum* зоны *Raricostatum* верхнего синемюра Словакии, Австрии, Западной Украины, Великобритании, Восточной Франции, Южной Германии. Верхний синемюр, слои с *Echioceras rhodanicum* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Многочисленные фрагменты и 5 целых раковин (экз. № 19–21, 25/13351) из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Echioceras rhodanicum*).

Echioceras rhodanicum (Buckman, 1914)

Табл. II, фиг. 6а–6б

Ammonites raricostatus: (pars) Dumortier, 1867, p. 173, pl. XXV, figs. 4, 5.

Echioceras rhodanicum: Buckman, 1914*, p. 96c (= nom. nov. pro Dumortier, 1867, pl. XXV, figs. 4, 5); Dommergues, 1993, p. 133, pl. 7, fig. 1.

Голотип: Dumortier, 1867, pl. XXV, figs. 4, 5 (указан в Buckman, 1914, p. 96c).

Форма. Раковина офиоконовая, небольшого размера, состоит из 5 оборотов округленно-квадратного сечения, которые достигают наибольшей ширины в средней части боковой стороны. Латеральные

стороны слабовыпуклые, вентральная сторона широкая, уплощенная. Умбиликус очень широкий, мелкий, чашеобразный.

Скульптура. Вентральная сторона несет очень низкий киль без борозд. Ребра грубые, радиальные, на внешнем обороте слабо прорадиальные. При переходе на вентральную сторону ребра очень сильно ослабевают и приобретают заметный изгиб вперед. Ребра исчезают, немного не доходя до вентрального кия.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш
16/13351	44	9.5	28.5	10.0	21.6	22.7	64.8	95

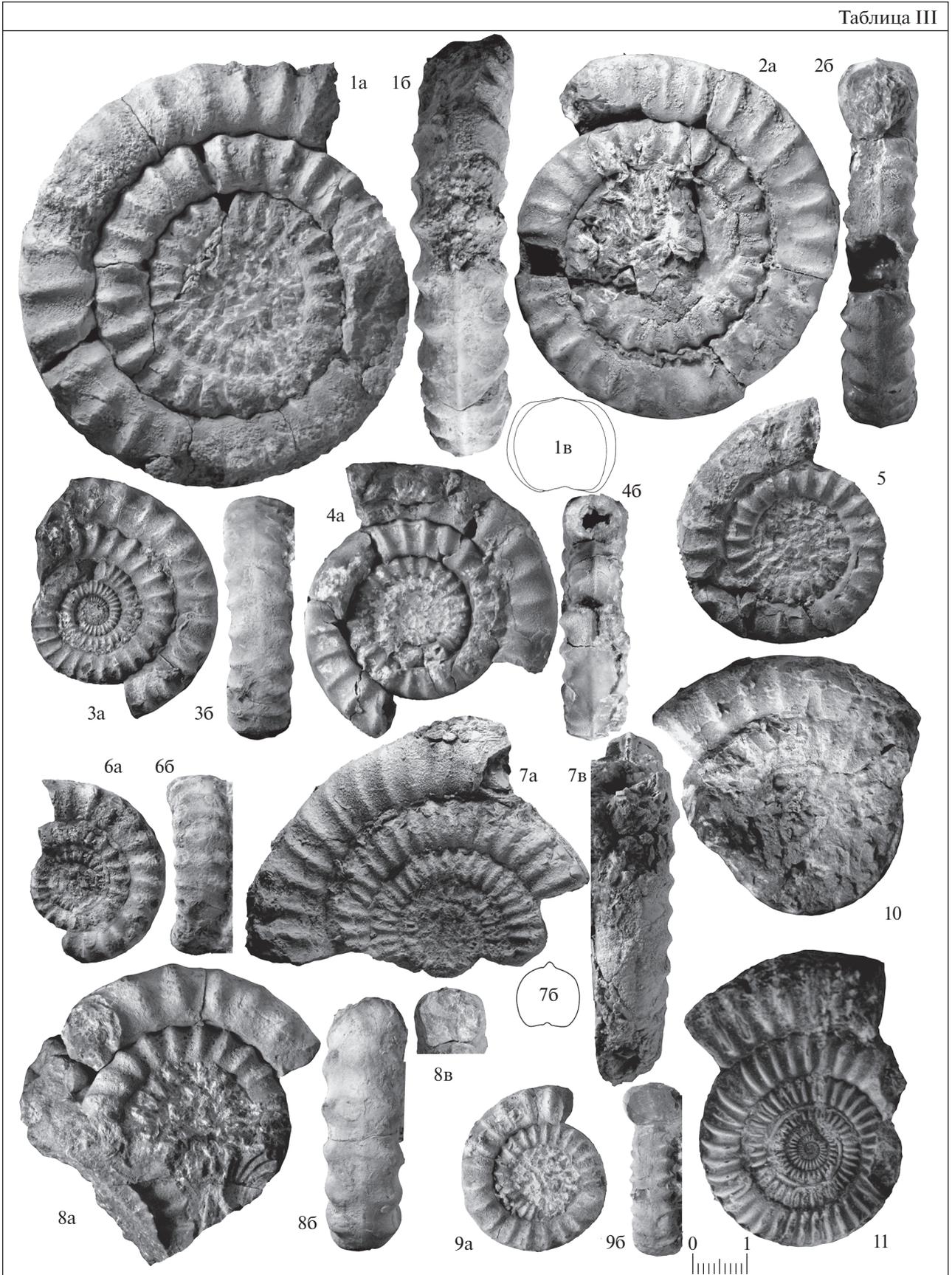
Сравнение. От *E. quenstedti* (Schafhäutl) данный вид отличается реже расположенными ребрами (особенно на внешних оборотах), более широким, округленно-квадратным сечением оборотов, более широкой уплощенной вентральной стороной, а также более угловатым вентролатеральным перегибом; от *E. raricostatoides* (Vadász) — округленно-квадратной формой сечения и более уплощенной вентральной стороной.

Распространение. Биогоризонты *quenstedti* (средиземноморская шкала) и *rhodanicum* (шкала Северо-Западной Европы) подзоны *Raricostatum* зоны *Raricostatum* верхнего синемюра Великобритании, Франции и Румынии. Верхний синемюр, слои с *Echioceras rhodanicum* Юго-Западного Крыма.

Таблица III. Позднесинемюрские аммониты из глыбы известняка с Татьяниной горки.

1, 2, 10 — *Echioceras garicostatoides* (Vadász): 1 — экз. № 22/13351, 1а — сбоку, 1б — с вентральной стороны, 1в — поперечное сечение; 2 — экз. № 22/13351, 2а — сбоку, 2б — с устья; 10 — экз. № 24/13351, сбоку; слои с *Echioceras garicostatoides*; 3–6, 9 — *Echioceras garicostatatum* (Zieten): 3 — экз. № 26/13351, 3а — сбоку, 3б — с вентральной стороны; 4 — экз. № 27/13351, 4а — сбоку, 4б — с устья; 5 — экз. № 28/13351, сбоку; слои с *Echioceras garicostatoides*; 6 — экз. № 29/13351, 6а — сбоку, 6б — с вентральной стороны; 9 — экз. № 30/13351, 9а — сбоку, 9б — с устья; слои с *Echioceras crassicoatum*; 7, 11 — *Echioceras quenstedti* (Schafhäutl): 7 — экз. № 19/13351, 7а — сбоку, 7б — поперечное сечение, 7в — с вентральной стороны; 11 — экз. № 21.1/13351, сбоку; слои с *Echioceras rhodanicum*; 8 — *Echioceras crassicoatum* Trueman et Williams, экз. № 31/13351: 8а — сбоку, 8б — с вентральной стороны, 8в — с устья; слои с *Echioceras crassicoatum*.

Таблица III



Материал и местонахождение. Одна неполная раковина (экз. № 16/13351) из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Echioceras rhodanicum*).

***Echioceras raricostatoides* (Vadász, 1908)**

Табл. III, фиг. 1a–1в, 2a–2в, 10

Ammonites raricostatus (pars): Dumortier, 1867, p. 173, pl. XXV, figs. 6, 7.

Echioceras rarecostatum: Bayle, 1878, pl. LXXVII, figs. 2, 3; Roman, 1938, p. 91, pl. IX, fig. 84; Крымголец, Нуцубидзе, 1958, с. 67, табл. XXVI, фиг. 1; Гоцанюк, Лещух, 2002, табл. II, фиг. 2; табл. IV, фиг. 3–8.

Ammonites raricostatus costidomus: (pars) Quenstedt, 1885, s. 188, tab. 23, fig. 20.

Arietites raricostatoides: Vadász, 1908*, p. 373, text-fig. 26; Tomas, Pálffy, 2007, p. 247, figs. 5g, 5h, 5j–5k.

Echioceras sparsicostatum: Trueman, Williams, 1925, p. 713, pl. II, fig. 8

Echioceras fulgidum: Trueman, Williams, 1925, p. 717, pl. I, fig. 12.

Echioceras raricostatum (pars): ? Казакова, 1962, с. 45, табл. II, фиг. 2.

Echioceras ex gr. raricostatum (pars): Dommergues, Meister, 1987, p. 319, pl. 3, figs. 1, 2, 4; Meister, 1991, p. 231, pl. 1, figs. 6, 7.

Echioceras raricostatoides: Getty, 1973, pl. 1, fig. 12; Schlatter, 1991, s. 35, taf. 2, figs. 5–6; Schlegelmilch, 1992, s. 56, taf. 21, fig. 11; Dommergues, 1993, p. 134, pl. 7, figs. 2, 4; Guerin-Franatte in Fischer et al., 1994, p. 55, pl. 20, figs. 7a, 7b, 8a, 8b (= *Ammonites raricostatus*: d'Orbigny, 1844, p. 213, pl. 54, fig. 14); Blau, 1998, s. 206, taf. IV, figs. 3–8; Howarth, 2002, p. 127, tab. 4, fig. 2; 2013, p. 29, figs. 21, 4d, 4e, 4f; Tibuleac, 2005, pl. III, fig. 2; Wierzbowski et al., 2012, p. 37, pl. 1, figs. 2–5; Howarth, 2013, figs. 21, 4d–4f; Lukeneder, Lukeneder, 2018, p. 102, text-figs. 8a, 8b, pl. 5.

Лектотип. Два образца плохой сохранности, которые считаются оригиналами к работе (Vadász, 1908), были переизображены в (Tomas, Pálffy, 2007, figs. 5g, 5h, 5j–5k). Упомянутые авторы обозначили больший из них (5918(a)) как лекто-

тип и указали, что идентификация образцов проводилась на основании их описания. Образцы происходят из нижнеюрских олистолитов в окрестностях селения Алсоракош (Alsorakos) в Румынии. На лектотипе плохо различимы диагностические признаки, поэтому большинство исследователей основывают представления о таксоне, опираясь на неотип, предложенный Т.А. Гетти (Getty, 1973, pl. 1, fig. 12).

Ф о р м а. Раковина эволютная, офиоконовая, среднего размера. Обороты медленно возрастающие, слабообъемлющие. Сечение оборотов близко к круглому (Ш ≈ В). Латеральные стороны сильновыпуклые, вентральная сторона выпуклая. Вентральный перегиб округленный. Умбиликус очень широкий, мелкий, ступенчатый. Умбиликальная стенка выпуклая.

С к у л ь п т у р а. Вентральная сторона имеет низкий, хорошо выраженный закругленный киль без вентральных борозд. Латеральные стороны несут грубые радиальные ребра, которые на вентролатеральном перегибе имеют слабое вздутие. Внутренние обороты густоребристые, в ходе онтогенеза частота ребер уменьшается, при этом на внешнем обороте ширина межреберных промежутков примерно в два раза превышает ширину ребер. При переходе на вентральную сторону ребра слабо изгибаются вперед, затем исчезают возле вентрального киля, образуя с килем острый (немного меньше прямого) угол. На внешних оборотах ребра становятся широкими, валикообразными.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш	Кол-во ребер на 1/2 оборота
22/13351	77.5	14.8	54.8	14.5	19.1	18.7	70.7	102	14
23/13351	68.8	11.5	46.8	12.5	16.7	18.2	68.0	92	15
24/13351	–	11	40.5	10.5	–	–	–	105	–

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. Различия между близкими видами *E. garicostatum* (Zieten) и *E. garicostatoides* (Vadász) наиболее наглядно показаны у Schlegelmilch (1992, s. 56). Главным образом они заключаются в разной форме поперечного сечения оборотов, которое у *E. garicostatoides* (Vadász) более узкое и почти круглое. Кроме того, от *E. garicostatum* (Zieten) описываемый вид отличается менее выраженной “рарикостатной ребристостью” (постепенное разряжение ребристости от внутренних оборотов к средним в ходе онтогенеза), а также тем, что на вентральной стороне

ребра подходят к килю под острым (а не под прямым) углом. От *E. quenstedti* (Schafhäütl), напротив, описываемый вид отличается более широким поперечным сечением оборотов, более отчетливой “рарикостатной ребристостью” (с заметно разреженными ребрами на средних оборотах), а также тем, что ребра имеют слабое вздутие на вентролатеральном перегибе.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Биогоризонт *garicostatum/raricostatoides* в нижней части подзоны *Raricostatum* зоны *Raricostatum* верхнего синемюра Румынии, Западной Украины, Словакии, Австрии,

Италии, Германии, Швейцарии, Лотарингии и Великобритании. Верхний синемюр, слои с *Echioceras raricostatooides* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Многочисленные фрагменты и 3 почти полных раковины (экз. № 22–24/13351) из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Echioceras raricostatooides*).

***Echioceras raricostatum* (Zieten, 1831)**

Табл. III, фиг. 3а–3б, 4а–4б, 5, 6а–6б, 9а–9б

Ammonites raricostatus: Zieten, 1831* (in 1830–1833), s. 18, taf. XII, fig. 4.

Ammonites raricostatus robustus: Quenstedt, 1856, s. 106, taf. XIII, fig. 17.

Echioceras robustum: Getty, 1973, pl. 2, fig. 4 (= неотип *Ammonites raricostatus robustus* Quenstedt, выделен Getty, 1973).

Ammonites raricostatus zieteni: Quenstedt, 1884, p. 189, taf. XXIII, figs. 27–31.

Echioceras zieteni: Trueman, Williams, 1925, p. 711; Getty, 1973, pl. 2, fig. 3.

Ammonites raricostatus costidomus: (pars) Quenstedt, 1885, s. 188, taf. XXIII, fig. 21.

Echioceras raricostatum: Топчишвили, 1990, с. 11, табл. I, фиг. 3–4; Schlegelmilch, 1992, s. 56, taf. 21, fig. 10; Edmunds et al., 2003, p. 72, fig. 6.2; Wierzbowski et al., 2012, p. 37, pl. 1, figs. 6a–6b; Howarth, 2013, figs. 21, 4a–4c.

Echioceras raricostatum (pars): ? Казакова, 1962, с. 45, табл. II, фиг. 3–5, 7; Blau et al., 2000, s. 261, figs. 3.9–3.10 [non Fig. 3.6–3.7 (= ? *Echioceras crassicostratum* Trueman et Williams)]; Топчишвили и др., 2006, табл. 3, фиг. 5 [? non табл. 3, фиг. 6 (= *Echioceras* cf. *raricostatooides* (Vadász))].

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш	Кол-во ребер на 1/2 оборота
27/13351	52.1	10.0	32.5	11.7	19.2	22.5	62.4	85.5	–
29/13351	35	7.0	22	10	20	28.6	62.9	70.0	13
30/13351	32.5	7.0	20.0	8.5	21.5	26.2	61.5	82.4	12
28/13351	43.4	9.5	27.2	–	21.9	–	62.3	–	12
26/13351	–	12.5	36.2	15.2	–	–	–	82.2	–

Сравнение. От *E. raricostatooides* (Vadász) описываемый вид отличается более широкой и более уплощенной вентральной стороной, а также более широким сечением оборотов; от близкого *E. crassicostratum* Trueman et Williams – менее грубой и более плотной ребристостью, а также характером внешних оборотов, которые у описываемого вида менее сжаты в дорсовентральном направлении и имеют более выпуклую вентральную сторону.

Распространение. Биогоризонт *raricostatum* подзоны *Raricostatum* зоны *Raricostatum* верхнего синемюра Германии, Чехии, Великобритании, Швейцарии, Турции, Западной Украины, Абхазии. Верхний синемюр, слои с *Echioceras*

raricostatum и слои с *Echioceras crassicostratum* Юго-Западного Крыма.

Неотип. Установлен Т.А. Гетти (Getty, 1973, pl. 1, fig. 7) в связи с утратой типовой серии (Dobson, 1958, p. 18). Происходит из подзоны *Raricostatum/Raricostatooides* окрестностей Плинсбаха (Pliensbach) (Баден-Вюртемберг, Германия). Хранится в Geologische-Paläontologische Institut der Universität, Штутгарт (Германия), коллекция Альмендингера (Allmendinger), образец без номера. Периообразован в (Howarth, 2013, figs. 21, 4a–4c).

Форма. Раковина эволютная, от небольшой до среднеразмерной, с умеренно нарастающими и едва соприкасающимися оборотами. Обороты широкие, поперечно-овального сечения (ширина превышает высоту), с сильно выпуклыми латеральными сторонами. Вентральная сторона широкая, слабовыпуклая. Умбиликус очень широкий, ступенчатый.

Скульптура. Ребра прямые, радиальные, грубые, достигают наибольшей высоты в области вентролатерального перегиба, а затем, при переходе на вентральную сторону, ослабевают и исчезают, не доходя до вентрального кия. Число ребер на один оборот убывает в ходе онтогенеза, при этом внутренние обороты густоребристые, а на средних и внешних оборотах ширина межреберных промежутков значительно превышает ширину ребер. Низкий вентральный киль округленного сечения присутствует на протяжении всего онтогенеза и не окаймлен бороздами.

raricostatooides и слои с *Echioceras crassicostratum* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Большое количество отдельных фрагментов и 5 хорошо сохранившихся ядер (экз. № 26–30/13351) из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Echioceras raricostatooides* и слои с *Echioceras crassicostratum*).

***Echioceras crassicostratum* Trueman et Williams, 1925**

Табл. III, фиг. 8а–8в

Echioceras crassicostratum: Trueman, Williams, 1925*, p. 712; Buckman, 1925, pl. DLIII, figs. 1, 2; Schlatter, 1991, s. 37, taf. 2, fig. 11; Cariou, Hantzpergue, 1997, pl. 5, figs. 5a–5b.

Echioceras raricostatum: (pars) Blau et al., 2000, s. 261, figs. 3.6–3.7 [non figs. 3.9, 3.10 (=Echioceras raricostatum (Zieten))].

Г о л о т и п. Обозначен в работе (Trueman, Williams, 1925) со ссылкой на коллекцию Бакмана (см. синонимику). Образец происходит из Килмерсдонской угольной шахты (Kilmersdon Colliery), Радсток, Сомерсет (Radstock, Somerset), зона *Raricostatum*, подзона *Raricostatum*. Хранится в Британской геологической службе (British Geological Survey (BGS)), обр. № BGS GSM47560. Впервые был изображен С.С. Бакманом (Buckman, 1925, pl. DLIII, figs. 1, 2).

Ф о р м а. Раковина офиоконовая. Умеренно возрастающие обороты имеют широкое поперечно-овальное сечение. Латеральные стороны сильно выпуклые. Вентральная сторона очень широкая. Умбиликус очень широкий, ступенчатый.

С к у л ь п т у р а. Латеральные стороны несут очень широкие высокие ребра, которые на внешних оборотах расположены значительно реже, чем на внутренних (рарикостатная ребристость). При этом на внешних оборотах ширина межреберных промежутков превосходит ширину ребер более чем в 2 раза. Ребра прямые, радиальные, достигают наибольшей высоты на вентролатеральном перегибе. При переходе на вентральную сторону ребра ослабевают и исчезают, не доходя до вентрального кия. Низкий закругленный вентральный киль присутствует на протяжении всего онтогенеза и не окаймлен бороздами.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ш	В/Д	Ш/Д	В/Ш
31/13351	47	11	12.5	23.4	26.6	88

С р а в н е н и е. От наиболее близкого вида *E. garicostatum* (Zieten) описываемый вид отличается характером внешних оборотов, которые сильнее сжаты в дорсовентральном направлении, имеют более широкую вентральную сторону и несут более широкие и реже расположенные ребра.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Биогоризонт *crassicosatum* подзоны *Raricostatum* зоны *Raricostatum* верхнего синемюра Великобритании, Северо-Западной Германии, Швейцарии и Восточной Франции. Верхний синемюр, слои с *Echioceras crassicosatum* Юго-Западного Крыма.

М а т е р и а л и м е с т о н а х о ж д е н и е. Один хорошо сохранившийся образец (экз. № 31/13351) и несколько фрагментов из глыбы известняка на Татьяниной горке (слои с *Echioceras crassicosatum*).

СЕМЕЙСТВО TROPIDOCERATIDAE HYATT, 1900

[= *Acanthopleuroceratidae* Arkell, 1950]

Род *Tropidoceras* Hyatt, 1867

[= *Eremiticeras*: Faraoni et al., 2002, p. 223]

Tropidoceras semilaevis Fucini, 1899

Табл. I, фиг. 5a–5b

Tropidoceras flandrini var. *semilaevis*: Fucini, 1899*, p. 169, pl. XXII [IV], fig. 1.

Tropidoceras semilaevis: Alkaya, Meister, 1995, p. 158, pl. XI, figs. 1, 3.

Г о л о т и п. Изображен в (Fucini, 1899, pl. XXII [IV], fig. 1) (по монотипии). Горы Монте Катрия (Monte Catria), Урбино (Urbino), Италия. Нижний плинсбах. Хранится в музее Пизанского университета. Сборы проф. К.А. Циттеля.

Ф о р м а. Раковина умеренно инволютная, платиконовая, среднего размера. Обороты умеренно нарастающие, сильно сжатые в латеральном направлении. Наибольшей ширины обороты достигают на умбиликальном перегибе. Сечение оборотов высокоовальное, с очень узкой килеватой вентральной стороной. Латеральные стороны слабо выпуклые. Умбиликус умеренно широкий, мелкий, чашеобразный. Умбиликальная стенка выпуклая.

С к у л ь п т у р а. Раковина на взрослых оборотах гладкая. Очень слабые ребра наблюдаются только на внутренних оборотах. Вентральная сторона несет хорошо развитый киль.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш
7/13351	58	25	17.5	8	43.1	13.8	30.2	31.3

С р а в н е н и е. От большинства видов рода *Tropidoceras* данный вид отличается отсутствием скульптуры на взрослых оборотах; от близкого *T. erythraeum* (Gemmellaro) — значительно более инволютной раковиной, от *T. mediterraneum* (Gemmellaro) и *T. flandrini* (Dumortier) — более инволютной раковиной и редукцией скульптуры на латеральных сторонах в ходе онтогенеза.

Р а с п р о с т р а н е н и е. Подзона *Masseanum* зоны *Ibex* нижнего плинсбаха Турции; нижний плинсбах Италии. Нижний плинсбах, слои с *Tropidoceras erythraeum* Юго-Западного Крыма.

М а т е р и а л и м е с т о н а х о ж д е н и е. Два экземпляра: одно полное ядро и один фрагмент (экз. № 7, 8/13351) из глыбы известняка в Аммонитовом овраге (слои с *Tropidoceras erythraeum*).

Tropidoceras erythraeum (Gemmellaro, 1884)

Табл. I, фиг. 3а–3б, 4а–4б

Harpoceras erythraeum: Gemmellaro, 1884*, p. 204, pl. 5, figs. 10–16.

Tropidoceras erythraeum: Fucini, 1896, p. 248 [46], pl. XXV [2], figs. 22a, 22b; Levi, 1896, p. 274, pl. 8, fig. 10; Bremer, 1965, s. 187, text-fig. 2c; Braga, Rivas, 1985, pl. 1, figs. 1, 2; Meister, Friebe, 2003, p. 46, pl. 16, figs. 2–3; Géczy, Meister, 2007, p. 197, pl. XL, figs. 9–10.

Tropidoceras masseanum var. inornata: Kovács, 1941 (var. nov.), s. 191, text-figs. 101–102, taf. IV, figs. 3, 6.

Tropidoceras cf. erythraeum: Alkaya, Meister, 1995, p. 157, pl. X, figs. 5–6; pl. XI, figs. 2, 5.

[non Tropidoceras erythraeum Smith, Tipper, 1996, p. 38, pl. 10, figs. 4, 7 (=Tropidoceras sp.)].

Лектотип. Изображен в (Gemmellaro, 1884, pl. 5, figs. 10, 11). Установлен в (Bremer, 1965, s. 187). Происходит из района Роче Росса, коммуна Галати-Мамертино (Galati Mamertino) в провинции Мессина (Сицилия, Италия). Хранится в Музее геологии и минералогии Университета Палермо.

Форма. Раковина небольшого размера, платиконовая, умеренно эволютная. Обороты умеренно нарастающие, слабообъемлющие, субовального сечения, сильно сжатые в латеральном направлении. Латеральные стороны уплощенные. Вентральная сторона очень узкая, килеватая. Вентролатеральный перегиб слабо выраженный. Умбиликус широкий, мелкий, чашеобразный, умбиликальная стенка вертикальная или несколько наклонная.

Скульптура. Вентральная сторона несет невысокий хорошо выраженный киль. Фрагмент кон на поздних оборотах полностью лишен орнаментации. У образца № 3/13351 на средних оборотах присутствуют слаборельефные ребра, различные лишь на отдельных участках латеральных сторон. Ребра нитевидные, расположены нерегулярно, сигмоидально изогнуты, в приумбиликальной трети латеральной стороны имеют пологий изгиб назад. В присифональной части латеральной стороны присутствуют вторичные ребра, изогнутые вперед. У обр. № 6/13351 ребра исчезают вблизи вентролатерального перегиба.

Размеры в (мм) и отношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш
5/13351	40	14.5	15	6.8	36.3	17	37.5	213
3/13351	27.5	9	13	4.5	32.7	16.4	47.3	200

Сравнение. От большинства видов рода Tropidoceras описываемый вид отличается сильно редуцированной скульптурой на латеральных сторонах; от T. semilaevis Fucini – более эволю-

ной раковиной и более широким умбиликусом; от близкого T. demonense (Gemmellaro) – меньшими конечными размерами раковины и редуцированной скульптурой на латеральных сторонах.

Распространение. Подзона Masseanum зоны Ibex нижнего плинсбаха Австрии, Венгрии, Турции. В Италии и на юге Испании, вероятно, присутствует также и в верхах зоны Jamesoni нижнего плинсбаха. Нижний плинсбах, слои с Tropidoceras erythraeum Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Четыре экземпляра: два полных ядра, один ювенильный экземпляр и один фрагмент двух внешних оборотов (экз. № 3–6/13351) из глыбы известняка в Аммонитовом овраге (слои с Tropidoceras erythraeum).

Tropidoceras komarovi Zaitsev, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1а–1в

Ptycharietites (Ptycharietites) sp.: Комаров и др., 2012, рис. на с. 7; Комаров, 2016, рис. на с. 58.

Название вида. В честь В.Н. Комарова.

Голотип. Обр. № 1/13351 в музее ЦНИГР им. Ф.Н. Чернышева. Происходит из глыбы известняка в Аммонитовом овраге, слои с Urtonia cf. jamesoni.

Форма. Раковина эволютная, очень уплощенная. Обороты высокие, умеренно нарастающие, сильно сжатые с боков, субовального сечения (наибольшей ширины достигают в приумбиликальной трети). Латеральные стороны уплощенные или слабовыпуклые. Вентральная сторона узкая, выпуклая, без ребер, несет хорошо развитый киль. Умбиликус широкий, мелкий, чашеобразный, с вертикальной стенкой.

Скульптура. Латеральные стороны несут слаборельефные, лишенные бугорков ребра полого-закругленного сечения, которые исчезают в области вентролатерального перегиба. Ребра довольно широкие, немного уже межреберных промежутков, очень слабо сигмоидально изогнуты: начинаются на умбиликальном перегибе, в приумбиликальной трети латеральной стороны имеют слабый изгиб назад, а в привентральной части – слабый изгиб вперед. При большом диаметре раковины ребра почти прямые. При Д = 90–120 мм насчитывается около 16–17 ребер на половине оборота. Вторичные ребра отсутствуют.

Размеры в (мм) и отношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш	Кол-во ребер на 1/2 оборота
1/13351	94	34.4	37.1	15	36.6	16	39.5	229	17

Сравнение и замечания. К данному виду отнесен экземпляр, описанный и изобра-

женный В.Н. Комаровым с соавторами как Ptycharietites (Ptycharietites) sp. (Комаров и др., 2012).

Упомянутый образец не может быть отнесен к роду *Ptycharietites* Spath, от которого он отличается значительно более сжатым сечением оборотов, более выпуклой вентральной стороной, а также отсутствием борозд, окаймляющих киль. Кроме того, образец с аналогичными морфологическими признаками, описанный в настоящей работе, обнаружен в том же местонахождении вместе с *Uptonia* cf. *jamesoni*.

От *T. demonense* (Gemmellaro) описываемый вид отличается более крупными конечными размерами раковины, а также более высокими и более узкими оборотами. В отличие от *T. flandrini* (Dumortier), у описываемого вида в течение всех стадий онтогенеза отсутствуют бугорки на ребрах, а также вторичные ребра. От *T. zitteli* Fucini описываемый вид отличается значительно более сжатым поперечным сечением; от *T. masseanum* (d'Orbigny) — более высокими оборотами, более узкой вентральной стороной и отсутствием вторичных ребер; от *T. mediterraneum* (Gemmellaro) — оборотами, сильнее сжатыми в латеральном направлении и быстрее нарастающими в высоту в ходе онтогенеза.

Распространение. Нижний плинсбах, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Один экземпляр (№ 1/13351) из глыбы известняка в Аммонитовом овраге, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*.

СЕМЕЙСТВО POLYMORPHITIDAE HAUG, 1887

Род *Uptonia* Buckman, 1898

Uptonia cf. *jamesoni* (J. de C. Sowerby, 1827)

Табл. I, фиг. 6а–6б, 7а–7б

Форма. Раковина эволютная, достигает крупных размеров. Обороты умеренно возрастающие, субпрямоугольного сечения (с узкой слабовыпуклой вентральной стороной и уплощенными латеральными сторонами). Вентральный перегиб округленный. Умбиликус широкий, ступенчатый.

Скульптура. Латеральные стороны несут многочисленные ребра, на внутренних оборотах довольно тонкие и густо расположенные. Они начинаются на умбиликальном перегибе, в привентральной части латеральной стороны изгибаются вперед и несколько утолщаются, достигая максимальной высоты на вентролатеральном перегибе. Ребра пересекают вентральную сторону с ослаблением.

Размеры (в мм) и соотношения (%):

№ обр.	Д	В	Ду	Ш	В/Д	Ш/Д	Ду/Д	В/Ш
9/13351	40.5	14	17	8.3	34.6	20.5	42.0	169
10/13351	—	41.7	—	25	—	—	—	167

Сравнение и замечания. Х. Бремер (Bremer, 1965, s. 177) считал, что род *Uptonia* “включает в себя ряд тесно связанных форм, которые можно рассматривать как подвиды внутри очень изменчивого вида или как самостоятельные виды, связанные между собой плавными переходами”. Уверенно различить их можно, только если “исследование проводится на очень богатом материале”. Таким образом, вид понимается довольно широко и может быть описан здесь лишь в открытой номенклатуре.

Распространение. Вид *U. jamesoni* (J. de C. Sowerby) распространен в пределах подзоны Jamesoni (зона Jamesoni) нижнего плинсбаха Великобритании, Франции, Германии, Венгрии, Турции, Кавказа и др. Нижний плинсбах, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni* Юго-Западного Крыма.

Материал и местонахождение. Одна раковина, представляющая собой фрагменты четырех оборотов, и один фрагмент взрослого оборота (экз. № 9, 10/13351) из глыбы известняка в Аммонитовом овраге, слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Собранные в двух изученных глыбах аммониты дают возможность впервые для нижней юры Крыма установить последовательность биостратиграфических подразделений (слоев с фауной) и провести их корреляцию с подразделениями, выделенными в различных районах Европы (рис. 7).

Аммонитовые комплексы из глыбы на Татьяниной горке могут быть сопоставлены с зоной *Echioceras garicostatum* верхнего синемюра Европы. Здесь присутствует последовательность слоев с фауной (*edmundi*, *rhodanicum*, *garicostatoides*, *crassicostatum*), полностью идентичная последовательности биогоризонтов, установленных в Бургундии (Центральная Франция; см. Dommergues, 1993). Часть этих биогоризонтов имеет более широкое распространение, а некоторые (биогоризонт *crassicostatum*) включены в стандартную шкалу Северо-Западной Европы (Page, 2003).

В глыбе из Аммонитового оврага встречено два дискретных аммонитовых комплекса. Нижний из них предлагается относить к слоям с *Uptonia* cf. *jamesoni*. Он коррелирует с верхней частью зоны Jamesoni нижнего плинсбаха Европы, а верхний

С-3 Европа (Page, 2003)				Субсредиземноморье (Бургундия, Испания, Венрия) (Dommergues, 1993; Meister, 2010)	Крым			
Ярус	Подъярус	Зона	Подзона	Биогоризонт	Биогоризонты	Био- стратиграфические подразделения	Глыба/разрез	
Плинсбахский	Нижний	Tragophylloceras ibex (частично)	Valdani					
			Masseanum		Tropidoceras erythraeum	Слой с Tropidoceras erythraeum	Аммонитовый овраг	
		Uptonia jamesoni	Jamesoni		Uptonia jamesoni—U. bronni; Tropidoceras ex gr. flandrini	Слой с Uptonia cf. jamesoni		
			Brevispina					
			Polymorphus					
	Taylori							
	Синемюрский	Верхний	Echioceras raricostatum	Aplanatum	simplicicosta			
					romanicum			
					oosteri			
				Macdonelli	aureolum			
macdonelli								
meigeni								
liciense								
favrei								
Raricostatum				boehmi		Paltechioceras boehmi		
				cf. intermedium				
				crassicostatum		Echioceras crassicostatum	Слой с E. crassicostatum	
				raricostatum		Echioceras raricostatum	Слой с E. raricostatoides	
Densinodulum				quenstedti		Echioceras rhodanicum	Слой с E. rhodanicum	
				“Echioceras” sp. 3				
				radiatum				
	grp. armatum							
	bispinigerum		“Echioceras” edmundi	Слой с Orthechioceras edmundi				
	lymense							
	subplanicosta							
delicatum		Plesechioceras delicatum						

Рис. 7. Корреляция установленных в настоящей работе биостратиграфических подразделений с европейскими шкалами.

комплекс (слои с *Tropidoceras erythraeum*) соответствует одноименному биогоризонту в нижней части зоны *Ibex* или терминальной части зоны *Jamesoni* стандартной шкалы Северо-Западной Европы (Meister, 2010). Этот биогоризонт достаточно широко распространен в средиземноморской и субсредиземноморской частях Европы (Испания, Италия, Венгрия) и в Турции.

Анализ аммонитов, описанных в настоящей работе и ранее (Казакова, 1962; Репин, 2017; Зайцев, Аркадьев, 2019), показывает, что среди ранне-синемюрских форм в Крыму преобладают широко распространенные виды, известные в Западной Европе, Средиземноморье, на Тихоокеанском побережье Северной Америки и в Юго-Восточной Азии. В то же время раннеплинсбахские аммои-

деи представлены видами, имеющими более ограниченный ареал распространения (в основном это средиземноморские таксоны). Эти данные соответствуют представлениям об увеличении степени эндемизма аммонитовых фаун в раннем плинсбахе (Page, 2008), когда Западнотетическая (Средиземноморская) палеобиогеографическая провинция разделилась на три субпровинции: Средиземноморскую s.s., Южноальпийскую и Понтийскую (Dommergues et al., 2009). Возможно, в состав последней входил и Горный Крым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Из двух глыб карбонатных пород в зоне Симферопольского меланжа в бассейне р. Бодрак описаны раннеюрские аммониты *Calliphylloceras* cf. *bicolae* (Meneghini), *Orthechioceras edmundi* (Dumortier), *O.* cf. *viticola* (Dumortier), *Echioceras quenstedti* (Schafhäutl), *E. rhodanicum* (Buckman), *E. raricostatoides* (Vadász), *E. crassicoatum* Truman et Williams, *E. raricostatum* (Zieten), *Tropidoceras semilaevis* Fucini, *T. erythraeum* (Gemmellaro), *T. komarovi* sp. nov., *Uptonia* cf. *jamesoni* (J. de C. Sowerby).

2. Аммониты рода *Tropidoceras* определены в Крыму впервые. Виды *T. erythraeum* и *T. semilaevis* впервые найдены на территории России. Впервые в Крыму установлено присутствие пяти видов, относящихся к семейству *Echioceratidae*: *Echioceras crassicoatum* T. et W., *E. quenstedti* (Schafhäutl), *E. rhodanicum* (Buckm.), *E. raricostatoides* (Vadász), *Orthechioceras* cf. *viticola* (Dum.).

3. В глыбе известняка на Татьяниной горке установлена следующая последовательность биостратиграфических подразделений (снизу вверх): 1) слои с *Orthechioceras edmundi*; 2) слои с *Echioceras rhodanicum*; в этом интервале допустимо также выделять слои с *Echioceras quenstedti*, которые соответствуют одноименному биогоризонту средиземноморской шкалы (Page, 2003); 3) слои с *Echioceras raricostatoides*; 4) слои с *Echioceras crassicoatum*. В известняковой глыбе в Аммонитовом овраге выделены: 1) слои с *Uptonia* cf. *jamesoni*; 2) слои с *Tropidoceras erythraeum* (рис. 7).

4. Корреляция изученных аммонитовых комплексов с европейскими шкалами (Page, 2003; Meister, 2010 и др.) показывает, что, вопреки существующему в литературе мнению (Панов и др., 1994; Панов, 2002), известняки в разных глыбах имеют различный возраст, не совпадающий с возрастом вмещающих их терригенных пород. В глыбе на Татьяниной горке установлены аммониты, характерные для основания зоны *Raricostatum* (подзоны *Densinodulum*–*Raricostatum*) верхнего

синемюра Европы, а в глыбе в Аммонитовом овраге – аммониты, типичные для приграничного интервала зон *Jamesoni* (подзона *Jamesoni*) и *Ibex* (подзона *Masseanum*) нижнего плинсбаха Турции и Венгрии (Alkaya, Meister, 1995; Géczy, Meister, 2007).

5. Аммониты, известные из терригенных пород этого же района, более древние. Они характерны для интервала зон *Semicostatum*–*Oxynotum* (?*Raricostatum*) синемюрского яруса Европы (Зайцев, Аркадьев, 2019).

Благодарности. Автор выражает благодарность коллегам за помощь при написании и обсуждении статьи: В.В. Аркадьеву, В.В. Юдину, К. Мейстеру, М.А. Рогову, Т.Н. Богдановой, А.П. Ипполитову, Ю.С. Репину, Д.Б. Гуляеву, Т.Б. Леоновой, А.И. Мешерской. Отдельная признательность предпринимателям Д.В. Бунину (г. Севастополь) и Б.Е. Рыбальченко (г. Симферополь) за участие в полевых работах, предоставление личного транспорта и финансовую поддержку исследования, а также сотруднику ГБУ РК “Центральный музей Тавриды” В.В. Родионову за неоценимую помощь при проведении полевых работ.

Источники финансирования. Работа выполнена за личные средства автора.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахова Т.В.* Первая находка среднетриасового аммонита из таврической свиты Горного Крыма // Геол. журн. 1976. Т. 36. № 6. С. 131–134.
- Гоцанюк Г.І., Лещух Р.Й.* Ранньюрські амоніти Українських Карпат // Палеонтол. зб. 2002. № 34. С. 55–65.
- Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В.* Нестратифицированные комплексы // Вісник Київського Університету. Сер. геол. 1986. № 5. С. 80–85.
- Заика-Новацкий В.С., Соловьев И.В.* Эскиординский микстит Крымского предгорья // Вісник Київського Університету. Сер. геол. 1988. № 7. С. 30–37.
- Зайцев Б.А.* Новые данные о нижнеюрских аммонитах из кластолитов Симферопольского меланжа в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Материалы 66-й сессии Всероссийского палеонтол. общества. Санкт-Петербург, 2020. С. 63–65.
- Зайцев Б.А., Аркадьев В.В.* Новые данные о нижнеюрских аммонитах бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым) // Региональная геология и металлогения. 2019. № 78. С. 21–30.
- Ипполитов А.П., Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Никишин А.М.* Эскиординская “свита” Горного Крыма – тектонический меланж. Новые находки макрофауны против классической схемы расчленения // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 144–148.

- Казакова В.П.* К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. Вып. 4. С. 36–50.
- Комаров В.Н.* Гармония хаоса олистостромов // Природа. 2016. № 12. С. 55–59.
- Комаров В.Н., Рыбакова А.В., Чеботарева Я.И.* О первой находке аммонитов рода *Ptycharietites Spath* в эскиординской свите Горного Крыма // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2012. № 3. С. 3–8.
- Короновский Н.В., Милеев В.С.* О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1974. № 1. С. 80–87.
- Крымгольц Г.Я., Нуцубидзе К.Ш.* Надсемейство *Psiloceratasea* // Основы палеонтологии. Моллюски – головоногие. 2. Ред. Луппов Н.П., Друшиц В.В. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 64–67.
- Миклухо-Маклай А.Д., Поршняков Г.С.* К стратиграфии юрских отложений бассейна р. Бодрак // Вестник Ленинградского ун-та. Геология. 1954. № 4. С. 208–210.
- Милеев В.С., Вишневецкий Л.Е., Фролов Д.К.* Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Т. 1. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 5–79.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А.* Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 3–22.
- Моисеев А.С.* О фауне из нижнеюрских известняков Крыма // Изв. Геол. Ком. 1925. Т. 44. № 10. С. 959–994.
- Моисеев А.С.* О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. Всесоюзного геолого-разведочного объединения. 1932. Т. 51. № 39. С. 591–604.
- Моисеев А.С.* Брахиоподы юрских отложений Крыма и Кавказа // Тр. Всесоюзного геолого-разведочного объединения. 1934. Вып. 203. 216 с.
- Моисеев А.С.* О лейасовых аммонитах Крыма // Ученые записки ЛГУ. Сер. геол.-почв. наук. 1944. Вып. 11. С. 29–37.
- Муратов М.В.* Стратиграфические комплексы Крыма // Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Ред. Муратов М.В. М.: Недра, 1969. С. 60–66.
- Мухин В.Н.* Некоторые данные о нижнеюрских отложениях Крыма // Записки Горного института. 1917. Т. VI. Вып. 2. 75 с.
- Отчет о состоянии и деятельности Геологического Комитета в 1910 году // Отдельный оттиск из Известий Геологического Комитета. 1911. Т. XXX. № 3. С. 15–20.
- Отчет о состоянии и деятельности Геологического Комитета в 1912 году // Отдельный оттиск из Известий Геологического Комитета. 1913. Т. XXXII. № 1. 200 с.
- Панов Д.Н.* Стратиграфия триасовых и ниже-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 2. С. 13–25.
- Панов Д.И., Гущин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н.* Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестник МГУ. Сер. геол. 1994. № 3. С. 19–29.
- Парышев А.В., Никитин И.И.* Головоногие моллюски юры Украины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова Думка, 1981. 144 с.
- Пермяков В.В., Пермякова М.Н., Чайковский Б.П.* Новая схема стратиграфии юрских отложений Горного Крыма. Киев: Институт геол. наук АН УССР, 1991. Препринт № 91-12. 38 с.
- Репин Ю.С.* Аммоноидеи нижней юры Крыма // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское совещание. Науч. материалы. М.: ГИН РАН, 2017. С. 180–181.
- Топчишвили М.В.* Нижнеюрско-ааленские аммониты Большого Кавказа в пределах Грузии // Тр. Геологического ин-та им. А.И. Джанелидзе. Нов. сер. 1990. Вып. 100. 87 с.
- Топчишвили М.В., Ломинадзе Т.А., Церетели И.Д., Тодриа В.А., Надареишвили Г.Ш.* Стратиграфия юрских отложений Грузии // Тр. Геологического ин-та им. А.И. Джанелидзе. Нов. сер. 2006. Вып. 122. 453 с.
- Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О., Комаров В.Н., Рахимова Е.В.* Нижнеюрские известняки северного склона г. Патиль (Юго-Западный Крым) // Тезисы докладов XIV Международной научно-практической конференции “Новые идеи в науках о Земле”. М.: МГРИ, 2019. Т. I. С. 173–176.
- Туров А.В., Агафонова Г.В., Андрухович А.О., Комаров В.Н., Рахимова Е.В.* Нижнеюрские известняки окрестностей с. Трудолюбовка (Юго-Западный Крым) // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции. М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 107–111.
- Шалимов А.И.* Юрская система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Ред. Муратов М.В. М.: Недра, 1969. С. 89–99.
- Юдин В.В.* Симферопольский меланж // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.
- Юдин В.В.* Геология Крыма на основе геодинамики. Научно-методическое пособие для учебной геологической практики. Сыктывкар: РАН, Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкарский госуниверситет, 2000. 43 с.
- Юдин В.В.* Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
- Юдин В.В.* Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1 : 200000. Изд. второе, дополненное. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018.
- Юдин В.В., Зайцев Б.А.* Проблема эскиординской свиты в Крыму // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VIII Всероссийское совещание. Научн. материалы. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020а. С. 262–276.
- Юдин В.В., Зайцев Б.А.* Строение холма Хаясы в Симферопольском меланже (Республика Крым) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VIII Всероссийское совещание. Научн. материалы. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020б. С. 277–281.
- Alkaya F. Kuzey Anadolu AltJura (Lyias) Phylloceratidlerinin taksonomik revizyonu (II. bölüm) // Bull. Geol. Soc. Turkey. 1983. V. 26. P. 65–72.*

- Alkaya F., Meister C.* Liassic ammonites from the central and eastern Pontides (Ankara and Kelkit areas, Turkey) // *Rev. Paléobiol.* 1995. V. 14. № 1. P. 125–193.
- Bayle E.* Fossiles principaux des terrains // Explication de la Carte Géologique de la France. 1878. V. 4. Part 1 (atlas). P. 1–158.
- Blau J.* Monographie der Ammoniten des Obersinemuriums (Lotharingium, Lias) der Lienzer Dolomiten (Österreich): Biostratigraphie, Systematik und Paläobiogeographie // *Rev. Paléobiol.* 1998. V. 17. № 1. P. 177–285.
- Blau J., Meister C., Ebel R., Schlatter R.* Upper Sinemurian and Lower Pliensbachian ammonite faunas from Herford-Diebrock area (NW Germany) // *Paläontologische Zeitschrift.* 2000. V. 74. № 3. P. 259–280.
- Blau J., Meister C., Schlatter R., Schmidt-Effing R.* Ammonites from the Lower Jurassic (Sinemurian) of Tenango de Doria (Sierra Madre Oriental, Mexico). Part III: Echioceratidae // *Rev. Paléobiol.* 2003. V. 22. № 1. P. 421–437.
- Braga J.C., Rivas P.* The Mediterranean Tropiceras (Ammonitina) in the Betic Cordilleras // *Eclogae Geologicae Helvetiae.* 1985. V. 78. № 3. P. 567–605.
- Bremer H.* Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des unteren Lias (Sinemurium bis Carixium) in der Umgebung von Ankara (Türkei) // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen.* 1965. V. 122. № 2. P. 127–221.
- Buckman S.S.* Yorkshire Type Ammonites and Type Ammonite (Vol. 1–7). London: William Wesley and Son, 1909–1930. 790 p.
- Cariou E., Hantzpergue P.* (Eds.). Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossils // *Bulletin du Centre Recherches.* 1997. V. 17. P. 1–422.
- Dommergues J.-L.* Justification du genre Plesechioceras (Trueman et Williams, 1925) (Ammonitina, Lias). Implications biostratigraphiques et paléontologiques // *Bull. Soc. géol. France.* 1982. V. 24. № 2. P. 379–382.
- Dommergues J.-L.* Les ammonites du Sinémurien supérieur de Bourgogne (France): biostratigraphie et remarques paléontologiques // *Rev. Paléobiol.* 1993. V. 12. P. 67–173.
- Dommergues J.-L., Fara E., Meister C.* Ammonite diversity and its palaeobiogeographical structure during the early Pliensbachian (Jurassic) in the western Tethys and adjacent areas // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009. V. 280. № 1. P. 64–77.
- Dommergues J.-L., Meister C.* Succession des faunes d'ammonites au Langeneggrat (Préalpes médianes, région de Thoun, Suisse): Une série de référence dans le Sinémurien supérieur // *Geobios.* 1987. V. 20. № 3. P. 313–335.
- Dommergues J.-L., Meister C.* Ammonites du Jurassique inférieur (Hettangien, Sinémurien, Pliensbachien) d'Afrique du Nord (Algérie, Maroc et Tunisie). Atlas d'identification des espèces // *Rev. Paléobiol.* 2017. V. 36. № 2. P. 189–367.
- Dommergues J.-L., Meister C., Rocha R.B.* The Sinemurian ammonites of the Lusitanian Basin (Portugal): an example of complex endemic evolution // *Palaeodiversity.* 2010. № 3. P. 59–87.
- Donovan D.T.* The Lower Liassic ammonite fauna from the fossil bed at Langeneckgrat, near Thun (Median Prealps) // *Schweiz. Paläont. Abh.* 1958. Bd. 74. P. 1–58.
- Donovan D.T., Surlyk F.* Lower Jurassic (Pliensbachian) ammonites from Bornholm, Baltic Sea, Denmark // *Geol. Surv. Denmark Greenland Bull.* 2003. № 1. P. 555–583.
- D'Orbigny A.* *Paleontologie Française; Terrains jurassiques I. Cephalopodes.* Paris: Imp. de Cosson, 1842–1851. 642 p.
- Dumortier E.* *Etudes paléontologiques sur les dépôts jurassiques du Bassin du Rhone: part 2. Lias inférieur.* Paris: F. Savy, 1867. 252 p.
- Dumortier E.* *Etudes paléontologiques sur les dépôts jurassiques du bassin du Rhône, 3ème et 4ème parties, Lias moyen et supérieur.* Paris: F. Savy, 1869–1874. 299 p.
- Edmunds M., Varah M., Bentley A.* The ammonite biostratigraphy of the Lower Lias "Armatum Bed" (upper Sinemurian–Lower Pliensbachian) at St. Peter's Field, Radstock, Somerset // *Proc. Geol. Assoc.* 2003. V. 114. P. 65–96.
- Faraoni P., Marini A., Pallini G., Venturi F.* Protogrammo-ceratinae and new ammonite assemblages of the Central Apennines and their significance on the Carixian-Domerian biostratigraphic boundary in the Mediterranean Paleoprovince // *Geologica Romana.* 2002. V. 36. P. 215–249.
- Fischer J.-C.* *Revision critique de la Paleontologie Française d'Alcide d'Orbigny, vol. 1. Cephalopodes Jurassiques.* Paris: Masson & Museum national d'histoire naturelle, 1994. 340 p.
- Fucini A.* Fauna del Lias medio del Monte Calvi presso Campiglia Marittima // *Palaeontogr. Ital.* 1896. V. 2. P. 203–250 (1–48).
- Fucini A.* Di alcune nuove Ammoniti dei calcari rossi inferiori della Toscana // *Palaeontogr. Ital.* 1899. V. 4. P. 239–251 (1–13).
- Géczy B., Meister C.* Les ammonites du Sinémurien et du Pliensbachien inférieur de la montagne du Bakony (Hongrie) // *Rev. Paléobiol.* 2007. V. 26. № 1. P. 137–305.
- Gemmellaro G.G.* Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia della contrada Rocche Rosse presso Galati (Provincia di Messina) // *Giornale di Scienze Naturali ed Economiche di Palermo.* 1884. V. 16. P. 167–218.
- Getty T.A.* A revision of the generic classification of the family Echioceratidae (Cephalopoda, Ammonoidea) (Lower Jurassic) // *Univ. Kansas Paleontol. Contrib.* 1973. Pap. 63. P. 1–32.
- Guerin-Franiatte S.* *Ammonites du Lias inférieur de France. Psilocerataceae: Arietitidae (In 2 vols.).* Paris: Ed. du Centre national de la recherche scientifique, 1966. 455 p.
- Howarth M.K.* The Lower Lias of Robin Hood's Bay, Yorkshire, and the work of Leslie Bairstow // *Bull. Nat. Hist. Mus. London (Geology).* 2002. V. 58. № 2. P. 81–152.
- Howarth M.K.* Part L, Revised, Volume 3B, Chapter 4: Psiloceratoidea, Eodoceratoidea, Hildoceratoidea // *Treatise Online.* 2013. V. 57. P. 1–139.
- Hyatt A.* The fossil Cephalopoda of the Museum of Comparative Zoology // *Bull. Mus. Comparative Zoology.* 1867. V. 1. № 5. P. 71–102.
- Kotlyar G.V., Baud A., Pronina G.P., Zakharov Y.D., Vuks V.Ja., Nestell M.K., Belyaeva G.V., Marcoux J.* Permian and Triassic exotic limestone blocks of the Crimea // *Peri-Tethys: stratigraphic correlations 3.* Eds. Crasquin-Soleau S., De Wever P. *Geodiversitas.* 1999. V. 21/3. P. 299–323.

- Kovács L.* Monographie der liassischen Ammoniten des nördlichen Bakony // *Geol. Hungarica. Ser. Paleontol.* 1941. V. 17. P. 1–220.
- Kozur H.W., Aydın M., Demir O., Yakar H., Göncüoğlu M.C., Kuru F.* New stratigraphic and palaeogeographic results from the Palaeozoic and Early Mesozoic of the Middle Pontides (Northern Turkey) in the Azdavay, Devrekani, Küre and Inebolu areas: implications for the Carboniferous–Early Cretaceous geodynamic evolution and some related remarks to the Karakaya Oceanic Rift Basin // *Geol. Croatica.* 2000. V. 51. № 2. P. 209–268.
- Levi G.* Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia di M. Calvi presso Campaglia // *Bollettino della Societa Geologica Italiana.* 1896. V. 15. P. 262–276.
- Lukeneder P., Lukeneder A.* Sinemurian biostratigraphy of the Tannscharten section near Reichraming (Lower Jurassic, Schneeberg Syncline, Northern Calcareous Alps) // *Austrian J. Earth Sci.* 2018. V. 111. № 1. P. 92–110.
- Meister C.* Biostratigraphie des ammonites liassiques des Alpes de Glaris: comparaisons et corrélations avec la région du Ferdenrothorn (Valais) // *Eclogae Geologicae Helveticae.* 1991. V. 84. № 1. P. 223–243.
- Meister C.* Worldwide ammonite correlation at the Pliensbachian Stage and Substage boundaries (Lower Jurassic) // *Stratigraphy.* 2010. V. 7. № 1. P. 83–101.
- Meister C., Böhm F.* Austroalpine Liassic ammonites from the Adneth Formation (Northern Calcareous Alps) // *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt.* 1993. V. 136. № 1. P. 163–211.
- Meister C., Friebe J.G.* Austroalpine Liassic ammonites from Vorarlberg (Austria, Northern Calcareous Alps) // *Beiträge zur Paläontologie.* 2003. V. 28. P. 9–99.
- Meneghini J.* Monographie des fossils du calcaire rouge ammonitique (Lias supérieur) de Lombardie et de l'Apennin central. Milan: Bernadoni di C. Rebeschini, 1867–1881. 242 p.
- Page K.N.* The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation // *Geol. Surv. Denmark Greenland Bull.* 2003. № 1. P. 23–59.
- Page K.N.* The evolution and geography of Jurassic ammonoids // *Proc. Geol. Assoc.* 2008. V. 119. № 1. P. 35–57.
- Quenstedt F.A.* Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. I, Der Schwarze Jura (Lias). Tübingen: E. Schweizerbart-sche, 1882–1885. 440 p.
- Roman F.* Les ammonites jurassiques et cretacees. Paris: Masson et Cie, 1938. 354 p.
- Schafhäütl K.E. von.* Die Stellung der Bayerischen Voralpen im geologischen Systeme // *Neues Jahrbuch für Mineral Geognosie Geologie und Petrefaktenkunde.* 1847. S. 803–812.
- Schafhäütl K.E. von.* Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges // *Geognostische Untersuchungen der Bayerischen Lande, Erster Beitrag.* 1851. S. 1–146.
- Schlegelmilch R. von.* Die Ammoniten des süddeutschen Lias. Stuttgart & New York: Gustav Fischer Verlag, 1992. 241 p.
- Schlatter R.* Biostratigraphie und Ammonitenfauna des Ober-Lotharingium und Unter-Pliensbachium im Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz) und angrenzender Gebiete // *Schweizerische Paläontologische Abhandlungen.* 1991. Bd. 113. S. 3–133.
- Smith P.L., Tipper H.W.* Pliensbachian (Lower Jurassic) ammonites of the Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Bull. Am. Paleontol.* 1996. V. 108. № 348. P. 7–122.
- Taylor D.G., Guex J., Rakus M.* Hettangian and Sinemurian ammonoid zonation for the Western Cordillera of North America // *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 2001. V. 87. № 4. P. 381–421.
- Tibuleac P.* New data about the age and the stratigraphical position in the Cretaceous wildfish of the olistolith from Praşa Peak (Rarău Syncline, Eastern Carpathians, Romania) // *Acta Paleontol. Roman.* 2005. V. 5. P. 483–491.
- Tomas R., Pálffy J.* Revision of Early Jurassic ammonoid types from the Persani Mts. (East Carpathians, Romania) // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen.* 2007. V. 243. № 2. P. 231–254.
- Trueman A.E., Williams D.M.* Studies in the ammonites of the family Echioceratidae // *Trans. R. Soc. Edinburgh.* 1925. V. 53. № 3. P. 699–739.
- Vadász M.E.* Die unterliassische Fauna von Alsórákos im Komitat Nagyöküllő // *Mittheilungen aus dem Jahrbuche der Kgl. ungarischen Geologischen Reichsanstalt.* 1908. Bd. 16. S. 307–406.
- Wierzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A.* The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic successions of the Priborzhavske–Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine // *Volumina Jurassica.* 2012. V. 10. № 1. P. 25–60.
- Zieten C.H. von.* Die Versteinerungen Württembergs. Stuttgart, 1830–1833. 102 p.

Рецензенты Д.Б. Гуляев, А.П. Ипполитов,
Т.Б. Леонова, Ю.С. Репин, М.А. Рогов

Early Jurassic (Late Sinemurian–Early Pliensbachian) Ammonites from the Limestone Boulders of Bodrak River Basin, Southwest Crimea

B. A. Zaitsev[#]

Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]*e-mail: bogdan.a.zaitsev@gmail.com*

Ammonites from two separate limestone boulders in Bodrak River basin (Southwest Crimea) are described. The assemblage from the first boulder (on Tatyana's Hill) is represented by the Echioceratidae ammonites (genera *Ortheioceras* and *Echioceras*). The ammonite complex from the second boulder (in the Ammonite Ravine) is represented by one species of *Calliphylloceras* (family *Phylloceratidae*), one species of *Uptonia*

(family Polymorphitidae) and 3 species of the genus *Tropidoceras* (family Tropidoceratidae). A new species *Tropidoceras komarovi* is described. For the first time for the Lower Jurassic of Crimea, a sequence of biostratigraphic units is proposed within each of the studied boulders. These units are correlated with biostratigraphic units (zones, subzones and biohorizons) of the Submediterranean scale. Within the first boulder, the following units are established (from bottom to top): 1) Beds with *Orthechioceras edmundi*; 2) Beds with *Echioceras rhodanicum*; 3) Beds with *Echioceras raricostatoides* and 4) Beds with *Echioceras crassicostatum*, which correspond to *Raricostatum Zone*, *Densinodulum* and *Raricostatum subzones* of the upper Sinemurian of Europe. Within the second boulder (from bottom to top), the following units are established (from bottom to top): 1) Beds with *Uptonia cf. jamesoni* and 2) Beds with *Tropidoceras erythraeum*, which correspond to *Jamesoni Zone (Jamesoni Subzone)* and the bottom of the *Ibex Zone (Masseanum Subzone)* of the lower Pliensbachian of Europe. It is shown that the studied boulders in Bodrak River basin are composed of limestones of different ages which, in turn, are different from the age of enclosing rocks.

Keywords: Crimea, Lower Jurassic, ammonites, Sinemurian, Pliensbachian

УДК 561.42:551.76

PSEUDOTORELLIA FLORIN ИЗ ВЕРХНЕЮРСКИХ–НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА, ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ

© 2021 г. Н. В. Носова¹, *, Е. И. Костина², Е. В. Бугдаева³

¹Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

³Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН, Владивосток, Россия

*e-mail: natanosova@gmail.com

Поступила в редакцию 04.12.2020 г.

После доработки 25.12.2020 г.

Принята к публикации 31.12.2020 г.

Проведена ревизия *Pseudotorellia* из верхнеюрских–нижнемеловых отложений Буреинского бассейна (Дальний Восток России). Выявлено сходство морфологических и эпидермальных признаков листьев *Pseudotorellia angustifolia* Doludenko и *P. longifolia* Doludenko, на основе чего предложено считать вид *P. longifolia* синонимом *P. angustifolia*. Листья этого рода из Буреинского бассейна, описанные ранее по морфологическим и эпидермальным признакам как *P. ensiformis* (Heer) Doludenko, выделены в новый вид *P. doludenkoae* sp. nov., поскольку типовые экземпляры *P. ensiformis* из Иркутского бассейна не имеют сохранившейся кутикулы и их эпидермальное строение неизвестно. Впервые изучено эпидермальное строение листьев, описанных ранее как *Pseudotorellia pulchella* и *P. crassifolia* только по морфологическим признакам. Обнаружено сходство их морфологических и эпидермальных признаков, на основе чего они объединены в один вид *P. crassifolia*, диагноз которого уточнен. Показано, что эпидермальные признаки *Pseudotorellia* позволяют уверенно различать виды этого рода даже по фрагментарным остаткам и дисперсным кутикулам. Это указывает на большой стратиграфический потенциал видов *Pseudotorellia* для внутривоскресной и межрегиональной стратиграфии континентальных толщ, особенно при изучении кернового материала и углей, где обычно сохранность растительных остатков не позволяет судить об их морфологии. Ревизия всех находок *Pseudotorellia angustifolia* позволила предположить возможное место и время появления вида и его дальнейшее распространение в пространстве и во времени. По-видимому, этот вид появился в раннеюрскую эпоху на территории современной Восточной Сибири (Канский бассейн), в средней юре его ареал расширился как на северо-запад (Томская область и Ямало-Ненецкий автономный округ), где вид сохранился местами до поздней юры, так и на восток – до Иркутской области и Хабаровского края (Буреинский бассейн), где он сохранился до раннего мела.

Ключевые слова: *Pseudotorellia*, верхняя юра, нижний мел, Буреинский бассейн

DOI: 10.31857/S0869592X21040049

ВВЕДЕНИЕ

Род *Pseudotorellia* Florin был выделен для линейных листьев из нижнемеловых отложений Шпицбергена, имеющих несколько параллельных жилок и своеобразное строение эпидермиса (Florin, 1936). Диагноз рода неоднократно уточнялся (Watson, 1969; Bose, Manum, 1990; Киричкова, Носова, 2009). Листья *Pseudotorellia* от линейных до ланцетовидных или обратнойцевидных, верхушка тупая, округлая или заостренная, цельная или мелкозубчатая. В основание листа входят две жилки, дихотомирующие около основания и параллельные в средней части листа. Для большинства видов *Pseudotorellia* характерно расположе-

ние устьиц только на нижней поверхности листа (гипостоматность). Единственный вид с амфистоматными листьями – *P. amphistomatica* Nosova et Golovneva – был описан из альба Западной Сибири (Головнева, Носова, 2012). Устьица ориентированы продольно, реже косо, могут располагаться как беспорядочно на всей поверхности листа, так и образовывать прерывистые ряды и полосы. Замыкающие клетки устьиц погруженные, крыловидной формы, часто с длинными полярными выростами.

Изучая гинговые и чекановские из мезозойских отложений Буреинского бассейна, В.А. Красилов (1972) описал укороченные побеги с при-

крепленными к ним листьями *Pseudotorellia*. В ассоциации с ними найдены женские репродуктивные структуры, выделенные Красиловым в род *Umaltolepis* Krassilov. На основе сходства эпидермальных признаков он отнес *Pseudotorellia* и *Umaltolepis* к новому семейству *Pseudotorelliaceae* в составе порядка *Ginkgoales* (Красилов, 1972). Ф.А. Станиславский (1973), а вслед за ним и Ч. Чжоу (Zhou, 1991) для растений *Pseudotorellia*–*Umaltolepis* использовали название семейства *Umaltolepidaceae*. Позднее совместные находки *Pseudotorellia* и *Umaltolepis* были описаны из нижней юры северного Ирана (Schweitzer, Kirchner, 1995), средней юры Центрального Китая (Dong et al., 2019), Узбекистана (Nosova, 2020) и Восточной Сибири, Россия (Nosova, 2021), а также из нижнего мела Северо-Востока Китая (Wang, 1984; Chen et al., 1988) и Центральной Монголии (Herrera et al., 2017).

Ф. Эррера с соавторами (Herrera et al., 2017), детально изучив репродуктивные структуры из апт-альбской формации Тевшин Гови Монголии, а также проведя ревизию типового материала из юры Буреинского бассейна, пришли к выводу, что *Umaltolepis* существенно отличается от женских репродуктивных структур гинговых и обнаруживает значительное сходство с фруктификациями *Vladimaria* Gordenko (2010) из средней юры европейской части России. Они относят *Umaltolepis* к предложенному Н.В. Горденко порядку *Vladimariales* (Gordenko, 2010). В статье, посвященной *Umaltolepis* из среднеюрских отложений Центрального Китая, Ч. Дун с соавторами рассматривают семейство *Umaltolepidaceae* в составе порядка *Ginkgoales sensu lato* (Dong et al., 2019). Однако не все виды *Pseudotorellia* можно с уверенностью относить к семейству *Umaltolepidaceae*. Например, в статье о женских репродуктивных структурах *Umkomasia* Thomas из нижнего мела Монголии Г. Ши с соавторами (Shi et al., 2019) приводят реконструкцию растения с листьями *Pseudotorellia palustris* Shi, Herrera, Herendeen, Leslie, Ichinnorov, Takahashi et Crane и женскими шишками *Umkomasia mongolica* Shi, Leslie, Herendeen, Herrera, Ichinnorov, Takahashi, Knopf et Crane и относят листья *Pseudotorellia* к семейству *Umkomasiaceae* порядка *Umkomasiales*.

Впервые остатки листьев *Pseudotorellia* из верхнеюрских–нижнемеловых отложений Буреинского бассейна (Хабаровский край, Дальний Восток России) были изучены М.П. Долуденко (Вахрамеев, Долуденко, 1961). Всего было выделено пять видов: *Pseudotorellia angustifolia* Doludenko, *P. ensiformis* (Heer) Doludenko, *P. longifolia* Doludenko, *P. pulchella* (Heer) Vassilevskaia и *P. crassifolia*

(Prynada) Doludenko, из которых два последних – только на основе морфологических признаков.

О. Геер (Heer, 1876) описал изолированные ланцетовидные листья из юрского местонахождения Усть-Балей (Иркутский бассейн, Восточная Сибирь) как *Podozamites ensiformis*, фитолейма которых не сохранилась. Долуденко предложила комбинацию *Pseudotorellia ensiformis* на основе изученного ею морфологического и эпидермального строения листьев из Буреинского бассейна (Вахрамеев, Долуденко, 1961), включив в состав данного таксона и *Podozamites ensiformis*. Однако позже Долуденко и Е.С. Расказова отметили, что отождествление буреинских листьев с иркутскими было неверным, поскольку эпидермальные признаки последних неизвестны (Долуденко, Расказова, 1972, с. 21). Данные авторы предложили относить к виду *Pseudotorellia ensiformis* листья с неизвестными эпидермальными признаками, но имеющие такие же морфологические характеристики, как и выбранный ими лектотип из Усть-Балея. Красилов (1972) привел свое описание и расширенный диагноз вида *P. angustifolia*, считая *P. ensiformis* синонимом *P. angustifolia*. Авторы настоящей работы провели ревизию образцов *Pseudotorellia* из коллекций В.А. Вахрамеева и Красилова и пришли к выводу, что описанные Долуденко *P. angustifolia* и *P. ensiformis* существенно отличаются друг от друга как по морфологическим, так и по эпидермальным признакам. Поскольку эпидермальные признаки типовых экземпляров *P. ensiformis* из Усть-Балея неизвестны, выделен новый вид *P. doludenkoae* sp. nov. для листьев из Буреинского бассейна.

Детальное изучение и сравнение эпидермального строения буреинских листьев *Pseudotorellia angustifolia* и *P. longifolia* не обнаружило существенных различий между этими видами, поэтому они объединены в один вид, а видовое название *P. longifolia* принято за синоним *P. angustifolia* (см. описание и замечания ниже).

Комбинация *Pseudotorellia crassifolia* была предложена Долуденко только по морфологическим признакам (Вахрамеев, Долуденко, 1961). В настоящей работе изучено эпидермальное строение листьев этого вида с голотипа, на основе чего приведен уточненный видовой диагноз и расширенное описание.

Еще один вид из Буреинского бассейна, *Pseudotorellia pulchella*, был также выделен только по морфологическим признакам (Вахрамеев, Долуденко, 1961). Листья с такими признаками впервые были описаны Геером из нижнемеловых отложений Шпицбергена как *Podozamites pulchellus* Heer, 1876. Н.Д. Василевская (1959) на осно-

ве материала из нижнего мела Ленского бассейна (Восточная Сибирь) предложила комбинацию *Pseudotorellia pulchella*. Эпидермальное строение листьев как со Шпицбергена, так и из Ленского бассейна неизвестно. Изучив эпидермальное строение буреинских листьев *P. pulchella*, авторы настоящей работы пришли к выводу, что их морфологические и эпидермальные признаки сходны с таковыми у *P. crassifolia*. Поскольку, в отличие от *P. pulchella*, типовой материал *P. crassifolia* происходит из Буреинского бассейна, буреинские листья, описанные как *P. pulchella*, рассматриваются в составе вида *P. crassifolia* (см. описание ниже). К *P. pulchella* предлагается относить листья, эпидермальное строение которых неизвестно, а морфологические признаки сходны с таковыми у типовых экземпляров со Шпицбергена.

Авторы настоящей работы поддерживают точку зрения Эррера с соавторами (Herrera et al., 2017) и описывают листья *Pseudotorellia* из Буреинского бассейна в составе порядка *Vladimariales*, поскольку здесь они были найдены в ассоциации с фруктификациями *Umaltolepis* (Красилов, 1972).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Проведена ревизия образцов с остатками листьев *Pseudotorellia* из коллекции, собранной в 1958 г. В.А. Вахрамеевым и Е.Л. Лебедевым при участии М.Л. Едемского в Буреинском бассейне (Хабаровский край, Дальний Восток России). Коллекция хранится в Геологическом институте РАН (ГИН РАН) в Москве под № 3318.

Изученный нами материал происходит из обнажений правого берега р. Буряя в районе Катаевской протоки и ниже устья р. Умальта, а также из отвалов шахты № 3 около пос. Чегдомын (рис. 1).

В отложениях, выступающих по берегам Катаевской протоки, были найдены остатки растений, описанные Долуденко как *Pseudotorellia angustifolia* (ГИН РАН, экз. №№ 3318/120-26, 3318/120-27) и *P. ensiformis* (ГИН РАН, экз. №№ 3318/118-1, 3318/118-2, 3318/120-25). Из обнажения вдоль правого берега р. Буряя, ниже устья р. Умальта, происходят остатки листьев, описанных Долуденко как *P. ensiformis* (ГИН РАН, экз. №№ 3318/52-3, 3318/52-4, 3318/54-9, 3318/57-6), *P. pulchella* (ГИН РАН, экз. № 3318/57-22) и *P. crassifolia* (ГИН РАН, экз. № 3318/58-3). Из отвалов шахты № 3 возле поселка Чегдомын были собраны образцы с ископаемыми листьями, описанными Долуденко как *P. longifolia* (ГИН РАН, экз. № 3318/9-38). К сожалению, нам не удалось обнаружить некоторые образцы из коллекции ГИН РАН № 3318 (экз. №№ 3318/52-3,

3318/54-9, 3318/118-1, 3318/118-2, 3318/120-25), но в нашем распоряжении имеются сделанные Долуденко препараты с кутикулами листьев с такими же номерами.

Также были изучены образцы с остатками листьев *Pseudotorellia* из коллекции, собранной В.А. Красиловым в том же местонахождении ископаемых растений на правом берегу р. Буряя, ниже устья р. Умальта. Коллекция хранится в Федеральном научном центре биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии ДВО РАН (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН) во Владивостоке под № 515 (экз. №№ 515/272 и 515/284).

Ископаемые кутикулы были обработаны по стандартной методике мацерации. Полученные препараты кутикул были изучены как в световом микроскопе Carl Zeiss Axio Scope.A1 с цифровой фотокамерой Lomo Microsystems MC-6.3, так и при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-6390 LA (СЭМ) в Ботаническом институте РАН (БИН РАН), в световом микроскопе Axiostar plus с цифровой фотокамерой Canon PS A640 в ГИН РАН (Москва), в световом микроскопе Carl Zeiss Axioscop 40, оборудованном цифровой фотокамерой AxioCam HRC, и при помощи СЭМ Carl Zeiss EVO 40 в ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН (Владивосток).

Препараты с кутикулами листьев хранятся в лаборатории палеофлористики ГИН РАН в Москве, в лаборатории палеоботаники БИН РАН в Санкт-Петербурге и в лаборатории палеоботаники ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН во Владивостоке.

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ И НИЖНЕМЕЛОВЫХ ФЛОРОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА

Флороносные слои с остатками *Pseudotorellia* правого берега р. Буряя, ниже устья р. Умальта и вдоль Катаевской протоки (азановская толща), Вахрамеев относил к талынджанской свите, а близ пос. Чегдомын – сначала к солонийской (верхней) подсвите ургальской свиты (Вахрамеев, Долуденко, 1961), а позже к верхней части талынджанской свиты (Вахрамеев, Лебедев, 1967, с. 127).

Еще раньше Т.Н. Давыдова и Ц.Л. Гольдштейн (1949) предложили расчленить ургальскую свиту на две свиты: дубликанскую и солонийскую. Однако Вахрамеев и Долуденко (1961) использовали именно название “ургальская свита”, подразделяя ее на две подсвиты: дубликанскую и солонийскую. Позже эти подсвиты были переведены в ранг свит (Решения..., 1994).

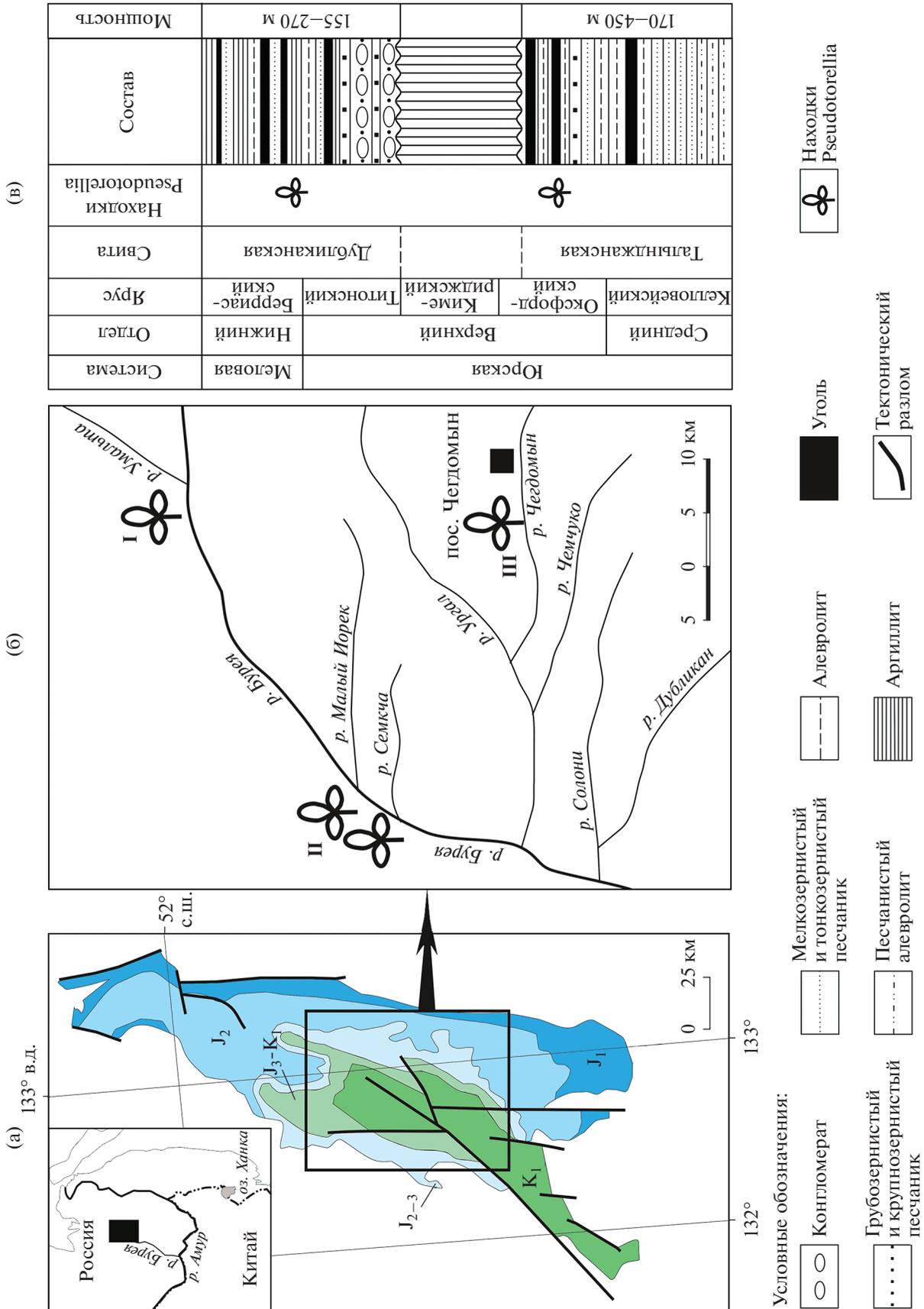


Рис. 1. (а) Схематическая геологическая карта юрских и меловых континентальных отложений Бурейнского бассейна; (б) карта местонахождений остатков Pseudotoletia: I – обнажение ниже устья р. Умалта, II – разрез вдоль берегов Катаевской протоки, III – место отвалов из шахты № 3; (в) обобщенный стратиграфический разрез талынжанской и дубликанской свит (по Маркевич, Буглаева, 2014, с изменениями).

Вахрамеев и Лебедев датировали ископаемые растения талынджанской и дубликанской свит поздней юрой, полагая, что они заметно отличаются от таковых солонийской свиты, залегающей в основании нижнего мела (Вахрамеев, Лебедев, 1967; Лебедев, Паракецов, 1975).

Красилов (1973), детально изучивший все известные разрезы Буреинского бассейна, заметил, что флористический комплекс из отложений, развитых вдоль Катаевской протоки (азановская толща), сходен с таковым дубликанской свиты. К этой же свите он отнес флороносные отложения на левом берегу р. Ургал, а также отложения близ пос. Чегдомын. Возраст флористического комплекса талынджанской свиты Красилов определил как келловей–оксфорд, дубликанской – как титон–берриас.

В последние годы было закончено крупно- и среднемасштабное геологическое картирование Буреинского бассейна, составлены карты нового поколения (Анойкин, 2003; Государственная..., 2009). Возраст свит и толщ указан в соответствии с решениями, принятыми на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Решения..., 1994).

По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям пород в талынджанской свите выделяются три пачки, из которых две нижние пачки объединены в нижнюю подсвиту, а верхняя соответствует верхней подсвите. Возраст нижней подсвиты установлен как келловей, верхней подсвиты – оксфорд (Решения..., 1994). Слои с остатками листьев *Pseudotorellia* относятся к верхней подсвите талынджанской свиты.

На талынджанской свите с местным размытом несогласно залегают дубликанская свита. В (Решения..., 1994) дубликанская свита датируется волжским веком. В.С. Маркевич (1995; Маркевич, Бугдаева, 2009) по данным спорово-пыльцевого анализа установила возраст дубликанской свиты как берриас. В объяснительной записке к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (лист М-52) возраст флористического комплекса дубликанской свиты трактуется как “верхи верхней юры (волжский или титонский ярус), хотя не исключаются и низы мела (берриас)” (Петрук и др., 2012, с. 34).

Авторы настоящей работы придерживаются более обоснованной точки зрения Красилова (1973) и принимают возраст талынджанской свиты как келловей–оксфорд, а дубликанской – как титон–берриас (рис. 1).

СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
ВИДОВ PSEUDOTORELLIA
КЛАСС GINKGOOPSIDA
ПОРЯДОК VLADIMARIALES
GORDENKO, 2010

СЕМЕЙСТВО UMALTOLEPIDACEAE
STANISLAVSKY, 1973, EMEND. Z. ZHOU, 1991

Род *Pseudotorellia* Florin, 1936

Pseudotorellia angustifolia Doludenko,
1961, emend. Nosova

Табл. I, фиг. 1–4; табл. II

Pseudotorellia angustifolia: Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 114, табл. LVII, фиг. 1–9.

Pseudotorellia angustifolia: Красилов, 1972, с. 58, pro parte, табл. XX, фиг. 1–11; табл. XXI, фиг. 1, 2, 4, 6–13; рис. 9, 10а–10и, 10с, 10г.

Pseudotorellia angustifolia: Костина, 2004, с. 59, табл. XXXIX, фиг. 1–9.

Pseudotorellia angustifolia: Киричкова и др., 2005, с. 107, табл. LI, фиг. 1–8; табл. LII, фиг. 1–5.

Pseudotorellia angustifolia: Киричкова и др., 2020, с. 110, табл. CXV, фиг. 1–8.

Pseudotorellia longifolia Doludenko: Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 115, табл. LVIII, фиг. 1–8.

Pseudotorellia longifolia: Долуденко, Рассказова, 1972, с. 22, табл. XXX, фиг. 1–7; табл. XXXI, фиг. 1–4.

Pseudotorellia angaranica Kiritchkova et Nosova: Киричкова и др., 2020, с. 108, табл. CXVII, фиг. 7, 8; табл. CXVIII, фиг. 2а, 7–10; табл. CXXI, фиг. 1а, 2–11.

Г о л о т и п – ГИН РАН, № 3318/120-27b; Дальний Восток России, правый берег р. Буря, Катаевская протока; дубликанская свита, титон–берриас; Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 114, табл. LVII, фиг. 6; обозначен здесь, табл. I, фиг. 2b, 3.

E m e n d e d d i a g n o s i s. Leaves linear, narrow and long, apex rounded or acute. Veins 3–8 per widest part. Leaves hypostomatic. Ordinary epidermal cells of upper and lower epidermis elongated and rectangular, without cuticular ridges or papillae, anticlinal cell walls straight. Stomata sparse, arranged in bands, rarely irregularly scattered in the lower epidermis. Subsidiary cells without papillae, rarely with small proximal papillae.

О п и с а н и е. Листья линейные (табл. I, фиг. 1–4). Ширина листьев 1.5–5 мм в средней части, длина 60–80 мм и более. Верхушка заостренная или округлая. В средней части листа 3–8 жилок (8–10 жилок на 5 мм ширины листовой пластинки). Между жилками расположены смоляные тяжи 65–116 мкм шириной, максимально сохранившаяся длина 1000 мкм (табл. II, фиг. 2).

Листья гипостоматные (табл. II, фиг. 3). Верхний эпидермис сложен удлинёнными узкими четырёхугольными клетками (8–38 × 60–130 мкм, ширина/длина = 1/3–1/13, чаще 1/5–1/7), часто образующими ряды (табл. II, фиг. 3–5). Углы эпидермальных клеток острые, реже закруглен-

ные; антиклинальные стенки прямые, периклиналильные ровные.

Нижний эпидермис состоит из чередующихся устьичных (139–383 мкм) и безустьичных (157–306 мкм) полос (табл. II, фиг. 3, 6, 9). На некоторых фрагментах листьев устьичные полосы выражены нечетко, местами сливаясь друг с другом, в отдельных случаях устьица не образуют полос (табл. II, фиг. 6). Основные клетки как устьичных, так и безустьичных полос такие же по форме и размерам, как и клетки верхнего эпидермиса, с прямыми антиклинальными и ровными периклиналильными стенками. На ширину устьичной полосы приходится 1–3 устьица в узких листьях (табл. II, фиг. 1, 3) и до 4 устьиц в широких листьях (табл. II, фиг. 9). Устьица в устьичных полосах расположены достаточно редко, не образуют рядов, ориентированы продольно. Устьичные комплексы моноциклические, чаще удлиненной формы. Большинство побочных клеток устьиц не имеют папилл, в редких случаях встречаются небольшие проксимальные папиллы (табл. II, фиг. 10, 11). В полярных частях устьиц видны выросты замыкающих клеток (табл. II, фиг. 13). Длина устьиц с этими выростами 70–76 мкм, длина замыкающих клеток без выростов 34–65 мкм, ширина каждой – 10–13 мкм. После мацерации сохраняются наружные стенки, иногда также апертурные и эпидермальные, реже внутренние стенки замыкающих клеток (табл. II, фиг. 8, 12, 13). Эпидермальные стенки замыкающих клеток часто подогнуты в сторону апертур и видны на световом микроскопе в виде двух узких латеральных полумесяцев (табл. II, фиг. 1, 7, 10, 13).

Сравнение и замечания. Согласно сделанным Долуденко описаниям (Вахрамеев, Долуденко, 1961), листья *P. longifolia* немного шире (3–5 мм) листьев *P. angustifolia* (1.5–3 мм). Ревизия образцов показала, что среди листьев, описанных Долуденко как *P. longifolia*, встречаются экземпляры с шириной 2–4 мм. В соответствии с шириной листьев количество жилок тоже варьирует, при этом количество жилок на 5 мм ширины листа остается постоянным. Таким образом, суще-

ственных морфологических отличий между этими двумя видами мы не обнаружили.

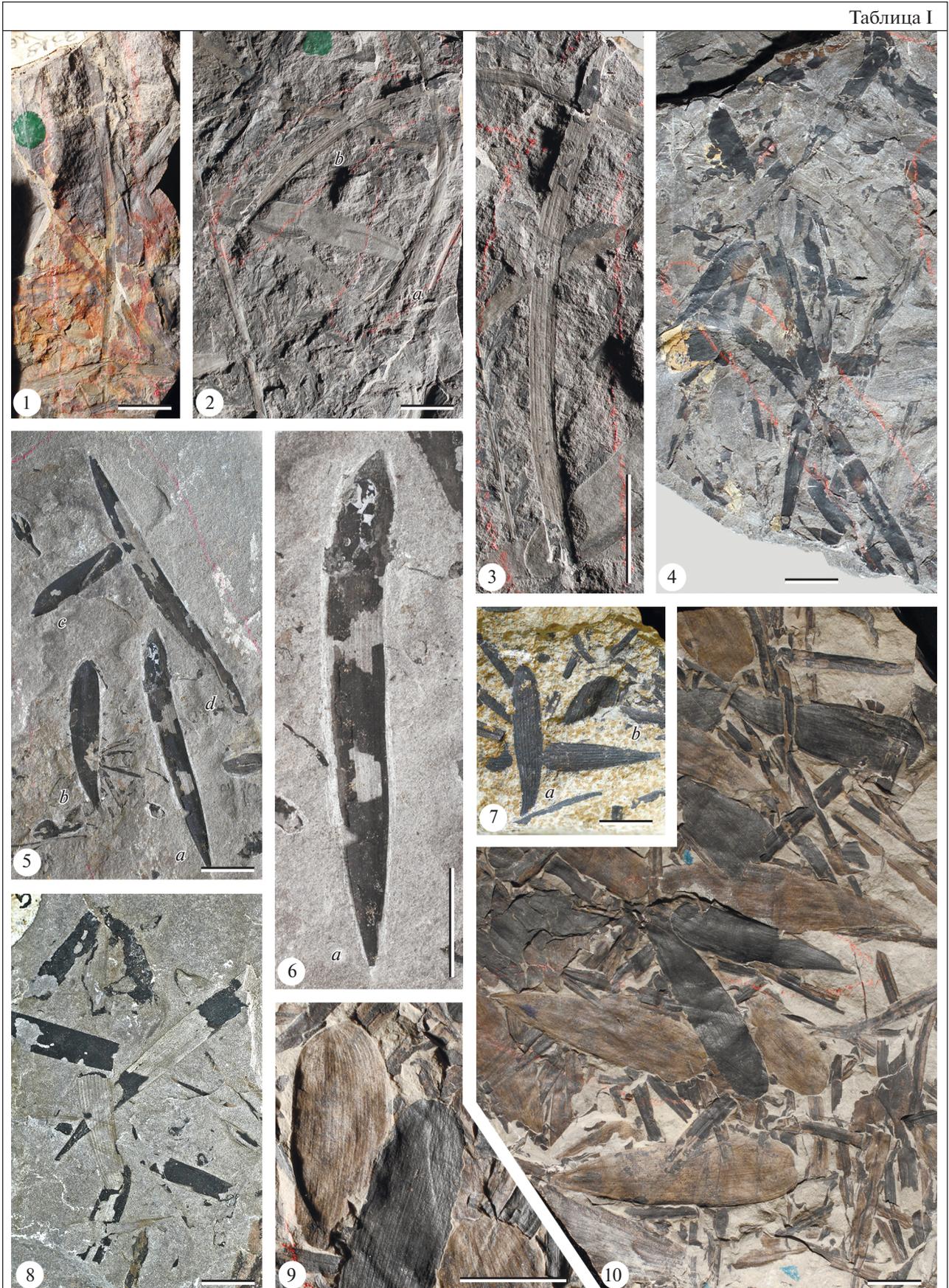
В диагнозе *P. longifolia* указано, что устьица собраны в полосы, однако в описании вида отмечается, что устьица разбросаны по всей нижней поверхности, не образуя полос и рядов (Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 115–116). Позднее, описывая под этим же видовым названием остатки листьев из Иркутского бассейна, Долуденко и Рассказова (1972) отметили расположение устьиц в полосах. Изучив эпидермальное строение типовых экземпляров *P. longifolia*, мы обнаружили, что устьица на нижней поверхности листьев расположены в полосах, хотя местами эти полосы выражены нечетко, сливаясь друг с другом (табл. II, фиг. 6). Согласно приведенным Долуденко описаниям, *P. angustifolia* отличается от *P. longifolia* наличием редких папилл на побочных клетках устьиц. Однако наше исследование показало, что редкие папиллы встречаются и на побочных клетках устьиц листьев, ранее описанных как *P. longifolia*. На основании сходства морфологических и эпидермальных признаков экземпляры, описанные Долуденко как *P. longifolia*, рассматриваются в составе вида *P. angustifolia*.

Красилов (1972) включил в состав *Pseudotorellia angustifolia* описанный Долуденко вид *P. ensiformis* (Вахрамеев, Долуденко, 1961), добавив в описание *P. angustifolia* следующие эпидермальные признаки: наличие срединных кутикулярных утолщений (= валиков) на периклиналильных стенках клеток верхней поверхности листа и частое присутствие папилл на побочных клетках устьиц. Изучив *P. ensiformis*, мы нашли ряд существенных как морфологических, так и эпидермальных отличий от *P. angustifolia*. Листья *P. ensiformis* заметно отличаются от *P. angustifolia* ланцетовидной формой, большей шириной и почти в 10 раз меньшей длиной. В отличие от *P. angustifolia*, клетки верхнего эпидермиса *P. ensiformis* дифференцированы на узкие удлиненные клетки, расположенные над жилками, и широкие как удлиненные, так и короткие, расположенные между ними. Кроме того, *P. angustifolia* отличается от *P. ensiformis* отсутствием кутикулярных валиков на эпидер-

Таблица I. Листья *Pseudotorellia*. Длина масштабной линейки 10 мм.

1–4 – *Pseudotorellia angustifolia* Doludenko, дубликанская свита, титон–берриас: 1–3 – правый берег р. Бурья, Катаевская протока: 1 – скопление листьев, экз. № 3318/120-26; 2 – скопление листьев: 2a – экз. № 3318/120-27a, 2b – экз. № 3318/120-27b; 3 – увеличенный лист с фиг. 2, экз. № 3318/120-27b (голотип); 4 – пос. Чегдомын (шахта 3), скопление листьев, экз. № 3318/9-38; 5, 6, 8 – *Pseudotorellia doludenkoeae* Nosova, Kostina et Bugdaeva, правый берег р. Бурья, ниже устья р. Умалта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд: 5a–5d – четыре листа, экз. № 515/284; 6 – увеличенный лист с фиг. 5a, экз. № 515/284a (голотип); 8 – скопление листьев, экз. № 515/272; 7, 9, 10 – *Pseudotorellia crassifolia* Doludenko, правый берег р. Бурья, ниже устья р. Умалта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд: 7a, 7b – листья, экз. № 3318/58-3 (7a – голотип); 9 – увеличенные верхушки листьев с фиг. 10, экз. № 3318/57-22; 10 – скопление листьев, экз. № 3318/57-22.

Таблица I



мальных клетках. Полученные нами данные подтверждают мнение Долуденко о том, что буреинские ланцетовидные листья следует выделить в отдельный вид, но, принимая во внимание то, что эпидермальное строение типовых экземпляров *P. ensiformis* из Усть-Балея неизвестно, мы выделяем новый вид *P. doludenkoae* sp. nov. (см. описание ниже).

Pseudotorellia angaranica (Киричкова и др., 2020) из Иркутского бассейна по морфологическим и эпидермальным признакам сходна с *P. angustifolia* из Буреинского бассейна, на основании чего мы рассматриваем этот иркутский вид как младший синоним *P. angustifolia*.

В целом *Pseudotorellia angustifolia* характеризуется узкими и длинными линейными листьями; узкими удлинёнными клетками как верхнего, так и нижнего эпидермиса; отсутствием кутикулярных утолщений и папилл на основных эпидермальных клетках; наличием редких небольших проксимальных папилл на некоторых побочных клетках устьиц.

Распространение. Дубликанская свита (титон–берриас) Буреинского бассейна (Хабаровский край), переясловская (нижняя юра) и камалинская (средняя юра) свиты Канского бассейна (Восточная Сибирь), тюменская свита (байос) площади Южно-Часельская (Ямало-Ненецкий автономный округ), наунанская свита (келловей–оксфорд) площади Западно-Останинская (Томская область), присаянская свита (аален–байос) Иркутского бассейна (Восточная Сибирь).

Материал. Правый берег р. Буряя, Катаевская протока, ГИН РАН, экз. № 3318/120-26 (более 8 листьев и их фрагментов), экз. № 3318/120-27 (5 фрагментов листьев); пос. Чегдомын (шахта № 3), ГИН РАН, экз. № 3318/9-38 (более 15 листьев и их фрагментов), дубликанская свита (титон–берриас).

***Pseudotorellia crassifolia* Doludenko, emend. Nosova, Kostina et Bugdaeva**

Табл. I, фиг. 7, 9, 10; табл. III

Pseudotorellia crassifolia (Prynada) Doludenko: Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 114, табл. LVI, фиг. 4, 5.

Pseudotorellia pulchella auct. non (Heer) Vassilevskaja, 1959: Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 113, табл. LVI, фиг. 6, 7.

Голотип – ГИН РАН, № 3318/58-3; Дальний Восток России, правый берег р. Буряя, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд; Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 113, табл. LVI, фиг. 4; обозначен здесь, табл. I, фиг. 7.

Emended diagnosis. Leaves oblanceolate, with their widest part at about the middle or slightly closer to the apex, apex rounded or obtuse; base cuneate. Leaves with 5–6 veins per 5 mm. Leaves hypostomatic. Cells of upper and lower epidermis tetra- to polygonal, elongate to short across intercostal zones and elongate across costal zone; periclinal cell walls smooth. Anticlinal epidermal cell walls of both leaf surfaces straight. Stomata assembled in bands. Stomatal complexes monocyclic, sometimes dicyclic. Subsidiary cells without papillae.

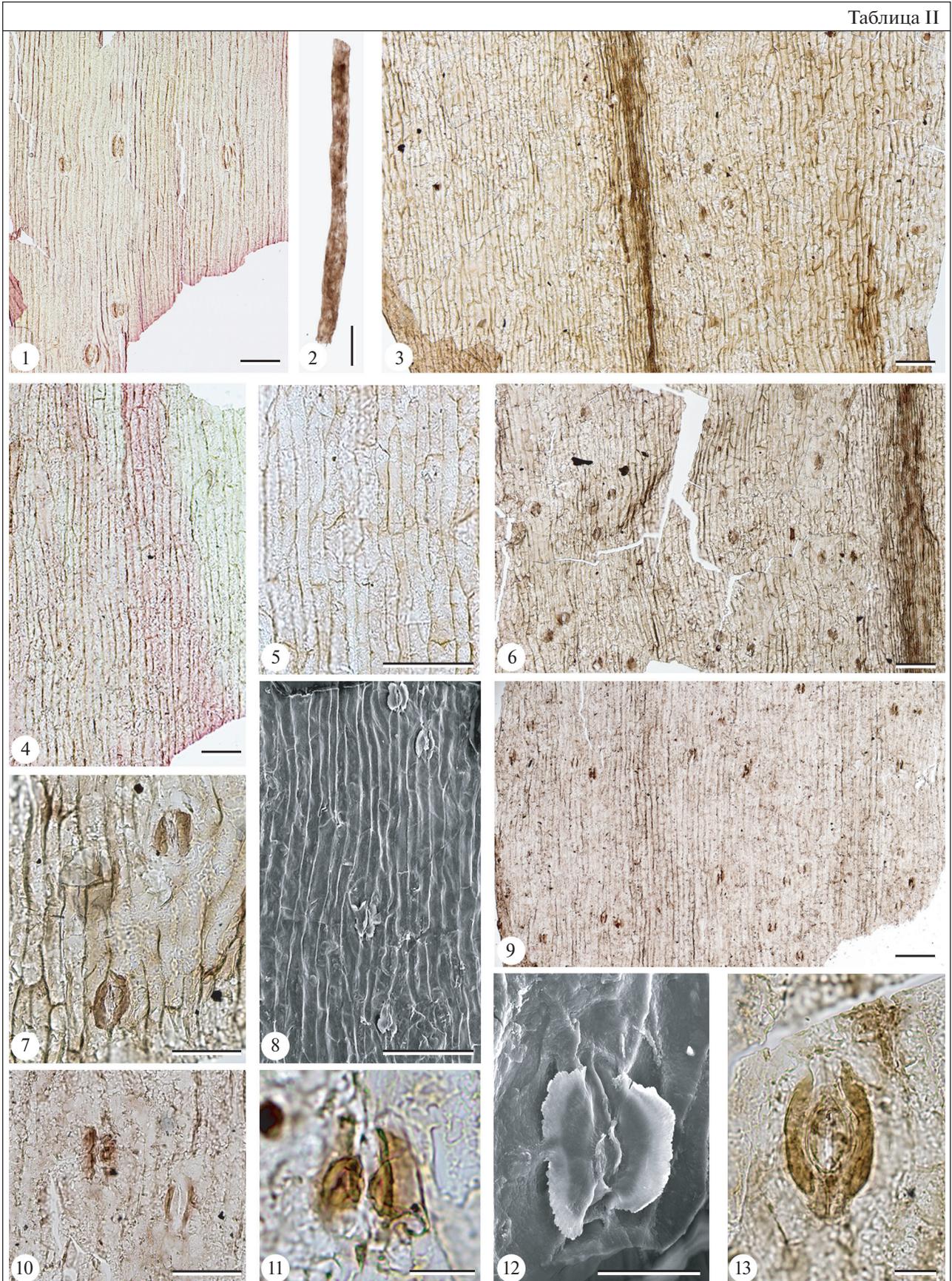
Описание. Листья обратноланцетные с тупой или округлой верхушкой (табл. I, фиг. 7, 9, 10). Длина листьев 30–45 мм, ширина у основания 1–1.5 мм, в верхней трети – 4–12 мм. Число жилок в широкой части листа колеблется от 8 до 15 (5–6 жилок на 5 мм ширины листовой пластинки). Между жилками располагаются смоляные тяжи шириной 28–60 мкм (табл. III, фиг. 3). Наибольшая сохранившаяся длина тяжа – 2300 мкм (табл. III, фиг. 8). Кутикула листьев тонкая.

Листья гипостоматные. По форме эпидермальных клеток костальные (над жилками) и интеркостальные (между жилками) зоны на верхней поверхности листа выражены не всегда четко и примерно равны по ширине (табл. III, фиг. 1). Зоны над жилками образованы рядами четырех- и многоугольных удлинённых эпидермальных клеток как широких (35–46 × 93–115 мкм), так и узких (20–28 × 100–167 мкм). В зонах между жилками клетки эпидермиса четырех- и многоугольные (табл. III, фиг. 2), как короткие (30–89 × 45–92 мкм), так и удлинённые (34–56 × 70–114 мкм). Антиклинальные стенки всех клеток верхнего эпидермиса прямые, углы между ними острые, реже закругленные. Периклинальные стенки клеток ровные.

Нижний эпидермис состоит из чередующихся безустычных и устычных полос, соответствующих

Таблица II. *Pseudotorellia angustifolia* Doludenko, дубликанская свита, титон–берриас. Длина масштабной линейки для фиг. 1–6, 8, 9 – 100 мкм; для фиг. 7, 10 – 50 мкм; для фиг. 11–13 – 20 мкм. 1, 4, 13 – правый берег р. Буряя, Катаевская протока, экз. № 3318/120-27b (голотип): 1 – устьица на нижней поверхности листа; 4 – клетки верхнего эпидермиса; 13 – устьице, видны полярные выросты замыкающих клеток и сохранившиеся внутренние стенки замыкающих клеток; 2, 3, 5–12 – пос. Чегдомын (шахта 3), экз. № 3318/9-38: 2 – смоляной тяж; 3 – верхняя (слева) и нижняя (справа) кутикулы; 5 – клетки верхнего эпидермиса; 6 – нечеткие устычные полосы на нижней стороне листа; 7 – два устьица; 8 – устьица и клетки нижнего эпидермиса, СЭМ, вид изнутри; 9 – устычные (три) и безустычные (две) полосы; 10 – два устьица, одно из которых – с проксимальными папиллами; 11 – устьице с проксимальными папиллами; 12 – устьице, СЭМ, вид изнутри.

Таблица II



костальным и интеркостальным зонам (табл. III, фиг. 4). Основные эпидермальные клетки четырех- и многоугольные, в безустычных зонах (табл. III, фиг. 5) удлинённые (20–45 × 109–140 мкм), в устьичных полосах – как короткие (37–41 × 57–65 мкм), так и удлинённые (25–37 × 99–128 мкм). Антиклинальные стенки клеток прямые, углы между ними острые, реже закругленные. Периклинальные стенки клеток ровные. В пределах полосы устьица расположены очень неравномерно, ориентированы продольно. На ширину полосы приходится три–пять (редко до семи) устьиц (табл. III, фиг. 4). Устьичные комплексы моноклинические (табл. III, фиг. 9), иногда неполно дициклические (табл. III, фиг. 10). Побочных клеток устьиц пять–шесть, две из них полярные; папиллы на побочных клетках отсутствуют. Замыкающие клетки погруженные, крыловидной формы (табл. III, фиг. 7, 10). Длина замыкающих клеток 26–47 мкм, ширина каждой – 8–20 мкм, их полярные выросты не видны. После мацерации сохраняются наружные стенки, а также часто апертурные и эпидермальные (табл. III, фиг. 9, 11, 12), реже внутренние стенки замыкающих клеток (табл. III, фиг. 12).

Сравнение и замечания. Долуденко описала комбинацию *P. crassifolia* (*Prynada*) Doludenko, указав в синонимике В.Д. Принаду как автора видового названия: “*Feildenia crassifolia* Prynada, Принада, 1939 в кн. Херасков и др.” (Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 114). Однако в работе Хераскова и др. (1939) приведены только списки видов без их описаний и изображений. *P. crassifolia* была описана Принадой в неопубликованном геологическом отчете в 1937 г., а значит, этот вид является невалидным. Поскольку Долуденко указала тип вида, ошибочно обозначив его как неотип, и привела видовой диагноз, опубликованный таксон *P. crassifolia* (Вахрамеев, Долуденко, 1961) является валидным. За голотип в настоящей работе принят образец, указанный Долуденко в качестве неотипа.

Изучено также эпидермальное строение бурейских листьев, описанных как *P. pulchella*, и обнаружено, что по всем признакам они сходны с *P. crassifolia*. Поскольку типовой материал *P. cras-*

sifolia происходит из Буреинского бассейна, в отличие от *P. pulchella*, буреинские листья описаны под видовым названием *P. crassifolia*.

P. crassifolia значительно отличается от *P. angustifolia* обратноталцетовидной формой листьев, в 2–4 раза большей шириной и в 2 раза меньшей длиной. В отличие от *P. crassifolia*, эпидермальные клетки обеих поверхностей листьев *P. angustifolia* узкие и сильно удлинённые, устьичные полосы более узкие, устьичные комплексы узкие моноклинические, а замыкающие клетки крупнее.

Распространение. Верхняя подсвита талынджанской свиты (оксфорд) Буреинского бассейна (Хабаровский край).

Материал. Правый берег р. Бурей, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд; ГИН РАН, экз. № 3318/58-3 (три фрагмента листьев), экз. № 3318/57-22 (более 18 листьев и их фрагментов).

***Pseudotorellia doludenkoe* Nosova,
Kostina et Bugdaeva, sp. nov.**

Табл. I, фиг. 5, 6, 8; табл. IV, V

Pseudotorellia ensiformis (Heer) Doludenko: Вахрамеев, Долуденко, 1961, с. 111, табл. LV, фиг. 1–8; табл. LVI, фиг. 1–3.

Pseudotorellia angustifolia Doludenko: Красилов, 1972, с. 58, pro parte, табл. XXI, фиг. 3, 5.

Название вида в честь палеоботаника М.П. Долуденко.

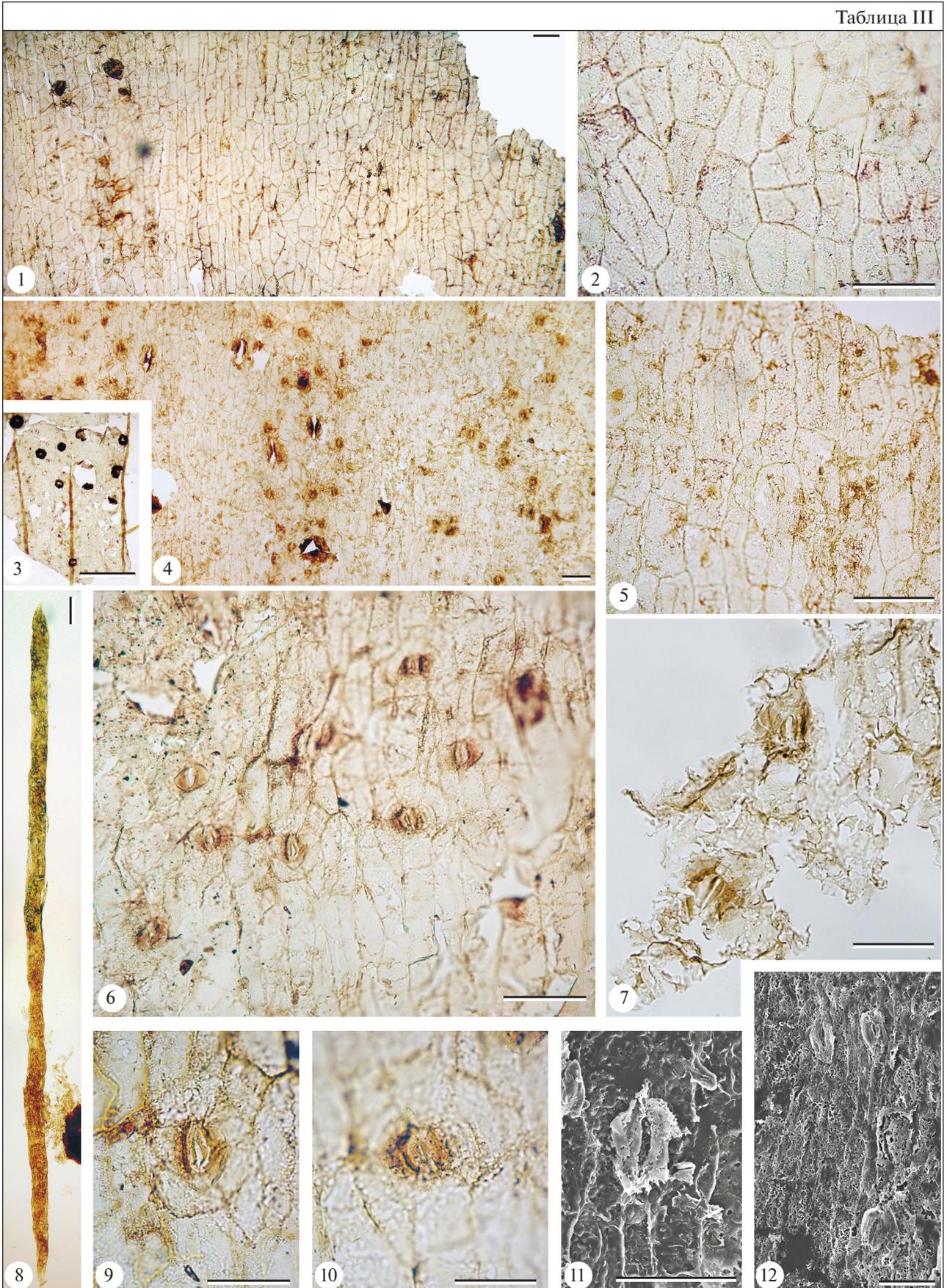
Голотип – ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, № 515/284а, Дальний Восток России, правый берег р. Бурей, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд; Красилов, 1972, табл. XXI, фиг. 5; обозначен здесь, табл. I, фиг. 5а, 6.

Diagnosis. Leaves oblanceolate, with their widest part at about the middle or slightly closer to the apex. Leaf apex rounded or obtuse; base cuneate. Leaves with 5–6 veins per 5 mm in widest part. Leaves hypostomatic. Cells of upper and lower epidermis tetra-, rarely pentagonal; elongate to short across intercostal zones and elongate across costal zones. Some cells of the upper epidermis and the most cells of the lower epidermis with longitudinal cuticular ridges, anticlinal cell walls of both leaf surfaces straight. Stomata

Таблица III. *Pseudotorellia crassifolia* Doludenko, правый берег р. Бурей, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд. Длина масштабной линейки для фиг. 1, 2, 4–6, 8 – 100 мкм; для фиг. 3 – 1000 мкм; для фиг. 7, 9–12 – 50 мкм.

1–6, 8–12 – экз. № 3318/57-22: 1 – кутикула верхней поверхности листа; 2 – клетки интеркостальной зоны верхнего эпидермиса; 3 – расположение смоляных тяжей; 4 – кутикула нижней поверхности листа; 5 – клетки безустычной (костальной) зоны нижнего эпидермиса; 6 – фрагмент устьичной полосы; 8 – смоляной тяж; 9–10 – устьица; 11 – устьице с сохранившимися апертурными и эпидермальными стенками замыкающих клеток, вид изнутри, СЭМ; 12 – устьица, на одном из них видны сохранившиеся внутренние стенки замыкающих клеток, вид изнутри, СЭМ; 7 – устьица на нижней поверхности листа, экз. № 3318/58-3 (голотип).

Таблица III



assembled in narrow bands. Subsidiary cells without papillae, very rarely with small papillae.

О п и с а н и е. Листья обратнoланцетные, с тупой или округлой верхушкой (табл. I, фиг. 5, 6, 8). Длина листьев 38–65 мм, ширина у основания 1–2 мм, в верхней трети – 6–13 мм. В средней части листа 8–10 жилок (5–6 жилок на 5 мм ширины листовой пластинки). Между жилками располагаются смоляные тяжи шириной 59–80 мкм (табл. V, фиг. 6, 11).

Листья гипостоматные. Верхний эпидермис сложен четырех- и пятиугольными клетками, как короткими (30–50 × 36–115 мкм), так и узкими удлинёнными (18–30 × 110–170 мкм), расположенными преимущественно над жилками (табл. IV, фиг. 2, 4, 5; табл. V, фиг. 7). Углы эпидермальных клеток закругленные, реже острые; антиклинальные стенки прямые. Клетки верхнего эпидермиса около сгиба листа имеют кутикулярные валики (табл. V, фиг. 1), остальные эпидермальные клетки верхней поверхности – с ровными периклинальными стенками (табл. IV, фиг. 2, 4, 5).

Нижний эпидермис состоит из чередующихся устьичных (130–310 мкм шириной) и безустьичных (215–400 мкм шириной) полос (табл. IV, фиг. 1, 3, 6; табл. V, фиг. 3, 11). Клетки безустьичных полос четырех- и пятиугольные, узкие удлинённые (10–30 × 110–195 мкм), в устьичных полосах клетки как удлинённые, так и короткие (30–55 × 40–156 мкм); антиклинальные стенки прямые. Большинство клеток имеют продольный кутикулярный валик, иногда прослеживающийся из одной клетки в другую (табл. IV, фиг. 6; табл. V, фиг. 1, 5). Валики от узких (табл. IV, фиг. 3, 7; табл. V, фиг. 1) до широких (табл. IV, фиг. 1, 6; табл. V, фиг. 5), расположены в центре клетки (табл. IV, фиг. 3, 7, 8; табл. V, фиг. 1, 4) или смещены к одной из продольных антиклинальных стенок (табл. IV, фиг. 6; табл. V, фиг. 5). Количество устьиц в устьичной полосе от 2 до 5 (табл. IV, фиг. 1, 3, 6; табл. V, фиг. 1, 3, 11). Устьица в устьичных полосах не образуют четких продолжительных рядов, ориентированы продольно. Устьичные комплексы моноциклические, редко неполно дициклические. Большинство устьичных комплексов без папилл на побочных клетках (табл. IV, фиг. 3, 8; табл. V, фиг. 1, 4, 5, 10), редко некоторые побочные клетки имеют небольшие проксимальные папиллы (табл. IV, фиг. 1, 6; табл. V,

фиг. 2). В полярных частях устьиц видны выросты в виде хвоста ласточки или Т-образные (табл. IV, фиг. 8; табл. V, фиг. 2). Длина устьиц с этими выростами 65–90 мкм, длина замыкающих клеток без выростов 38–63 мкм, ширина каждой – 10–18 мкм. После мацерации сохраняются наружные стенки, а также иногда и внутренние стенки замыкающих клеток (табл. IV, фиг. 8; табл. V, фиг. 5, 8, 9).

С р а в н е н и е и з а м е ч а н и я. Комбинация *Pseudotorellia ensiformis* была предложена Долуденко на основе сходства морфологических признаков бурейнского материала с *Podozamites ensiformis*, описанным Геером из юрских отложений местонахождения Усть-Балей в Иркутском бассейне (Heer, 1876). Однако, в отличие от иркутских листьев, для бурейнских было изучено их эпидермальное строение (Вахрамеев, Долуденко, 1961). Позже Долуденко и Рассказова отметили, что отождествление бурейнских экземпляров *Pseudotorellia ensiformis* с иркутскими было неверным, поскольку эпидермальные признаки иркутских листьев неизвестны (Долуденко, Рассказова, 1972, с. 21), и предложили относить к *P. ensiformis* листья с неизвестными эпидермальными признаками, имеющие такие же морфологические характеристики, как и выбранный ими лектотип из Усть-Балей. В результате листья из Бурейнского бассейна, описанные Долуденко как *P. ensiformis*, мы выделяем в новый вид.

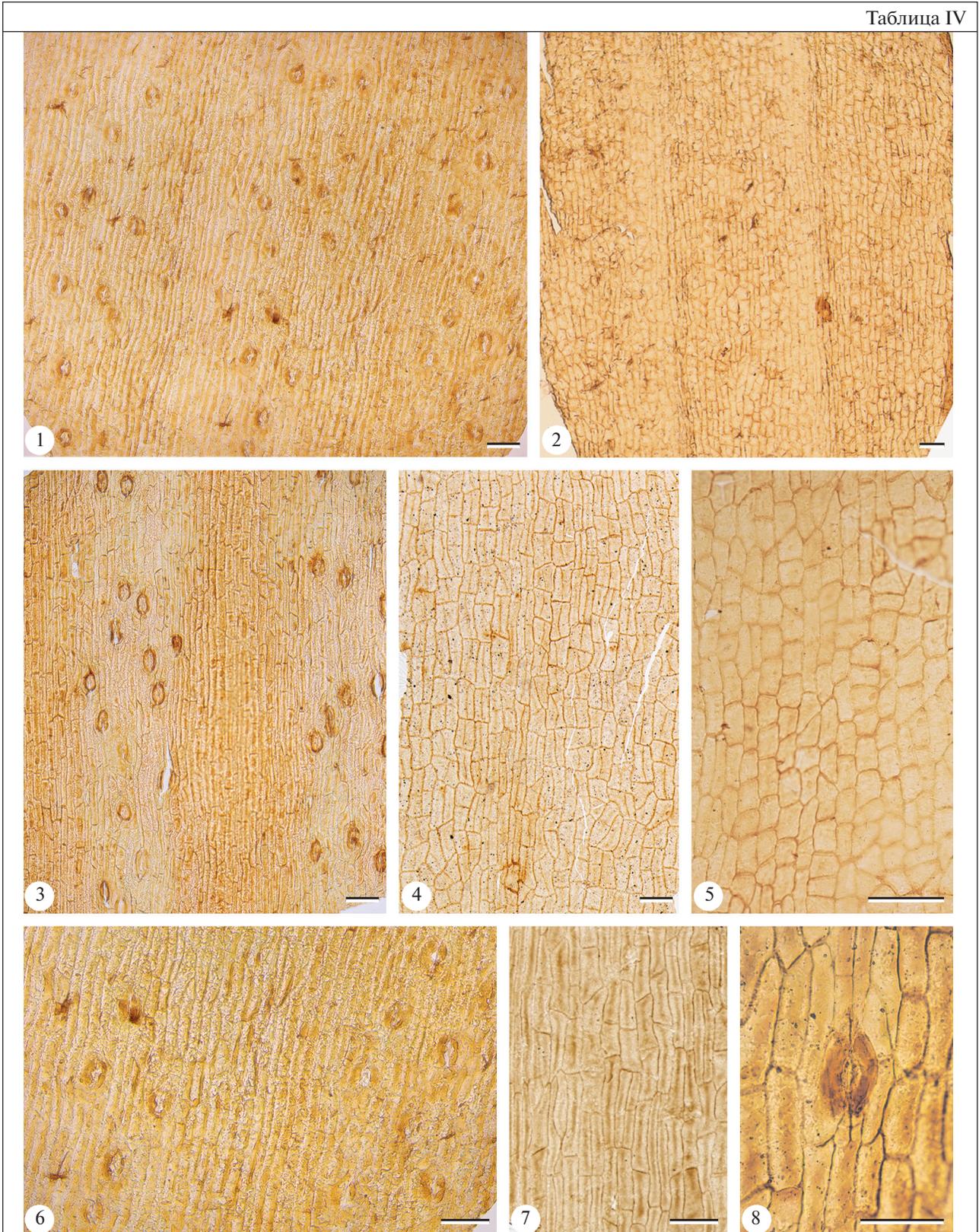
По морфологии *P. doludenkoe* сходна с *P. crassifolia* (см. описание выше), но существенно отличается по эпидермальным признакам. Кутикула листьев нового вида заметно толще кутикулы *P. crassifolia*. Кроме этого, *P. doludenkoe* существенно отличается от *P. crassifolia* наличием кутикулярных валиков на периклинальных стенках эпидермальных клеток, а также бóльшим размером устьиц.

P. doludenkoe отличается от *P. angustifolia* ланцетовидной формой листьев, их большей шириной и меньшей длиной. В отличие от *P. angustifolia*, клетки верхнего эпидермиса *P. doludenkoe* дифференцированы по форме на узкие удлинённые, расположенные над жилками, и широкие как удлинённые, так и короткие, расположенные между полосами узких клеток. Кроме того, новый вид отличается от *P. angustifolia* наличием кутикулярных валиков на эпидермальных клетках.

Таблица IV. *Pseudotorellia doludenkoe* Nosova, Kostina et Bugdaeva, sp. nov. Длина масштабной линейки для фиг. 1–7 – 100 мкм; для фиг. 8 – 50 мкм.

1–3, 6 – правый берег р. Бурей, ниже устья р. Умалта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд: 1, 6 – фрагменты нижнего эпидермиса, экз. № 515/284а (голотип); 2 – фрагмент верхнего эпидермиса, экз. № 515/284а (голотип); 3 – устьичные и безустьичные полосы нижнего эпидермиса, экз. № 515/272; 4, 5, 7, 8 – правый берег р. Бурей, Катаевская протока; дубликанская свита, титон–берриас: 4, 5 – эпидермальные клетки верхнего эпидермиса: 4 – экз. № 3318/54-90; 5 – экз. № 3318/52-4; 7 – клетки безустьичной полосы, экз. № 3318/120-28; 8 – устьице, экз. № 3318/52-4.

Таблица IV



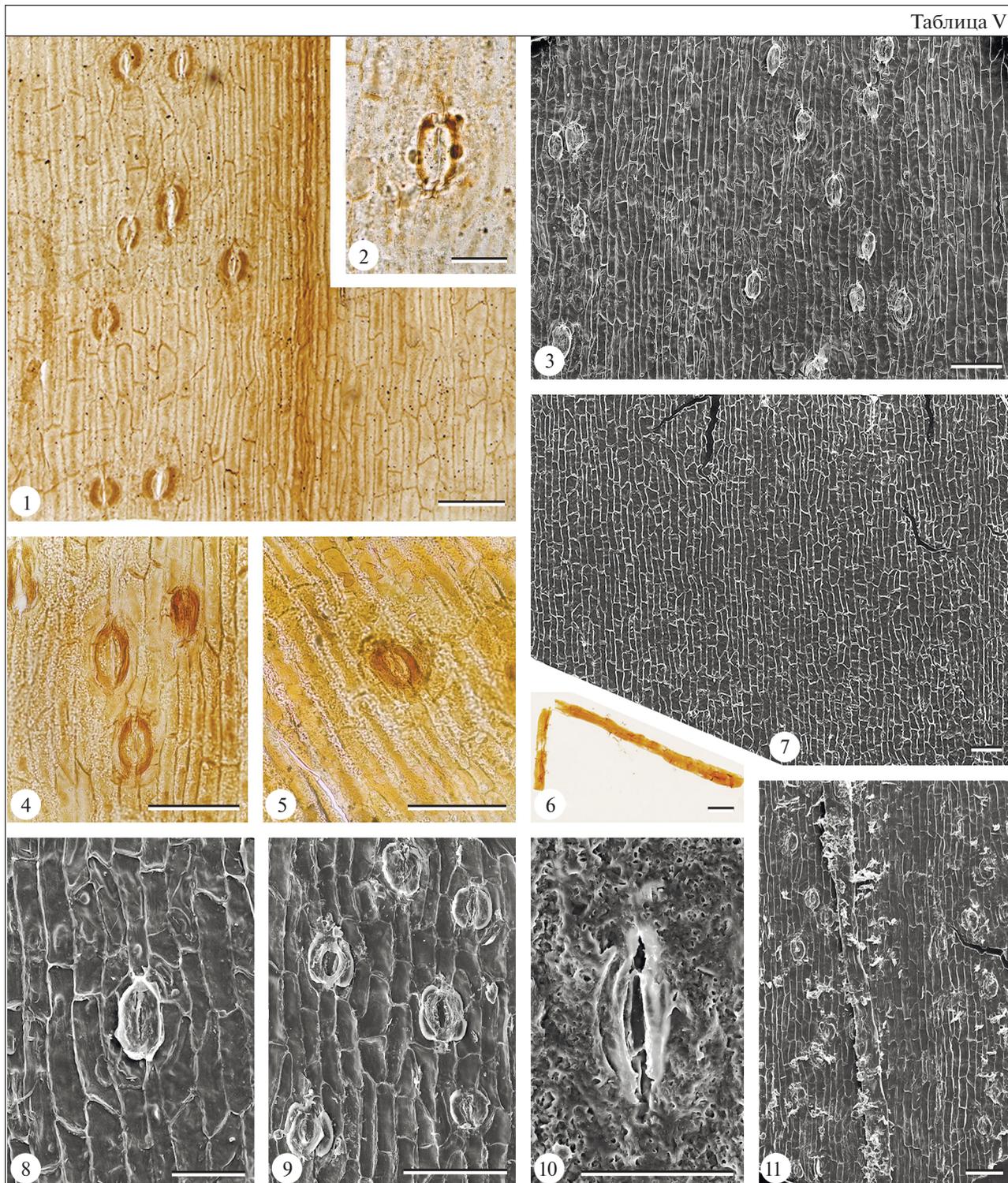


Таблица V. *Pseudotorellia doludenkoae* Nosova, Kostina et Bugdaeva, sp. nov. Масштабная линейка для фиг. 1, 3–7, 9, 11 – 100 мкм; для фиг. 2, 8, 10 – 50 мкм.

1, 2 – правый берег р. Буря, Катаевская протока; дубликанская свита, титон–берриас: 1 – краевая устьичная полоса нижнего эпидермиса (слева) и клетки верхнего эпидермиса (справа), экз. № 3318/57-6; 2 – устьица, экз. № 3318/118; 3–11 – правый берег р. Буря, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд: 3 – устьичные и безустьичные полосы, СЭМ, вид изнутри, экз. № 515/272; 4 – устьица, экз. № 515/272; 5 – устьице, экз. № 515/284a (голотип); 6 – смоляной тяж, экз. № 515/284a (голотип); 7 – клетки верхнего эпидермиса, СЭМ, вид изнутри, экз. № 515/272; 8 – устьице с сохранившимися внутренними стенками замыкающих клеток, СЭМ, вид изнутри, экз. № 515/272; 9 – устьица, СЭМ, вид изнутри, экз. № 515/284a (голотип); 10 – устьице, СЭМ, вид снаружи, экз. № 515/284a (голотип); 11 – устьичные полосы и смоляной тяж, СЭМ, вид изнутри, экз. № 515/284a (голотип).

Таблица 1. Результаты ревизии видового состава рода *Pseudotorellia* в Буреинском бассейне

Вахрамеев, Долуденко, 1961	Красилов, 1972	Результаты ревизии (данная статья)
<i>P. angustifolia</i> Doludenko	<i>P. angustifolia</i> Doludenko	<i>P. angustifolia</i> Doludenko
<i>P. longifolia</i> Doludenko	<i>P. longifolia</i> Doludenko	
<i>P. pulchella</i> (Heer) Vassilevskaja	<i>P. (Eretmophyllum?) pulchella</i> (Heer) Vassilevskaja	<i>P. crassifolia</i> Doludenko
<i>P. crassifolia</i> (Prynada) Doludenko		
<i>P. ensiformis</i> (Heer) Doludenko	<i>P. angustifolia</i> Doludenko	<i>P. doludenkoe</i> sp. nov.

По форме и размерам листьев, а также по расположению устьиц в полосах, наличию кутикулярных валиков на основных эпидермальных клетках и отсутствию папилл на побочных клетках большинства устьиц *P. doludenkoe* сходна с *P. grojecensis* Reumanówna из нижней юры Польши (Reumanówna, 1963), *P. krassilovii* Bugdaeva из нижнего мела Южного Приморья (Bugdaeva, Markevich, 2009) и *P. retusa* Bose et Manum из нижнего мела Шпицбергена (Bose, Manum, 1990; Pott et al., 2016).

P. grojecensis отличается от *P. doludenkoe* своеобразным строением верхнего эпидермиса, сложенного из “пачек” четырехугольных клеток одинаковой длины, ориентированных то вдоль, то поперек оси листа.

В отличие от нового вида, у *P. krassilovii* кутикулярные утолщения на периклиальных стенках основных эпидермальных клеток образованы скоплениями небольших уплощенных папилл. Кроме этого, у *P. krassilovii* ширина устьичных полос в три раза шире безустьичных, в то время как у *P. doludenkoe* безустьичные полосы равны или немного шире устьичных полос.

P. retusa отличается от *P. doludenkoe* меньшими размерами листьев (3–5 × 10–19 мм), зубчатым краем листовой пластинки, большей шириной устьичных полос (до 6 устьиц на ширину полосы) и слабоизвилистыми антиклинальными стенками некоторых эпидермальных клеток.

Распространение. Верхняя подсвита талынджанской свиты (оксфорд) и дубликанская свита (титон–берриас) Буреинского бассейна (Хабаровский край).

Материал. Правый берег р. Буряя, ниже устья р. Умальта; верхняя подсвита талынджанской свиты, оксфорд; ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, экз. № 515/272 (более 10 листьев и их фрагментов), экз. № 515/284 (четыре листа); ГИН РАН, экз. №№ 3318/52-3, 3318/52-4, 3318/54-9; Катаевская протока; дубликанская свита, титон–

берриас; ГИН РАН, экз. №№ 3318/118-1, 3318/118-2, 3318/120-25.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отдельные листья *Pseudotorellia* и их фрагменты по морфологическим признакам сходны с некоторыми листьями *Phoenicopsis* Heer, *Eretmophyllum* Thomas, *Podozamites* Braun, а также с фрагментами листьев *Baiera* Braun и *Sphenobaiera* Florin, поэтому их определение должно основываться не только на морфологии, но и на строении эпидермиса. Эпидермальные признаки *Pseudotorellia* позволяют достаточно четко отличить этот род от других ископаемых таксонов, также они являются решающими и при выделении видов, поскольку сходные по морфологии листья *Pseudotorellia* часто имеют различное строение эпидермиса. Это подтверждают и наши исследования остатков *Pseudotorellia* из Буреинского бассейна, где у одинаковых по форме и размерам листьев *P. crassifolia* и *P. doludenkoe* sp. nov. эпидермальное строение совершенно разное. У большинства листьев *Pseudotorellia* кутикула достаточно толстая, устойчивая к химической мацерации, что позволяет детально изучать их эпидермальное строение и определять систематическую принадлежность не только целых листьев, но и их фрагментов, а также дисперсных кутикул. Это, в свою очередь, указывает на стратиграфическую значимость рода *Pseudotorellia*, особенно при изучении скважинного материала и углей, где сохранность растительных остатков не позволяет с уверенностью судить об их морфологии.

Систематический состав рода *Pseudotorellia*, а также стратиграфическая и географическая приуроченность видов неоднократно уточнялись разными авторами (Bugdaeva, 1999; Киричкова, Носова, 2009; Horiuchi, Uemura, 2017; Nosova,

Golovneva, 2018). В результате проведенной нами ревизии число видов *Pseudotorellia* в Буреинском бассейне сократилось до трех, описанных как по морфологическим, так и по эпидермальным признакам (табл. 1).

Остатки *Pseudotorellia angustifolia* были обнаружены в дубликанской свите, *P. crassifolia* – в талынджанской, а ископаемые листья *P. doludenkoae* sp. nov. встречаются как в талынджанской, так и в дубликанской свите. В дальнейшем эти виды могут выступать в роли коррелятивных таксонов при внутривассейновой и межрегиональной корреляции континентальных толщ.

Была проведена ревизия всех находок листьев, описанных ранее как *Pseudotorellia angustifolia*, и в состав этого вида были включены только те из них, у которых эпидермальные признаки сходны с таковыми изученных нами типовых листьев из Буреинского бассейна. На основе полученных данных можно сделать вывод, что вид *P. angustifolia* имел достаточно широкое распространение в юре и раннем мелу Сибири и Дальнего Востока. Помимо титон–берриаса Буреинского бассейна, этот вид известен из нижне- и среднеюрских отложений Канского бассейна (Костина, 2004), из среднеюрских отложений Ямало-Ненецкого автономного округа, средне-верхнеюрских отложений Томской области (Киричкова и др., 2005) и из среднеюрских отложений Иркутского бассейна (Киричкова и др., 2020). По-видимому, *P. angustifolia* появился в раннеюрскую эпоху на территории современной Восточной Сибири (Канский бассейн), в средней юре его ареал расширился как на северо-запад (Томская область и Ямало-Ненецкий автономный округ), где вид сохранился местами (Томская область) до поздней юры, так и на восток – до Иркутской области и Хабаровского края (Буреинский бассейн), где он сохранился до раннего мела (берриас). Возможно, подобный эволюционный стазис *P. angustifolia* был обусловлен существованием растения в одних и тех же условиях теплого и влажного палеоклимата данных территорий.

Благодарности. Работа выполнена на оборудовании центра коллективного пользования “Клеточные и молекулярные технологии изучения растений и грибов” БИН РАН (Санкт-Петербург), а также на оборудовании центра коллективного пользования ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН (Владивосток). Авторы благодарны Александру Борисовичу Доуэльду (Национальный институт карпологии (Гертнеровский Институт), Москва) за советы в решении вопросов синонимии и Максиму Алексеевичу Афонину (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток) за помощь в поиске литературы.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 20-04-00355 и в рамках госзаданий БИН РАН (тема № АААА-А19-119021190031-8), ГИН РАН (тема № 0135-2019-0045) и ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН (тема № АААА-А17-117062710083-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аношкин В.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200000. (Изд. 2-ое). Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с. +5 вкл.
- Василевская Н.Д.* Голосеменные растения из угленосных отложений Сангарского района (Ленский угленосный бассейн) // Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии. Л.: НИИГА, 1959. С. 49–76.
- Вахрамеев В.А., Долуденко М.П.* Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. 1961. Вып. 54. 132 с.
- Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л.* Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемезозойских отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 2. С. 120–133.
- Головнева Л.Б., Носова Н.В.* Альб-сеноманская флора Западной Сибири. СПб.: Марафон, 2012. 436 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 – Хабаровск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
- Давыдова Т.П., Гольдштейн Ц.Л.* Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеолиздат, 1949. 306 с.
- Долуденко М.П., Рассказова Е.С.* Гинкговые и чекановские Иркутского бассейна // Мезозойские растения (гинкговые и чекановские) Восточной Сибири. М.: Наука, 1972. С. 7–43.
- Киричкова А.И., Носова Н.В.* Род *Pseudotorellia* Florin (*Ginkgoales*): таксономический и стратиграфический аспекты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 59–76.
- Киричкова А.И., Костина Е.И., Быстрицкая Л.И.* Фито-стратиграфия и флора юрских отложений Западной Сибири. СПб.: Недра, 2005. 378 с.
- Киричкова А.И., Носова Н.В., Костина Е.И., Ярошенко О.П.* Континентальная юра Иркутского угленосного бассейна. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. 288 с.
- Костина Е.И.* Юрская флора Канского угленосного бассейна. М.: ГЕОС, 2004. 165 с.
- Красилов В.А.* Мезозойская флора реки Буреи (*Ginkgoales* и *Czekanowskiales*). М.: Наука, 1972. 151 с.
- Красилов В.А.* Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна //

- Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973. С. 28–51.
- Лебедев Е.Л., Паракецов К.В. О границе юры и мела в континентальных отложениях Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 124–133.
- Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
- Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Палинологическое обоснование возраста пограничных отложений юры и мела в Буреинском бассейне (Российский Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 90–99.
- Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Позднеюрско-раннемеловые растения-углеобразователи Буреинского бассейна (российский Дальний Восток) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 14–30.
- Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р., Шилова М.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-52 – Благовещенск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 496 с.
- Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, Хабаровск, 1990. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с.
- Станиславский Ф.А. Новый род *Toretzia* из верхнего триаса Донбасса и его отношение к родам порядка Ginkgoales // Палеонтол. журн. 1973. Т. 1. С. 88–96.
- Херасков Н.П., Давыдова Т.Н., Крашенинников Г.Ф., Пенинский Д.Д. Геология Буреинского бассейна. М.–Л.: ГОНТИ, 1939. 173 с. (Тр. Всесоюзного научно-исслед. ин-та минерального сырья. Вып. 149).
- Bose M.N., Manum S.B. Mesozoic conifer leaves with “*Sciadopitys*-like” stomatal distribution. A re-evaluation based on fossils from Spitsbergen, Greenland and Baffin Island // Norsk Polarinst. Skrifter. 1990. V. 192. P. 1–81.
- Bugdaeva E.V. The history of the genus *Pseudotorellia* Florin (Pseudotorelliaceae, Ginkgoales) // Paleontol. J. 1999. V. 33. № 5. P. 566–576.
- Bugdaeva E.V., Markevich V.S. The coal-forming plants of Rhabdopissites in the Lipovtsy Coal Field (Lower Cretaceous of Southern Primorye) // Paleontol. J. 2009. V. 43. № 10. P. 1217–1229.
- Chen F., Meng X.Y., Ren S.Q., Wu C.L. The Early Cretaceous Flora of Fuxin Basin and Tiefu Basin, Liaoning Province. Beijing: Geol. Publishing House, 1988. 180 p. (in Chinese).
- Dong C., Zhou Z., Zhang B., Wang Y., Shi G. *Umaltolepis* and associated *Pseudotorellia* leaves from the Middle Jurassic of Yima in Henan Province, Central China // Rev. Palaeobot. Palynol. 2019. V. 271. P. 104–111.
- Florin R. Die fossilen Ginkgophyten von Franz-Joseph-Land nebst Erörterung über vermeintliche Cordaitales mesozoischen Alters. I. Spezieller Teil // Palaeontogr. Abt. B. 1936. Bd. 81. P. 71–173.
- Gordenko N.V. *Vladimariales* ordo nov. (Gymnospermae) from the Middle Jurassic (Kursk Region, European Russia) // Paleontol. J. 2010. V. 44. № 10. P. 1281–1307.
- Heer O. Beitrage zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes // Mem. l'Acad. Imperiale Sci. St. Petersburg. 1876. Ser. VII. T. XXII. № 12. 122 p. (also *Flora fossilis arctica*. Zurich. V. 4).
- Herrera F., Shi G., Ichinnorov N., Takahashi M., Bugdaeva E.V., Herendeen P.S., Crane P.R. The presumed ginkgophyte *Umaltolepis* has seedbearing structures resembling those of *Peltaspermales* and *Umkomasiales* // Proc. Nat. Acad. Sci. 2017. V. 114. P. E2385–E2391.
- Horiuchi J., Uemura K. Paleocene occurrence of *Pseudotorellia* Florin (Ginkgoales) from Northeast Japan and the Meso-Cenozoic history of *Pseudotorellia* and *Torellia* // Rev. Palaeobot. Palynol. 2017. V. 246. P. 146–160.
- Nosova N. Female reproductive structures of *Umaltolepis* Krassilov and associated short shoots, buds and leaves of *Pseudotorellia* Florin from the Middle Jurassic of Angren, Uzbekistan // Rev. Palaeobot. Palynol. 2020. V. 281. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104266>
- Nosova N. Female reproductive structures of *Umaltolepis* Krassilov and associated leaves of *Pseudotorellia* Florin from the Middle Jurassic of East Siberia, Russia // Rev. Palaeobot. Palynol. 2021. V. 289. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2021.104412>
- Nosova N., Golovneva L. *Phoenicopsis* (Leptostrobales) and *Pseudotorellia* (Ginkgoales) from the Cretaceous of North Asia // Cretaceous Res. 2018. V. 86. P. 149–162.
- Pott C., van der Burgh J., van Konijnenburg-van Cittert J.H.A. New ginkgophytes from the Upper Triassic-Lower Cretaceous of Spitsbergen and Edgeøya (Svalbard, Arctic Norway): the history of Ginkgoales on Svalbard // Int. J. Plant Sci. 2016. V. 177. P. 175–197.
- Reymanówna M. The Jurassic flora from Grojec near Cracow in Poland, part 1 // Acta Palaeobot. 1963. V. 4. P. 9–48.
- Schweitzer H.J., Kirchner M. Die Rhäto-Jurassischen Floren des Iran und Afghanistans. 8. Ginkgophyta // Palaeontographica. 1995. B. 237. P. 1–58.
- Shi G., Crane P.R., Herendeen P.S., Ichinnorov N., Takahashi M., Herrera F. Diversity and homologies of corytosperm seed-bearing structures from the Early Cretaceous of Mongolia // J. Systematic Palaeontol. 2019. V. 17. № 12. P. 997–1029.
- Wang Z.Q. Plant kingdom. Palaeontological Atlas of North China II Mesozoic. Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources. Beijing: Geological Publishing House, 1984. P. 223–296 (in Chinese).
- Watson J. A revision of the English wealden flora I: *Charales*-Ginkgoales // Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.). 1969. V. 17. № 5. P. 209–254.
- Zhou Z.Y. Phylogeny and evolutionary trends of Mesozoic ginkgoaleans: a preliminary assessment // Rev. Palaeobot. Palynol. 1991. V. 68. P. 203–216.

Рецензенты Е.Б. Волынец, А.Б. Герман

Pseudotorellia Florin from the Upper Jurassic—Lower Cretaceous of the Bureya Basin, Russian Far East

N. V. Nosova^{a, #}, E. I. Kostina^b, and E. V. Bugdaeva^c

^a*Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia*

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

^c*Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[#]*e-mail: natanosova@gmail.com*

Revised understanding of *Pseudotorellia* leaves from the Upper Jurassic—Lower Cretaceous of the Bureya Basin (Russian Far East) is presented. The similarity of the morphology and epidermal characters of *Pseudotorellia angustifolia* Doludenko and *P. longifolia* Doludenko suggests that *P. longifolia* is a synonym of *P. angustifolia*. Leaves from the Bureya Basin, previously referred to *P. ensiformis* (Heer) Doludenko based on both morphological and epidermal features, are described as a new species *P. doludenkoae* sp. nov., since the type material of *P. ensiformis* from the Irkutsk Basin does not have preserved cuticles and their leaf epidermal features are unknown. The epidermal characters of leaves described previously as *Pseudotorellia pulchella* and *P. crassifolia* are studied here for the first time. These species have similar morphological and epidermal features, hence they are described as *P. crassifolia*, and its emended diagnosis is provided. The well-defined cuticular features of *Pseudotorellia* allow us to reliably assign even cuticle fragments and dispersed cuticles to a particular species that makes this genus stratigraphically significant for a bulk of Mesozoic deposits. This indicates a large stratigraphic potential of the *Pseudotorellia* species for the intra-basin and interregional stratigraphy of continental deposits, especially when studying core material and coals, where the preservation of plant remains does not usually allow judging their morphology. The revision of all known occurrences of *Pseudotorellia angustifolia* makes it possible to discuss the place and time of the first appearance of this species and its further distribution in space and time. Apparently, this species originated in the Early Jurassic of East Siberia (Kansk Basin). In the Middle Jurassic, its range expanded both to the northwest and to the east. The northwest expansion includes the Tomsk Region and Yamalo-Nenets Autonomous Okrug, where this species was preserved until the Late Jurassic. The eastern expansion is to both the Irkutsk Region (Middle Jurassic) and to the Khabarovsk Krai (Bureya Basin), where it survived until the Early Cretaceous.

Keywords: Pseudotorellia, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Bureya Basin

УДК 551.763.3/550.384.5:550.384/(1-924.71)

БИО-, ХЕМО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНОГО ИНТЕРВАЛА САНТОНА–КАМПАНА РАЗРЕЗОВ КУДРИНО И АКСУ-ДЕРЕ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ): ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ И ВЫБОРА ЛИМИТОТИПА НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ КАМΠΑНСКОГО ЯРУСА.

СТАТЬЯ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, БИОСТРАТИГРАФИЯ

© 2021 г. А. Ю. Гужиков^{1, *}, Е. Ю. Барабошкин^{2, 3}, Г. Н. Александрова³,
И. П. Рябов¹, М. А. Устинова³, Л. Ф. Копаевич², Г. В. Миранцев⁴,
А. Б. Кузнецов⁵, П. А. Фокин², В. Л. Косоруков²

¹Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия

²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

⁵Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: aguzhikov@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.09.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принята к публикации 17.12.2020 г.

Получены новые комплексные данные по двум разрезам пограничного интервала сантона–кампана Юго-Западного Крыма. В статье 1 представлены детальные геологические описания разрезов, литолого-минералогические и палеоихнологические материалы, результаты определений макро- (криноидеи, аммониты, белемниты) и микропалеонтологических (диноцисты, наннопланктон, бентосные и планктонные фораминиферы) остатков. По результатам исследований реконструированы колебания уровня моря, вариации активности аллотигенного привноса (в том числе пирокластического материала) и другие особенности осадконакопления. Все макро- и микропалеонтологические данные подтверждают позднесантонский–раннекампанский возраст пород, по каждой из микропалеонтологических групп установлены биостратоны и проведено детальное расчленение разрезов.

Ключевые слова: верхний мел, сантон, кампан, диноцисты, бентосные фораминиферы, планктонные фораминиферы, наннопланктон, криноидеи, аммониты, белемниты, ихнокомплексы, Крым

DOI: 10.31857/S0869592X21040025

ВВЕДЕНИЕ

Сантонские–кампанские отложения, составляющие значительную часть верхнемелового комплекса Горного Крыма (рис. 1а), представлены преимущественно известняками и мергелями. Многие известные в литературе разрезы, мощность которых достигает 200 м и более, находятся в юго-западной части Горного Крыма. Несмотря на фаунистическую охарактеризованность и длительную историю их изучения (Weber, Malyshev, 1923; Найдин, 1953, 1959; Найдин и др., 1981; Маслакова, Найдин, 1958; Маслакова, 1959, 1967; Кликушин, 1980, 1981, 1985; Алексеев, 1989; Копаевич, Walaszczyk, 1990; Копаевич, 2010; Гожик и др., 2013 и многие другие), выполнение деталь-

ных межрегиональных корреляций и обоснование уровня нижней границы кампана по сей день остаются актуальными стратиграфическими проблемами для Юго-Западного Крыма и Крымского полуострова в целом.

Наиболее полные разрезы пограничного интервала сантона–кампана с надежным палеонтологическим обеспечением располагаются в Юго-Западном Крыму на правом склоне долины р. Кача в районе с. Кудрино (рис. 1б). В одном из них – в разрезе оврага Аксу-Дере – на основе комплексных макро- и микрофаунистических исследований ранее была установлена граница сантона–кампана (Фокин и др., 2018). Главными критериями для ее определения послужили находки криноидей

Marsupites testudinarius (Schloth.), уровень исчезновения которых (LO) предлагается в качестве маркера подошвы кампанского яруса (Hancock et al., 1996). Большую ценность для обоснования границы представляют найденные здесь белемниты *Actinocamax verus* Miller и аммонит *Parapuzosia* (P.) cf. *leptophylla* (Sharpe) (Барабошкин, Фокин, 2019).

Легкодоступные и хорошо обнаженные разрезы в Юго-Западном Крыму после дополнительного палеонтологического изучения и получения магнито- и хеостратиграфических характеристик потенциально могут претендовать на роль глобального лимитотипа (GSSP) или дополнительного разреза (auxiliary) подошвы кампанского яруса, которые на данный момент еще не определены Международным союзом геологических наук. В настоящее время кандидатами на стратотип нижней границы кампана являются разрезы в Центральном Техасе и Южной Англии (Hancock et al., 1996; Stratigraphy.org), каждый из которых не в полной мере удовлетворяет требованиям, предъявляемым к выбору лимитотипа (Remane et al., 1996), в частности запросу на пригодность пород к палеомагнитным исследованиям. Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Англии (Montgomery et al., 1998) противоречивы и до сих пор являются предметом дискуссий (Razmjooei et al., 2014, 2018; Thibault et al., 2016 и др.), а по тexasскому разрезу Уоксахачи (Gale et al., 2008) отсутствуют вовсе.

Разрез Аксу-Дере (рис. 1б, 1в), несмотря на хорошее микро- и макрофаунистическое обеспечение, в том числе криноидеями, аммонитами и белемнитами (Барабошкин, Фокин, 2019; Фокин и др., 2018), не может претендовать на лимитотип яруса, потому что содержит явные признаки перерывов (размывов) в осадконакоплении и конденсаций непосредственно вблизи сантонской–кампанской границы (Фокин и др., 2018; Барабошкин, Фокин, 2019). В то же время в расположенном поблизости (примерно в 2.2 км южнее) разрезе Кудрино-2 (рис. 1б, 1в) сохранилась более полная литологическая последовательность пограничного интервала, и сводный разрез Кудрино–Аксу-Дере потенциально соответствует требованиям к полноте разреза, предъявляемым к GSSP. В разрезе Кудрино ранее проводилось изучение микрофауны на отдельных уровнях (Кобаевич, Хотылев, 2014 и др.), однако положение границы сантона–кампана в нем до настоящего времени точно определено не было.

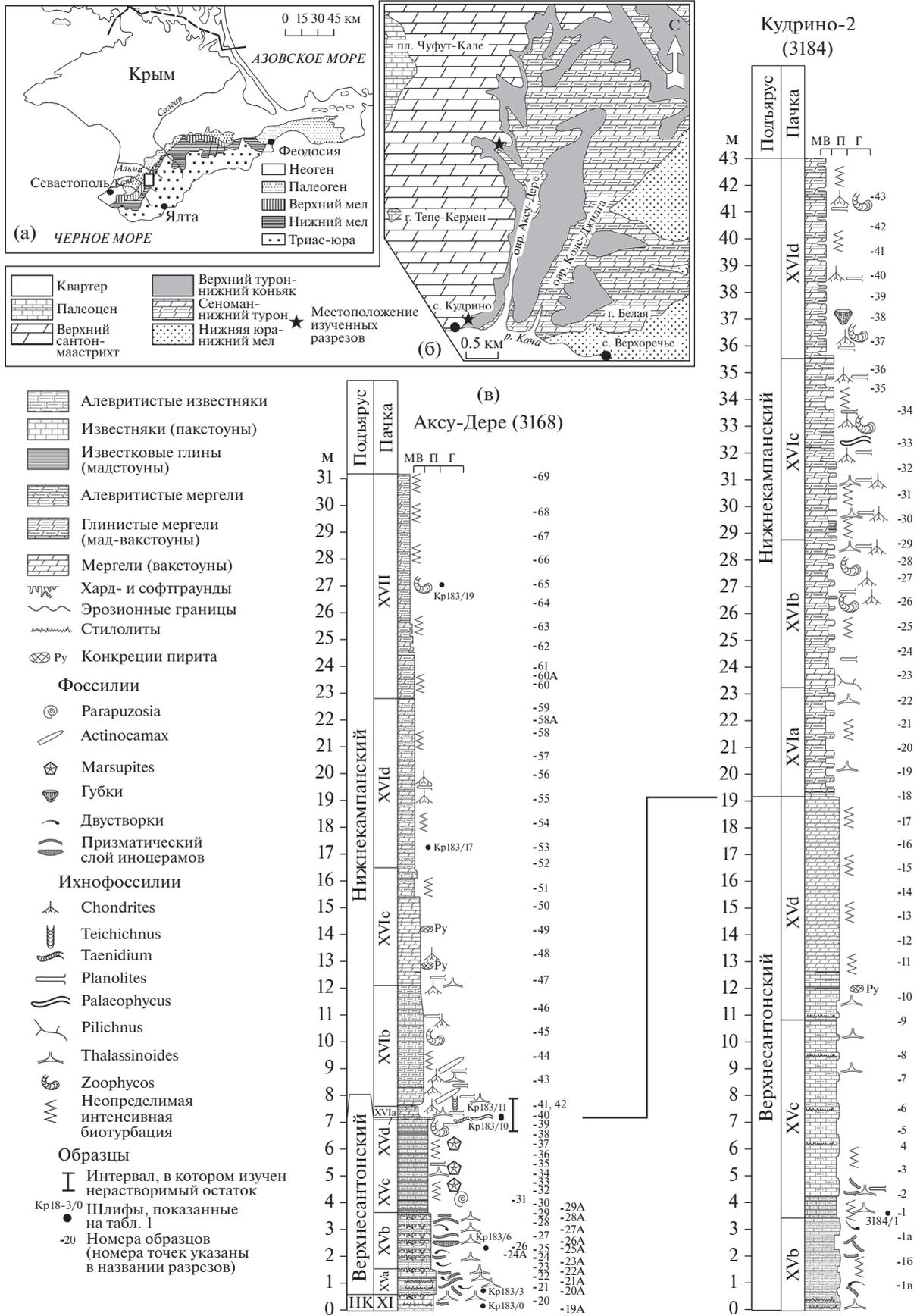
Авторами проведено детальное био-, магнито- и хеостратиграфическое изучение двух разрезов пограничного интервала сантона–кампана – Кудрино-2 и Аксу-Дере – с целью прослеживания нижней границы кампанского яруса от стратотипических областей до Горного Крыма и анализа результатов комплексных исследований с точки зрения обоснованности выдвижения сводного разреза Кудрино–Аксу-Дере на роль GSSP кампана.

Нами получены новые палеонтологические (аммониты, белемниты, криноидеи, диноцисты, наннопланктон, планктонные и бентосные фораминиферы, палеоихнология), магнитостратиграфические (палеомагнетизм и петромагнетизм), изотопно-геохимические (стабильные изотопы углерода, кислорода и стронция) и литолого-минералогические (результаты анализов шлифов и состава нерастворимого остатка) данные. Пробы для разных видов анализов были изучены по системе “образец в образец”. В общей сложности в сводном разрезе Кудрино–Аксу-Дере взяты ориентированные штUFFы для палео- и петромагнитных исследований со 109 уровней. Для определений наннопланктона изучены пробы с 28, а для определений диноцист и фораминифер – с 37 уровней. Данные по микроэлементам, изотопам углерода и кислорода получены по 27, а по изотопам стронция – по 16 уровням. Нерастворимый остаток изучен на 18 уровнях в интервале мощностью 1.4 м вблизи сантонской–кампанской границы, установленной по палеонтологическим и магнитостратиграфическим данным. Палинологические, магнито- и хеостратиграфические исследования сантона и нижнего кампана Юго-Западного Крыма проведены впервые.

Полевое изучение и отбор образцов проведены Е.Ю. Барабошкиным, А.Ю. Гужиковым, П.А. Фокиным. Описания разрезов, петрографические, ихнологические исследования и анализ головоногих моллюсков выполнены Е.Ю. Барабошкиным, анализ криноидей – Г.В. Миранцевым. Магнитостратиграфические данные получены А.Ю. Гужиковым, изотопно-геохимические – А.Б. Кузнецовым. Изучением палиноморф занималась Г.Н. Александрова, наннопланктона – М.А. Устинова, планктонных фораминифер – Л.Ф. Кобаевич, бентосных фораминифер – И.П. Рябов, нерастворимого остатка – А.А. Фокин и В.Л. Косоруков.

В статье 1 представлены описание литологического строения разрезов, результаты седиментологических и биостратиграфических исследований.

Рис. 1. (а) Геологическая схема Юго-Западного Крыма (квадратом показано расположение района исследований); (б) геологическая схема правобережья р. Кача в районе с. Кудрино и оврага Аксу-Дере; (в) литологическая характеристика разрезов Кудрино-2 (точка наблюдения 3184) и Аксу-Дере (точка наблюдения 3168).



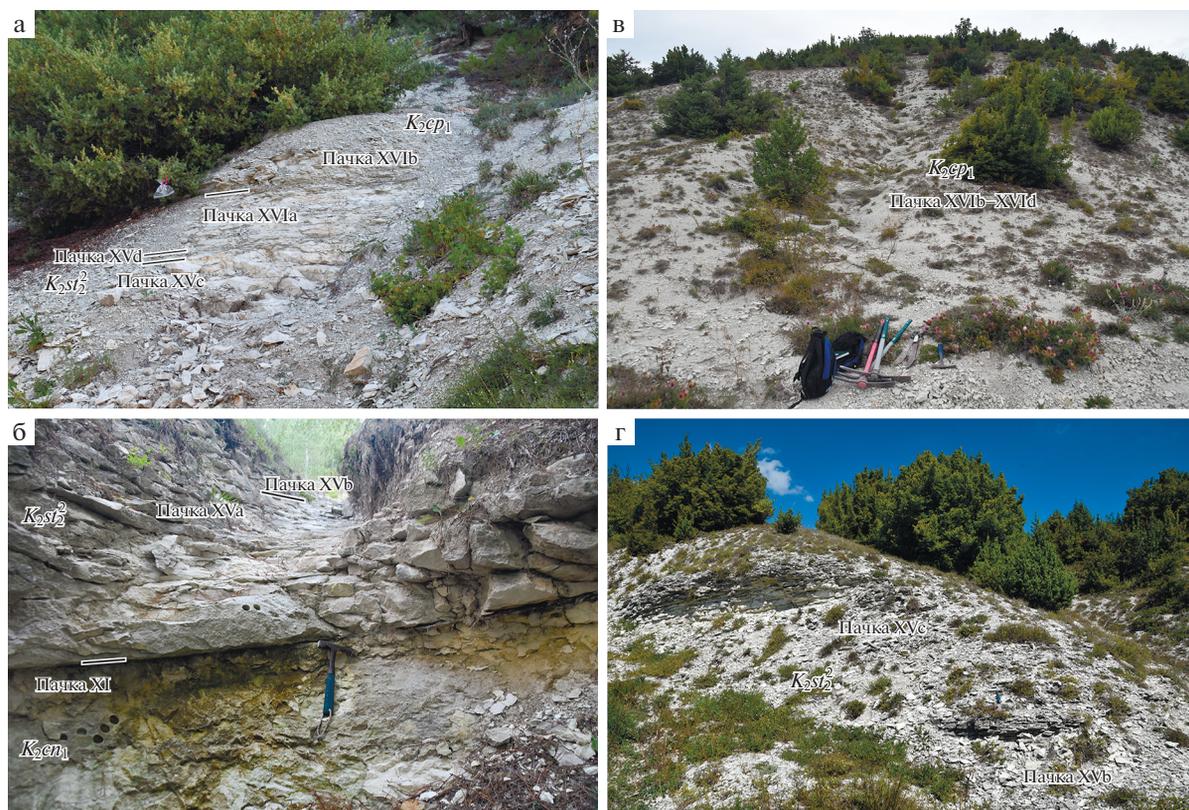


Рис. 2. Общий вид разрезов Аксу-Дере (а, б) и Кудрино-2 (в, г). Фото Е.Ю. Барабошкина, 2018–2019 гг. (а) – строение нижней части кудринской свиты в пограничном интервале сантона и кампана; (б) – основание разреза, граница коньякских известняков прохладненской свиты и сантонских известняков кудринской свиты; (в) – верхняя (кампанская) часть разреза кудринской свиты; (г) – нижняя часть разреза кудринской свиты в пограничном интервале сантона и кампана.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Изученные разрезы расположены в Бахчисарайском районе Республики Крым, к западу от г. Бахчисарай (рис. 1а, 1б).

Разрез оврага Аксу-Дере (т.н. 3168, видимая мощность 31 м; рис. 1в, 2а, 2б), расположенный в 2.2–2.3 км севернее села Кудрино, начинается от кровли прохладненской свиты (верхний турон–нижний коньяк). Видимое основание разреза обнажается в глубокой промоине на склоне оврага (координаты начала разреза: 44°43′27.0″ с.ш., 33°56′52.0″ в.д.). Далее разрез надстраивается вдоль грунтовой дороги, ведущей на водораздел, а затем вдоль небольшой промоины в лесу до верхней части водораздела (координаты отбора обр. 3168-42, с которого продолжено опробование разреза вдоль этой промоины: 44°43′26.9″ с.ш., 33°56′54.6″ в.д.).

Разрез Кудрино-2 (т.н. 3184, видимая мощность 43 м; рис. 1в, 2в, 2г) расположен на северо-восточной окраине с. Кудрино. Низы разреза, частично задернованные, расположены в бортах небольшого оврага, практически сразу за домами (координаты начала разреза: 44°42′15.0″ с.ш., 33°56′49.5″ в.д.), а

верхняя часть – в небольшой промоине на продолжении этого оврага, выше пересечения с грунтовой дорогой, ведущей на водораздел (координаты конца разреза: 44°42′17.8″ с.ш., 33°56′47.6″ в.д.). Подошва сантонских известняков кудринской свиты здесь не вскрывается.

В обоих разрезах слои залегают согласно и наклонены к северо-западу. Азимуты падения варьируют от 292° до 340° (в основном 310°–330°), а углы падения от 6°30′ до 19° (в основном 10°–13°).

Оба разреза имеют похожее строение, различаясь мощностями пачек, поэтому мы приводим их единое описание с указанием мощностей. Прохладненская свита (верхний турон–нижний коньяк) представлена крепкими белыми известняками, а в кровельной части – розоватыми известняками со стилолитовыми швами. Надстраивающая ее кудринская свита (верхний сантон–маастрихт) сложена известняками и глинистыми известняками в сантонской части; мергелями и глинистыми мергелями – в кампанской. Все отложения полностью биотурбированы, биотурбационный индекс (Bi) (Droser, Bottjer, 1986) равен 5.

Ввиду фрагментарной обнаженности характер цикличности и цементации пород, формирующих рельеф, виден плохо. Поэтому при выделении пачек и подпачек использовался целый набор признаков — состав пород, их микроскопическое строение (табл. I), морфология склона, петромагнитные характеристики. Вместе с тем мы старались придерживаться нумерации пачек, принятых в работе (Алексеев, 1989).

В сводном разрезе снизу вверх обнажается следующая последовательность (рис. 1в).

Прохладненская свита. Пачка XI. Слабоглинистые белые крепкие известняки, в верхней части (40–50 см) — розоватые, обохренные, с многочисленными протяженными стилолитами (высота зубьев до 1–2 см), вдоль которых развиты 1–5-миллиметровые примазки зеленоватых глин. Микроскопически это кальцисферово-фораминиферовые пакстоуны (табл. I, фиг. А) с крупными фораминиферами хорошей сохранности, единичными зернами глауконита и кварца алевритовой размерности, а также с фрагментами призматического слоя раковин иноцерармов. Кровля пачки (рис. 2б) размыта и пронизана норами ракообразных *Thalassinoides suevicus* (Reith) и *T. paradoxica* (Woodward) на глубину до 5–10 см. Вдоль поверхности размыва прослеживается маломощный (до 1 см) зеленоватый прослой карбонатных глин. Пачка образует крутые склоны куэст. Ее видимая мощность в разрезе Аксу-Дере более 0.6 м. Согласно (Найдин и др., 1981; Алексеев, 1989; Коряевич, Walaszczyk, 1990), возраст пачки — ранний коньяк.

Кудринская свита. Пачка XV. Слагает верхнюю часть крутых склонов и бронирующие поверхности куэст. Она разделена на четыре подпачки, нижняя из которых наблюдалась только в разрезе Аксу-Дере.

Подпачка XVa (рис. 2б). Слабоглинистые светло-серые известняки с многочисленными фрагментами призматического слоя раковин иноцерармов, стилолитами (высота зубьев до 0.5 см) и многочисленными субвертикальными норами *Thalassinoides suevicus* (Reith) сантиметрового диаметра. В шлифах породы представлены кальцисферово-фораминиферовыми вак-пакстоунами и микробрекчиями (табл. I, фиг. Б) с мелкими фораминиферами плохой сохранности, многочисленными зернами глауконита и кварца алевритовой размерности и многочисленными мелкими фрагментами призматического слоя раковин иноцерармов. В средней части пачки присутствует тонкий (0.5 см) глинисто-мергельный прослой, а кровля представлена поверхностью твердого дна. Пачка характеризуется плохо выраженной толстой плитчатостью (30–40 см), ее мощность 0.9–1 м.

Подпачка XVb (рис. 2б). Аналогична предыдущей подпачке, но отличается более тонкой (20–25 см) слоистостью известняков, обусловленной многочисленными поверхностями твердого дна с *Thalassinoides suevicus* (Reith). Микроскопически это фораминиферовые пакстоуны (табл. I, фиг. В) с многочисленными (до 5%) зернами глауконита и кварца крупноалевритовой размерности, фораминиферами плохой сохранности и фрагментами призматического слоя раковин иноцерармов и иглокожих. Мощность подпачки 2–2.1 м. Южнее мощность увеличивается, и в разрезе Кудрино-2 (рис. 2г) видимая мощность подпачки составляет 3.4 м.

Подпачка XVc (рис. 2а). Слабоглинистые светло-серые известняки (10–15 см), чередующиеся с зеленоватыми мергельно-глинистыми прослоями (0.5–1 см). В 0.5 м выше подошвы и ниже кровли присутствуют более мощные (3–5 см) глинистые прослои. Микроскопически породы близки к предыдущей подпачке, но количество зерен глауконита и кварца несколько меньше. В породах встречены ихнофоссилии *Thalassinoides suevicus* (Reith), *Planolites beverleyensis* (Bil.), *Taenidium crassum* Broml., Ekd., Richt. (табл. II, фиг. 13), *Palaeophycus* isp., *Zoophycus* isp. (в верхней части). Именно из данной подпачки в разрезе Аксу-Дере происходят находки табличек морских лилий *Marsupites*, в том числе *M. laevigatus* (Forbes) (табл. III, фиг. 4, 5) и *M. testudinarius* (Schlotheim) (табл. III, фиг. 6). В ее нижней части встречено ядро крупного аммонита *Parapuzosia* (P.) cf. *leptophylla* (Sharpe) (табл. III, фиг. 1) (Барабошкин, Фокин, 2019). Кровля размыта и обохрена. Мощность подпачки составляет 3.4–3.5 м.

В разрезе Кудрино-2 мощность подпачки возрастает до 7.3 м (рис. 2г). Она имеет грубую ритмичность, выраженную в рельефе склона чередованием более или менее сцементированных прослоев известняков с редкими стилолитами (толщина прослоев разной степени сцементированности составляет ~0.5 м в нижней части и ~0.2–0.3 м в верхней). В основании подпачки (нижние 0.8 м) содержатся сантиметровые прослои глин.

Подпачка XVd. Слабоглинистые светло-серые, розоватые алевритистые известняки. В шлифах это кальцисферово-фораминиферовые вак-пакстоуны с мелкими фораминиферами плохой сохранности и мелкоперетертыми фрагментами призматического слоя раковин иноцерармов и иглокожих. В разрезе Аксу-Дере (табл. I, фиг. Д) в подошве подпачки наблюдается размыв; биокласты разрушены сильнее, а крупноалевритовые зерна глауконита (до 10%) и кварца более многочисленны, чем в разрезе Кудрино-2 (табл. I, фиг. Г); в обоих разрезах присутствуют зерна плагиоклазов.

Более подробно о составе некарбонатной фракции см. раздел “Состав нерастворимого остатка”. В подпачке присутствуют ихнофоссилии *Thalassinoides suevicus* (Reith) и *Planolites* isp. Мощность подпачки в разрезе Аксу-Дере (рис. 2а) всего 5–7 см, а в разрезе Кудрино-2 возрастает до 8.3 м. Здесь подпачка образована слоями известковых мергелей (20–40 см) с *Thalassinoides*, разделенными тонкими (~0.5 см) прослоями известковых глин.

Пачка XVI слагает основания склонов следующего уровня куэст. Она разделена на четыре подпачки.

Подпачка XVIa. Глинистые светло-серые и зеленоватые неправильно-плитчатые алевритистые известняки или известковые мергели. Распределение глинистого вещества и цементации неравномерное. Микроскопически это фораминиферовые пакстоуны (табл. I, фиг. E) с фораминиферами хорошей сохранности, часть из которых окремнена, с небольшим количеством кальцисфер, фрагментами призматического слоя раковин иноцеромов, иглокожих, а также с немногочисленными алевритовыми зёрнами глауконита и кварца. В подпачке присутствуют ихнофоссилии *Thalassinoides suevicus* (Reith) (табл. II, фиг. 11), *Palaeophycus* isp., *Planolites* isp., *Chondrites* isp., а в 10–12 см ниже границы с вышележащей подпачкой встречен *Teichichnus rectus* Seilacher (табл. II, фиг. 11). В разрезе Аксу-Дере (рис. 2а) подпачка имеет мощность 0.5 м. В разрезе Кудрино-2 ее мощность возрастает до 4 м, она представлена чередованием более и менее глинистых мергелей примерно равной мощности (~20 см) с редкими *Thalassinoides*.

Подпачка XVIb. Светло-серые и зеленоватые глинистые мергели. В разрезе Аксу-Дере (рис. 2а) в подошве подпачки присутствует 5-сантиметровый прослой известковых глин, напоминающий перерыв типа “глинистых прослоев” (Барабошкин и др., 2002), а нижние 60 см разреза литологически близки предыдущей подпачке. Вышележащая часть разреза более глинистая, плохо обнажена. В шлифах это фораминиферовые пак-вакстоуны с редкими фрагментами призматического слоя раковин иноцеромов, единичными алевритовыми зёрнами кварца и глауконита. В подпачке распростра-

нены ихнофоссилии *Chondrites targionii* (Brongn.), *Ch. intricatus* (Brongn.) (табл. II, фиг. 4), *Ch. patulus* Fisch.-Oost. (табл. II, фиг. 5), *Palaeophycus tubularis* Hall (табл. II, фиг. 8, 9), *Planolites* isp., *Palaeophycus* isp., *Zoophycos* isp., а в 0.3 и в 1.2 м выше подошвы встречены белемниты *Actinocamax* cf. *verus* Miller (табл. III, фиг. 2) и *A. verus* Miller (табл. III, фиг. 3) соответственно (Барабошкин, Фокин, 2019). Мощность подпачки в разрезе Аксу-Дере 4.5 м.

В разрезе Кудрино-2 подпачка представлена чередованием более и менее глинистых разностей биотурбированных мергелей (слои примерно по 20 см), в основании присутствует 70-сантиметровый более известковый прослой, содержащий лимонитизированные ходы *Pilichnus* isp. Выше в разрезе распространены ихнофоссилии *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp. и редкие *Thalassinoides* isp. Микроскопически породы аналогичны таковым разреза Аксу-Дере. Мощность подпачки в разрезе Кудрино-2 составляет 5.4–5.5 м.

Подпачка XVIc. Светло-серые и зеленоватые мергели, неравномерно (в среднем мощность прослоев ~15 см) чередующиеся с более глинистыми мергелями и известковыми глинами; присутствуют лимонитизированные пиритовые конкреции. Микроскопически это фораминиферовые вакстоуны, близкие к предыдущей подпачке, но с большим количеством микрита и без фрагментов призматического слоя раковин иноцеромов. Единичные мелкоалевритовые зёрна кварца и глауконита по-прежнему встречаются. В пачке присутствуют *Planolites* isp., *Palaeophycus* isp., *Chondrites targionii* (Brongn.) (табл. II, фиг. 3), *Ch. intricatus* (Brongn.), *Ch. isp.*, *Zoophycos* isp., редкие *Thalassinoides* isp. и комплексные ихнофоссилии *Thalassinoides-Chondrites*. Мощность подпачки в разрезе Аксу-Дере 4.4 м, а в разрезе Кудрино-2 – 6.7 м.

Подпачка XVId. Светло-серые и зеленоватые глинистые мергели (по 10–60 см), чередующиеся с более глинистыми разностями и известковыми глинами (по 10–15 см). Мощности прослоев немного возрастают вверх по разрезу. Микроскопически это фораминиферовые вакстоуны (табл. I,

Таблица I. Петрографическая характеристика разреза. Шлифы на фиг. А–В, Д–З из разреза Аксу-Дере, на фиг. Г – из разреза Кудрино-2 (местоположение показано на рис. 1 и 3). Фотографии сделаны в неполяризованном свете на микроскопе Zeiss Axio Lab A1pro1 камерой AxioCam ICc5.

А – обр. Кр18-3/0, кальцисферово-фораминиферовый пакстоун, пачка XI; Б – обр. Кр18-3/3, кальцисферово-фораминиферовый пакстоун с фрагментами призматического слоя раковин иноцеромов, подпачка XVa; В – обр. Кр18-3/6, кальцисферово-фораминиферовый пакстоун, подпачка XVb; Г – обр. 3184/1, кальцисферово-фораминиферовый вак-пакстоун, подпачка XVd; Д – обр. Кр18-3/10, фораминиферово-кальцисферовый вак-пакстоун, подпачка XVIa; Е – обр. Кр18-3/11, фораминиферовый пакстоун, подошва подпачки XVIa; Ж – обр. Кр18-3/17, фораминиферовый вакстоун, подпачка XVId; З – обр. Кр18-3/19, фораминиферовый вакстоун, пачка XVII. Сокращения: е – фрагменты игл ежей; гл – глауконит; q – кварц; pl – плагиоклаз; p – призматический слой раковин иноцеромов; s – спикулы губок; si – окремнение фораминифер.

Таблица I

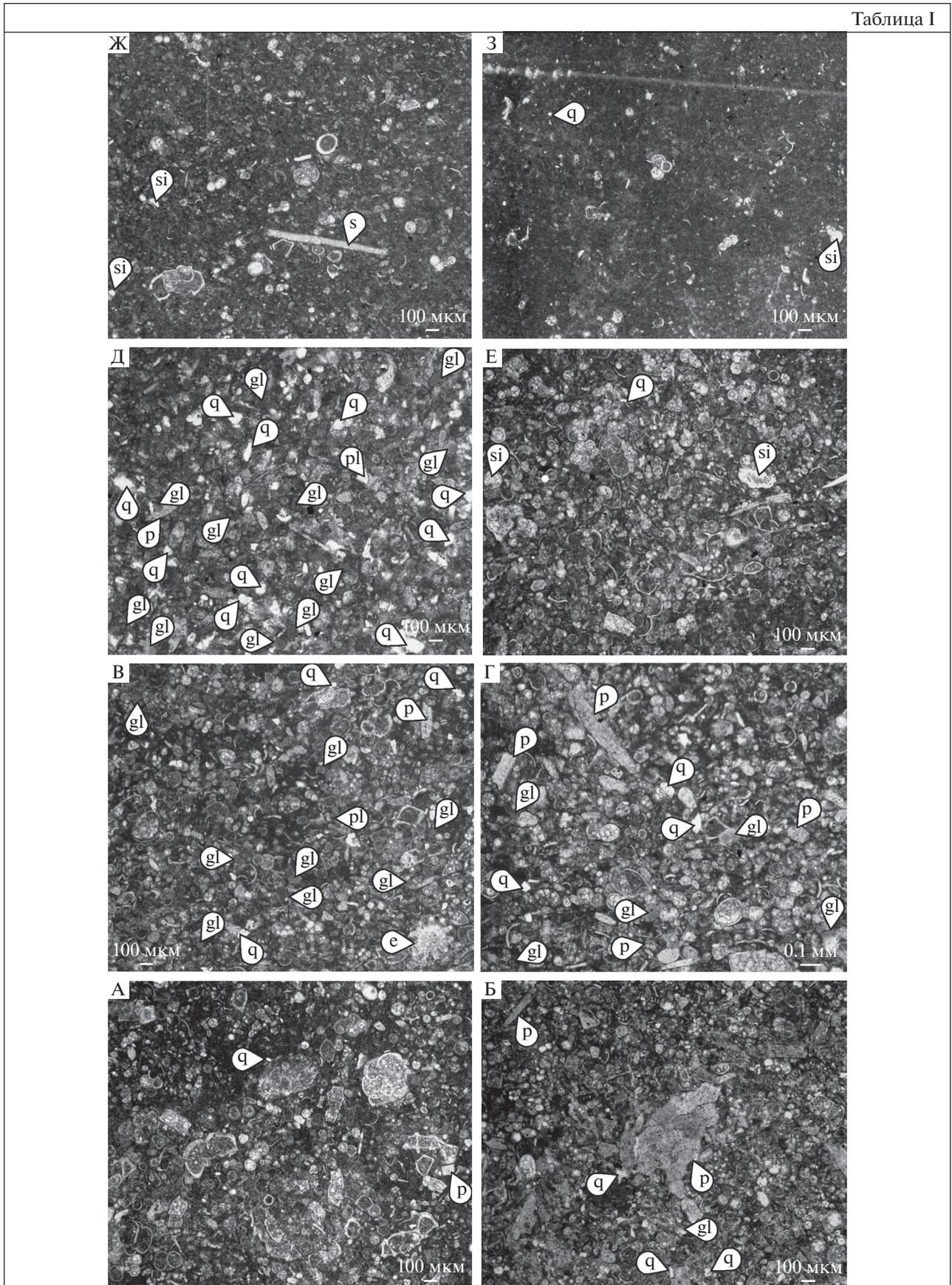


Таблица II

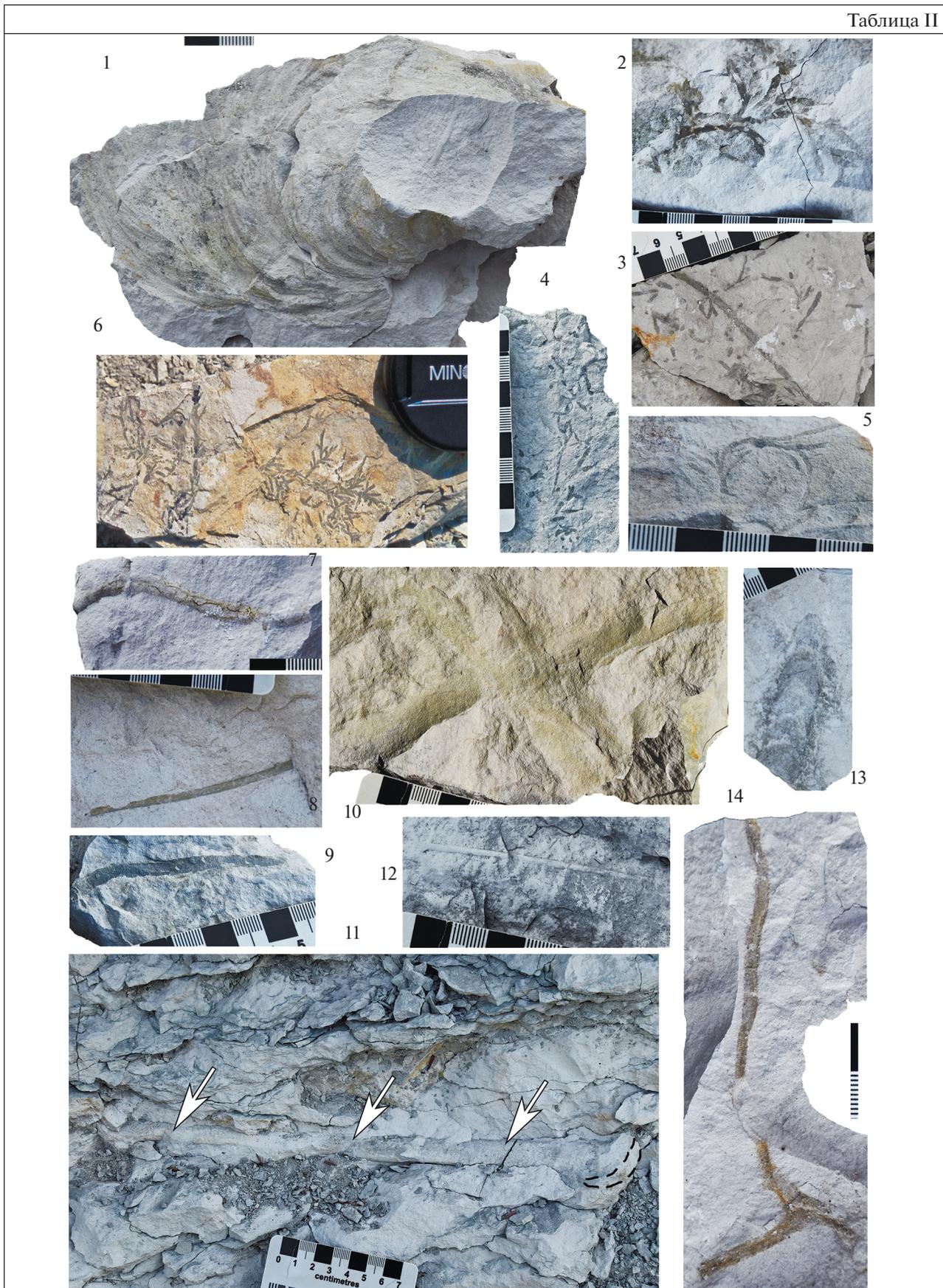


Таблица II. Ихнофоссилии из сантон-кампанских отложений Юго-Западного Крыма. Фиг. 1, 2, 6, 7, 14 происходят из ~5-метрового интервала нижнего кампана в карьере на северо-западной окраине с. Кудрино (разрез Кудрино-1), вскрывающего слой килловых глин и непосредственно надстраивающего разрез Кудрино-2; фиг. 3, 10 – из разреза Кудрино-2; фиг. 4, 5, 8, 9, 11–13 – из разреза Аксу-Дере. Все образцы хранятся в Музее Землеведения МГУ, коллекция № 140. 1 – *Zoophycos villae* Massalongo, обр. МЗ МГУ 140/1; 2 – *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.), обр. МЗ МГУ 140/2; 3 – *Ch. targionii* (Brongn.), обр. МЗ МГУ 140/3, подпачка XVIc; 4 – *Ch. intricatus* (Brongn.), обр. МЗ МГУ 140/4, подпачка XVIb; 5 – *Ch. patulus* Fisch.-Oost., обр. МЗ МГУ 140/5, подпачка XVIb; 6 – *Ch. caespitosus* (Fisch.-Oost.); 7–9 – *Palaeophycus tubularis* Hall: 7 – обр. МЗ МГУ 140/6, 8 – обр. МЗ МГУ 140/7, подпачка XVIb, 9 – обр. МЗ МГУ 140/8, подпачка XVIb; 10 – *Thalassinoides suevicus* (Reith), обр. МЗ МГУ 140/9, подпачка XVc; 11 – *Teichichnus rectus* Seilacher, обр. МЗ МГУ 140/10, подпачка XVIa; 12 – *Planolites beverleyensis* (Bil.), обр. МЗ МГУ 140/11, подпачка XVIb; 13 – *Taenidium crassum* Broml., Ekd., Richt., обр. МЗ МГУ 140/12, подпачка XVc; 14 – *Palaeophycus heberti* (de Saporta), обр. МЗ МГУ 140/1.

Таблица III

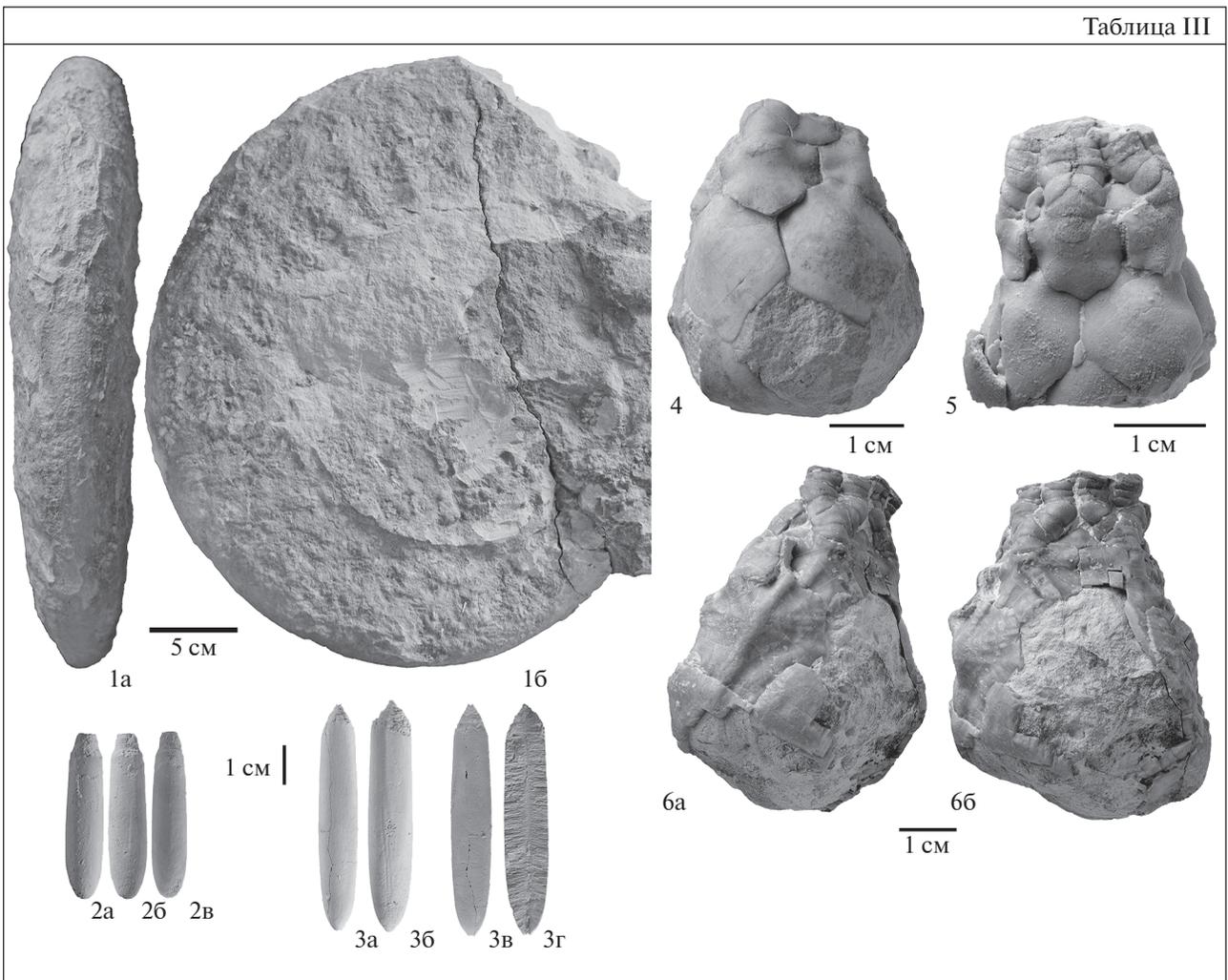


Таблица III. Находки макрофауны из разреза Аксу-Дере. Сборы П.А. Фокина, 2012 г. (фиг. 1) и 2018 г. (фиг. 2), Е.Ю. Барабошкина, 2019 г. (фиг. 3), М.Е. Сауткиной, 2011 г. (фиг. 5), Т. Сумарокова, 2012 г. (фиг. 6). Обр. 2 и 3 покрыты хлоридом аммония. Образцы, в название которых входит аббревиатура “МЗ МГУ”, хранятся в Музее землеведения МГУ, коллекция № 136.

1 – *Parapuzosia* (P.) cf. *leptophylla* (Sharpe), экз. МЗ МГУ 136/1: а – с вентральной стороны, б – сбоку, верхний сантон, подпачка XVc; 2 – *Actinosamax* cf. *verus* Miller, экз. МЗ МГУ 136/2: а – с брюшной стороны, б – со спинной стороны, в – сбоку, нижний кампан, подпачка XVIb; 3 – *A. verus* Miller, экз. МЗ МГУ 136/3: а – продольный раскол в спинно-брюшном направлении, б – со спинной стороны, в – сбоку, г – с брюшной стороны, нижний кампан, осыпь в 1.5 м выше подошвы подпачки XVIb; 4 – *Marsupites laevigatus* (Forbes), крона, верхний сантон, из дорожной выемки на уровне подпачки XVc; 5 – *M. laevigatus* (Forbes), крона, верхний сантон, осыпь на уровне подпачки XVc; 6а, 6б – *M. testudinarius* (Schlotheim), крона, верхний сантон, осыпь на уровне подпачки XVc.

фиг. Ж) с мелкими, иногда окремненными фораминиферами различной сохранности, рассеянными спикулами и редкими мелкоалевритовыми зернами кварца и глауконита. В подпачке встречаются редкие остатки губок, ихнофоссилии *Planolites* isp., *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., редкие *Thalassinoides* isp. Несколько выше, в низах разреза Кудрино-1, который через перерыв неустановленной (предположительно, не более 10–20 м) мощности надстраивает разрез Кудрино-2, встречены *Zoophycos villae* Massalongo (табл. II, фиг. 1), *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.) (табл. II, фиг. 2, 6), *Palaeophycus tubularis* Hall (табл. II, фиг. 7), *Palaeophycus heberti* (de Saporta) (табл. II, фиг. 14). Мощность подпачки в разрезе Аксу-Дере 6.3 м, а в разрезе Кудрино-2 ее видимая мощность более 7.5 м.

Пачка XVII. Слагает склоны куэст и изучалась только в разрезе Аксу-Дере, где она очень плохо экспонирована. Пачка сложена переслаиванием более и менее глинистых мергелей и известковых глин, но характер чередования неясен. Микроскопически это фораминиферовые вак- и мадстоуны (табл. I, фиг. 3) с рассеянными мелкими “глобигеринами”, иногда окремненными, единичными мелкоалевритовыми зернами кварца. Глауконит в шлифах не встречен. Присутствуют структуры *Zoophycos* isp. Видимая мощность пачки более 8 м.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Петрографическая характеристика

Микроскопическое строение пород позволяет наметить в изученном интервале разреза три этапа в осадконакоплении.

Согласно модели Э. Флюгеля (Flügel, 2010), коньякские породы пачки XI (табл. I, фиг. А) отвечают стандартной микрофации 3: “пелагический мад-, вак-, пакстоун с планктонными микрофоссилиями”, они характеризуют бассейновые фации или глубокий шельф. Единичные зерна кварца имеют мелкоалевритовый размер (0.02–0.06 мм) и, предположительно, являются следствием эолового разноса; наблюдаются редкие зерна глауконита аналогичной размерности. Планктонные фораминиферы многочисленны, разнообразны, имеют хорошую сохранность; встречаются многочисленные кальцисферы, единичные сферические радиоларии, фрагменты призматического слоя раковин иноцерамов. Состав известняков пачки XI свидетельствует об их формировании в условиях открытого глубокого шельфа и спокойной воды.

Известняки и глинистые известняки пачки XV резко отличаются от подстилающих пород пачки XI.

Микроскопически это кальцисферово-фораминиферовые вак-, пакстоуны и микробрекчии (табл. I, фиг. Б–Д) с остатками разнообразных фораминифер, как правило, плохой сохранности, многочисленным измельченным призматическим слоем раковин иноцерамов, фрагментами иглокожих, сравнительно большим содержанием (первые проценты) терригенной примеси и глауконита, максимум которого приходится на подпачку XVd. Все биокласты в разной степени разрушены. Данный микрофациальный тип тоже отвечает стандартной микрофации 3 (см. выше) и, частично, микрофации 4: “Микробрекчия, био-/литокластовый пакстоун или рудстоун” (Flügel, 2010), которая интерпретируется как осыпи подножья склона, дебриты и бассейновые фации. Трактровка “осыпей и дебритов” необычна для традиционных представлений о седиментологии данных отложений, но полностью не исключена, о чем свидетельствуют существенные колебания мощности пачки XV при сопоставлении разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2. И все же более вероятным представляется резкое обмеление бассейна (Алексеев, 1989), которое вызывало снижение темпов осадконакопления, формирование перерывов твердого дна и поверхности размыва, наблюдаемых в разрезе Аксу-Дере. Таким образом, это был открыто-морской бассейн шельфового типа, но более мелководный, чем коньякский.

Породы верхней части разреза (пачки XVI–XVII) отвечают той же стандартной микрофации 3 (Flügel, 2010), но в них наблюдается отчетливый тренд: фораминиферовые пакстоуны нижней части разреза сменяются вверх сперва глинистыми вакстоунами, а затем мадстоунами. При этом сравнительно богатые в нижней части комплексы фораминифер сменяются обедненными комплексами с доминированием глобигериноподобных форм; сами раковины уменьшаются в размерах, а часть из них замещается кремнеземом. Кроме того, вверх по разрезу исчезают биокласты призматического слоя раковин иноцерамов, уменьшаются количество и размеры зерен глауконита (а сверху они и вовсе исчезают); появляются спикулы губок. Единичные мелкоалевритовые зерна кварца встречаются во всем разрезе, что, видимо, связано с эоловыми процессами. Названные признаки однозначно указывают на углубление бассейна и развитие условий глубокого шельфа с глинисто-карбонатным осадконакоплением.

Состав нерастворимого остатка

Нерастворимый остаток из пограничного интервала сантона–кампа (от верхов подпачки XVc до низов подпачки XVIb) был детально изучен в

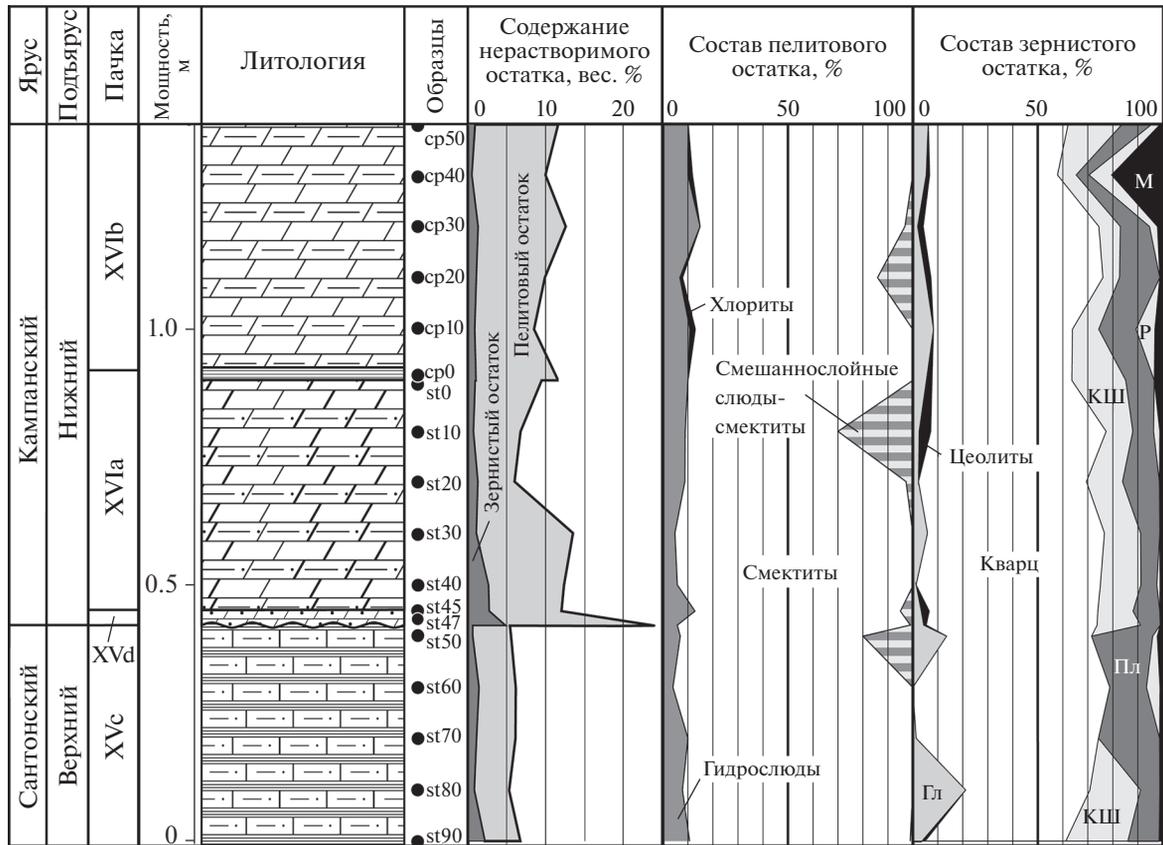


Рис. 3. Состав некарбонатного остатка пограничных сантон-кампанских отложений разреза Аксу-Дере. Сокращения: Гл – глауконит; КШ – калишпаты; М – марказит; Пл – плагиоклазы; Р – роговая обманка. Остальные условные обозначения см. рис. 1.

разрезе Аксу-Дере. Для этого в интервале мощностью 1.4 м были дополнительно взяты образцы с 18 уровней, с шагом 10 см, а вблизи поверхностей перерывов в подошвах подпачек XVd и XVІb – через несколько сантиметров (рис. 3).

Навески образцов, высушенных и очищенных от загрязнений, растворяли в 10%-ной уксусной кислоте; остаток разделяли отмучиванием на пелитовую и зернистую составляющие (т.е. на зерна обломочного и аутигенного происхождения песчано-алевритовой размерности). После взвешивания с точностью до 0.01 г обе составляющие исследовали рентгенофазовым анализом в лаборатории литологии и фациального анализа МГУ. Состав зернистой составляющей изучали методом валового минерального анализа, глинистой фракции (<0.002 мм) – методом “текстурированного препарата”, съемкой в три стадии: воздушно-сухого образца, насыщенного этиленгликолем и прокаленного. Съемку производили на рентгеновском дифрактометре Дрон-3м с рентгеновской трубкой с Со-антикатодом, рабочий ток 20 мА, рабочее напряжение 30 кВ. Результаты представлены на рис. 3.

Установленная однородность состава некарбонатной компоненты изученных пород свидетельствует о близости условий осадконакопления в бассейнах позднего сантона и раннего кампана. Повышенные содержания терригенной обломочной и пелитовой составляющих (до 4.75 и 18.75% соответственно) на границе подпачек XVc и XVd маркируют перерыв в осадконакоплении. Выше по разрезу количество аллотигенных компонентов быстро снижается. Медленный рост содержания глинистого вещества в подпачке XVІa может быть связан с отставанием карбоната накопления в бассейне при быстром развитии трансгрессии. Углубление бассейна сопровождалось некоторым ухудшением газового режима придонных и иловых вод, отражением которого можно считать возрастание количества марказита в некарбонатной составляющей пород и частоту встречаемости Chondrites в подпачке XVІa.

В составе нерастворимого остатка примечательно периодическое появление зерен роговой обманки, для которой наиболее вероятно пирокластическое происхождение. Возрастание ее ко-

личества и частоты встречаемости в нижнекампанских отложениях, как и продуктов разложения пеплового материала основного—среднего состава — цеолита и хлорита, можно интерпретировать как признак активизации вулканизма в кампанском веке. Источниками тонкого пирокластического материала могли быть Восточно-Понтийский и Центрально-Анатолийский островодужные пояса, для которых именно в кампане устанавливается пик активности (Okay, Nikishin, 2015). Часть плагиоклазов, вероятно, также имеет вулканическое происхождение, поэтому повышение доли плагиоклазов в кровле сантона при одновременном исчезновении калишпатов и появлении роговой обманки, скорее всего, указывает на усиление привноса в бассейн пеплового материала.

В остальном состав песчано-алевритовой фракции терригенного материала с высоким содержанием кварца и повышенным количеством калишпатов и плагиоклазов схож с продуктами платформенного происхождения, источник которых неясен.

Ихнологическая характеристика

Изученный разрез неравномерно охарактеризован ихнофоссилиями. Несмотря на то, что все породы имеют высокий биотурбационный индекс ($Bi = 5$), сохранность самих ихнофоссилий обычно плохая. Поэтому для более полной характеристики ихнокомплексов мы дополнительно использовали находки из разреза Кудрино-1, сделанные в небольшом карьере на северо-западной окраине с. Кудрино, вскрывающем слой “киловых глин”, примерно соответствующий верхней части подпачки XVId—пачке XVII (Гужиков и др., 2020). Некоторые сведения об ихнокомплексах из изученных разрезов приведены в (Барабошкин, 2020).

В разрезе выделяются два различных ихнокомплекса. Нижний ихнокомплекс отвечает пачкам XI и XV. В нем доминируют норы-жилища ракообразных *Thalassinoides suevicus* (Reith) и более редких *T. paradoxica* (Woodward). Эти норы характерны для ихнофацций *Cruziana*, *Skolithos*, *Glossifungites* (Knaust, 2017). Они встречаются и в более глубоководных ихнофациях, но значительно реже. Во многих крымских разрезах с подобными норами ассоциируется развитие поверхностей твердого дна, связанных с приостановкой осадконакопления. Только в самой верхней части подпачки XVc появляются следы жизнедеятельности, характерные для более глубоководных обстановок: *Planolites beverleyensis* (Bil.), *Taenidium crassum* Broml., Ekd., Richt. (табл. II, фиг. 13), *Palaeophycus isp.*, *Zoophycos isp.*

Верхний ихнокомплекс распространен в пачках XVI—XVII. В нем широко представлены структуры поедания осадка: *Palaeophycus tubularis* Hall (табл. II, фиг. 7), *P. heberti* (de Saporta) (табл. II, фиг. 14), *P. isp.*, *Planolites isp.*, *Teichichnus rectus* Seilacher, *Palaeophycus tubularis* Hall (табл. II, фиг. 8, 9), *Zoophycos villae* Massalongo (табл. II, фиг. 1), *Z. isp.* — и структуры фермерства: *Chondrites caespitosus* (Fisch.-Oost.) (табл. II, фиг. 2, 6), *Chondrites targionii* (Brongn.), *Ch. intricatus* (Brongn.) (табл. II, фиг. 4), *Ch. patulus* Fisch.-Oost. (табл. II, фиг. 5), *C. isp.*, *Pilichnus isp.*, хотя редкие норы *Thalassinoides suevicus* по-прежнему встречаются. Наиболее многочисленны здесь представители ихнорода *Chondrites*. Это связано не только с тем, что их создатели (червеподобные организмы) могли обитать в условиях дизоксии, но и, главным образом, с тем, что они занимали самый нижний ярус биотурбаторов. Это значит, что по мере осадконакопления их норы перемещались выше и перерабатывали норы всех ранее здесь существовавших биотурбаторов. Данный ихнокомплекс характерен для более глубоководной дистальной ихнофацции *Cruziana* и ихнофацции *Zoophycos* и указывает на углубление бассейна и смену характера субстрата.

Суммируя результаты анализа распространения ихнофоссилий по разрезу, пачки XI и XV можно отнести к ихнофацции *Cruziana*, а пачки XVI—XVII — к более глубоководной ихнофацции *Zoophycos*. Это согласуется и с другими данными — снижением снизу вверх количества алевритовой терригенной примеси и раковинного детрита, уменьшением размеров и обеднением комплексов фораминифер, появлением спикул губок и окремнения и т.д., отражающими тренд углубления бассейна и увеличение скорости осадконакопления в первой половине кампанского века.

Таким образом, полученные данные подтверждают существующие представления (Алексеев, 1989) об условиях осадконакопления в сантонское—кампанское время, несколько детализируя их при этом. В конце коньякского века и в сантонском веке на территории современного Юго-Западного Крыма существовал достаточно глубоководный нормально-морской бассейн шельфового типа. В позднем сантоне он испытал некоторое обмеление, что привело к снижению темпов седиментации, появлению синседиментационных перерывов, включая перерывы твердого дна, увеличению концентрации терригенного материала и аутигенного глауконита. С начала кампана бассейн испытывал быстрое углубление, повышение скорости седиментации и приближался к условиям глубокого шельфа. При этом на фоне глинисто-карбонатного осадконакопления в бассейн с юга поступал пепловый материал. Необходимо

отметить, что если в коньякское—сантонское время рельеф бассейна был относительно расчлененным, что приводило к быстрому изменению мощности и полноты разрезов, то в кампане произошла его нивелировка. Вероятно, это связано со снижением тектонической активности региона и образованием Черноморского бассейна.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Головоногие моллюски

Макрофоссилии в сантон-кампанском пограничном интервале достаточно редки, а находки головоногих моллюсков (важнейшей ортостратиграфической группы беспозвоночных позднего мезозоя) единичны. Из района исследований указываются аммониты *Pachydiscus* sp. (Йолкичев, Найдин, 1999), а в бассейне р. Бельбек найдены *Nowakites* (?) *savini* (de Grossouvre) и *Eurachydiscus* cf. *sayni* (de Grossouvre) (Кликушин, 1985). Эти аммониты не изображены, и поэтому подтвердить корректность их определений невозможно. Находка аммонита *Eurachydiscus* sp. (Фокин и др., 2018) из подпачки XVc разреза Аксу-Дере перепределена нами как *Pararuzosia* (*Pararuzosia*) cf. *leptophylla* (Sharpe) (Барабошкин, Фокин, 2019; см. табл. III, фиг. 1), что подтверждает сантонский возраст подпачки.

Из пачки XVI в основании кампана отмечены белемниты *Actinosamax quasiverus* Naidin и *Gonoteuthis* sp. (Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2005, с. 86). Фотография ростра коньякского—раннекампанского представителя *Gonoteuthis* sp. indet. приведена в (Йолкичев, Найдин, 1999, рис. 5, фиг. 7, 8). Рисунок *Actinosamax verus verus* Miller из Бахчисарайского района Горного Крыма помещен без уточнения местонахождения в (Найдин, 1964, рис. 5, фиг. 9), а фотографии ростров *Actinosamax verus* — в (Найдин, 1959, табл. XIX, фиг. 11, 12). Однако в более поздней работе (Йолкичев, Найдин, 1999) нет даже упоминания присутствия этого вида в нижнем кампане, а изображенные в статье белемниты из нижнекампанских отложений (Йолкичев, Найдин, 1999, рис. 5, фиг. 9, 10) отнесены к *Actinosamax quasiverus* Naidin, 1953, впервые описанному по одному ростру (Найдин, 1953).

Е.Ю. Барабошкин и П.А. Фокин (2019) изобразили и описали находки белемнитов *Actinosamax* cf. *verus* Miller, извлеченного из обнажения в 30 см выше подошвы пачки XVIb (табл. III, фиг. 2), и *A. verus* Miller (табл. III, фиг. 3), происходящего из осыпи на уровне пачки XVI разреза Аксу-Дере. Вид *A. verus* широко распространен в сантоне—нижнем кампане Западной Европы, туроне (?)—

нижнем кампане Русской плиты и Крыма; указывается из сантонских отложений восточного склона Северного Урала (Барабошкин, Фокин, 2019). Данные находки не могут уточнить положение границы сантона и кампана, но позволяют подтвердить присутствие этого вида в Крыму и ставят вопрос о соотношении видов *A. verus* и *A. quasiverus*. Кроме того, распространение вида *Actinosamax verus* в разрезах Северной Европы и в более высоких широтах (Барабошкин, Фокин, 2019) позволяет говорить о проникновении в крымский бассейн относительно прохладных вод из северо-европейского бассейна на рубеже сантонского и кампанского веков. Возможно, это явилось одним из факторов развития многочисленных перерывов в осадконакоплении в пограничном интервале сантона и кампана в разрезе Аксу-Дере.

Таким образом, находки головоногих моллюсков из изученных разрезов подтверждают сантонский возраст подпачки XVc, но не позволяют уточнить положение сантон-кампанской границы.

Иглокожие

Для характеристики пограничных отложений сантона и кампана остатки иглокожих, в особенности бесстебельчатые морские лилии отряда *Uintacrinida* (рода *Marsupites* и *Uintacrinus*), также имеют важнейшее стратиграфическое значение. Эти два рода получили широкое распространение практически по всему миру. Широкое географическое и узкое стратиграфическое распространение, четкие морфологические признаки, а также легкость в определении этих родов сделали возможным их использование в глобальной хроностратиграфии. Появление вида-индекса *Uintacrinus socialis* предлагается в качестве маркера нижней границы верхнего сантона. Уровень исчезновения (LO) вида-индекса *Marsupites testudinarius* рекомендован в качестве основного критерия для сантон-кампанской границы (Schulz et al., 1984; Hancock et al., 1996; Hampton et al., 2007; Gale et al., 2008; Ogg, Hinnov, 2012 и др.).

Палеобиогеографическое распространение *Marsupites* и *Uintacrinus* охватывает бореальные палеошироты в Северном полушарии (между 20° и 50° с.ш.) и австралийские палеошироты в Южном полушарии (между 25° и 50° ю.ш.) (Gale et al., 2008; Mitchell, 2009). Вид *Uintacrinus socialis* во всех разрезах встречается в основании слоев с *Uintacrinus* и *Marsupites*, а в их верхней части присутствует только *Marsupites*. Второй вид рода *Uintacrinus* — *U. anglicus* Rasmussen, 1961 — изначально установлен в кровле марсупитовых слоев в разрезах Южной Англии. Позже такая же последовательность смены зон морских лилий (*Marsupites testudinari-*

us—*Uintacrinus anglicus*) была отмечена и в других регионах: Йоркшире, Мангышлаке, Техасе и Западной Австралии (Mitchell, 1994; Hancock et al., 1996).

Видовой состав рода *Marsupites* является предметом дискуссии. Согласно одной версии, он ограничен только типовым видом — *M. testudinarius*. Остальные виды при этом представляют собой его морфологические вариации. На это может указывать совместная встречаемость разных морфотипов в одном слое. Тем не менее В.Г. Кликушиным (1985) на основании изучения разрезов Юго-Западного Крыма была показана хронологическая преемственность и самостоятельность на подвидовом уровне ряда форм. Так, в нижней части марсупитовых слоев встречаются экземпляры с крупными табличками со вздутием в центральной части (*M. testudinarius laevigatus* (Forbes, 1850)); в средней части слоев присутствуют формы с крупными табличками с ярко выраженной скульптурой в виде радиальных рядов бугорков (*M. testudinarius testudinarius* (Schlotheim, 1820)); в самых верхах отмечены экземпляры с небольшими табличками с центральным возвышением и радиальными приостренными складками (*M. testudinarius ornatus* (Miller, 1821)). Схожая последовательность смены морфотипов скульптуры марсупитов была отмечена в разрезах Англии, Германии и Мангышлака. Данные по разрезу Уоксахачи Дэм Спиллвэй в Северном Техасе (Gale et al., 2008) показали наличие двух морфологических и стратиграфических популяций *Marsupites*: *M. laevigatus* и *M. testudinarius*. Кроме того, в верхней части зоны *M. testudinarius* обнаружены отдельные таблички нового морфотипа — *M. testudinarius forma granulatus*. Таким образом, в настоящее время для сантон-кампанского интервала можно отметить четыре сменяющие друг друга зоны по морским лилиям: *Uintacrinus socialis*—*Marsupites laevigatus*—*Marsupites testudinarius*—*Uintacrinus anglicus*. Однако в ряде разрезов Крыма, Мангышлака, Туркмении, Англии, Германии и Западной Австралии зоны *U. socialis* и *M. laevigatus* могут иметь незначительное перекрытие.

В разрезе Аксу-Дере в долине р. Бодрак находки *Marsupites* отмечены в самых верхах сантона в пачке XVc (слабоглинистые фораминиферовые пакстоуны) кудринской свиты. Пачка имеет мощность порядка 4 м, что меньше, чем в аналогичных разрезах долины р. Бельбек, где мощность слоя с *Uintacrinus* и *Marsupites* колеблется в пределах 10–25 м (Кликушин, 1981). Экземпляры происходят из нескольких уровней. В нашем распоряжении имеются две чашечки, а также отдельные таблички из разреза Аксу-Дере (сборы студентов геологического факультета МГУ и Г.В. Миранцева).

Встречаются как относительно гладкие формы со слабо выраженной скульптурой *M. laevigatus* (табл. III, фиг. 4–5), так и скульптурированные формы *M. testudinarius* (табл. III, фиг. 6), характерные для терминальной части верхнего сантона. Причем среди *M. testudinarius* встречаются несколько морфотипов с разной скульптурой на табличках. Еще одна чашечка *Marsupites testudinarius testudinarius* из средней части марсупитовых слоев разреза Аксу-Дере (сборы Д.П. Найдина, 1956) была ранее изображена в работе В.Г. Кликушина (1985).

Чашечки и отдельные таблички морских лилий *Marsupites* и *Uintacrinus* из Крыма ранее уже были многократно упомянуты и изображены в литературе, главным образом В.Г. Кликушиным (1980, 1981, 1985), при детальном описании пограничных отложений сантона—кампана разрезов юго-восточной части долины р. Бельбек. Приводя палеофаунстическую характеристику марсупитовых слоев этих разрезов, В.Г. Кликушин (1981) реконструирует их как губково-иноцерамовый палеоценоз и указывает на редкость фауны.

Исходя из имеющихся в настоящее время находок, в разрезе Аксу-Дере обоснованы две криноидные зоны: *Marsupites laevigatus* и *Marsupites testudinarius*. Последний вид имеет наибольшее значение, поскольку уровень его исчезновения рекомендован в качестве основного критерия для определения подошвы кампанского яруса. С этой точки зрения граница сантона и кампана проходит между пачками XVc и XVd, поскольку уровень исчезновения *M. testudinarius* отмечен в верхней части пачки XVc. Виды *U. socialis* и *U. anglicus*, характеризующие низы верхнего сантона и нижний кампан соответственно, пока не обнаружены в изученных разрезах. Возможно, это связано с более редким распространением рода *Uintacrinus* и его, как правило, фрагментарной сохранностью в виде изолированных табличек.

Палинология

Химическая обработка палинологических проб проведена по методике, принятой в лаборатории палеофлористики ГИН РАН (Александрова и др., 2012). Были изучены 9 проб из разреза Кудрино-2 (т.н. 3184) и 27 проб из разреза Аксу-Дере (т.н. 3168) (рис. 4, 5). Из них в 20 пробах содержались палиноморфы удовлетворительной и плохой сохранности. Выявленные палиноспектры представлены многочисленными диноцистами, на некоторых уровнях совместно со спорами и пылью растений, прازیнофитами, таксонами неясной систематической принадлежности.

Сравнение установленных комплексов диноцист проводилось с зональными комплексами, выделен-

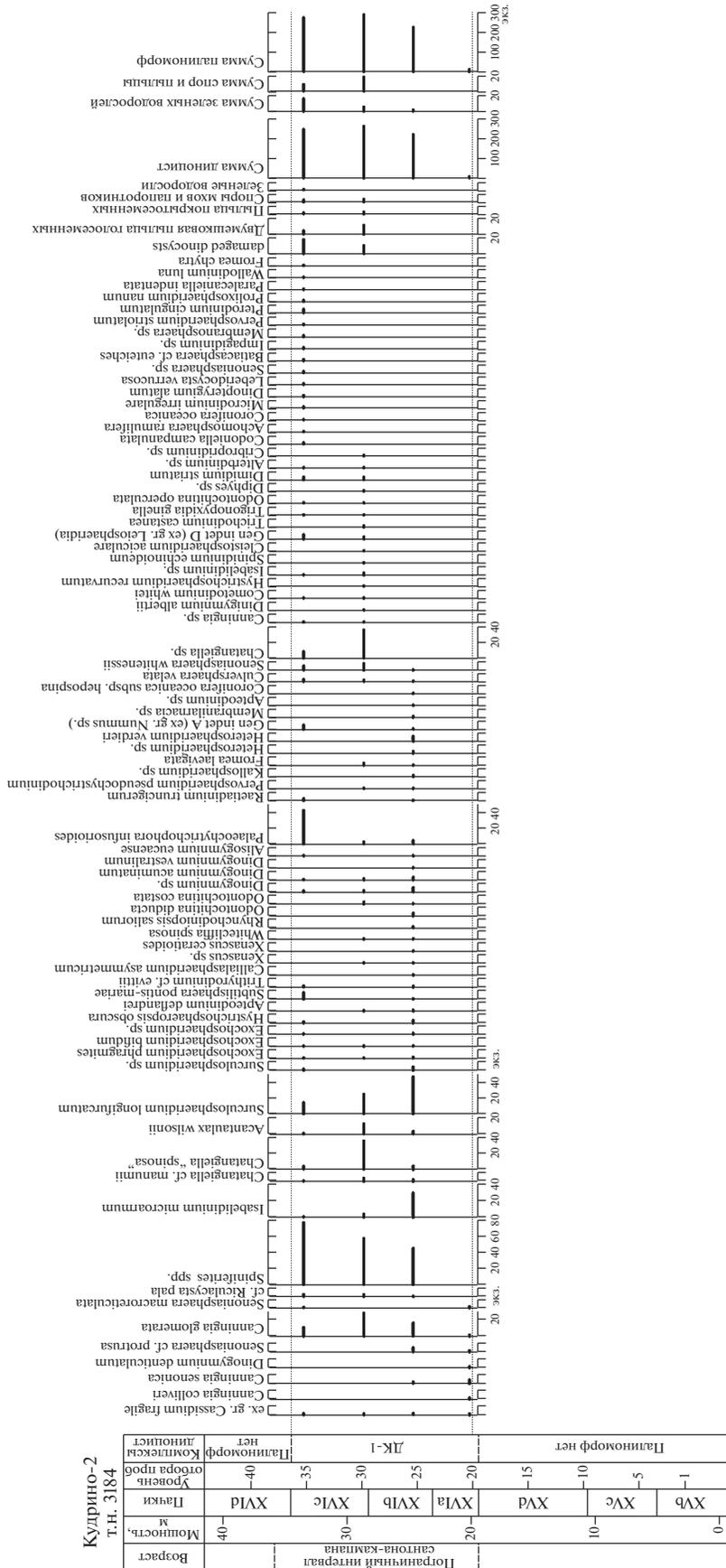


Рис. 4. Распределение палиноморф в разрезе Кудрино-2.

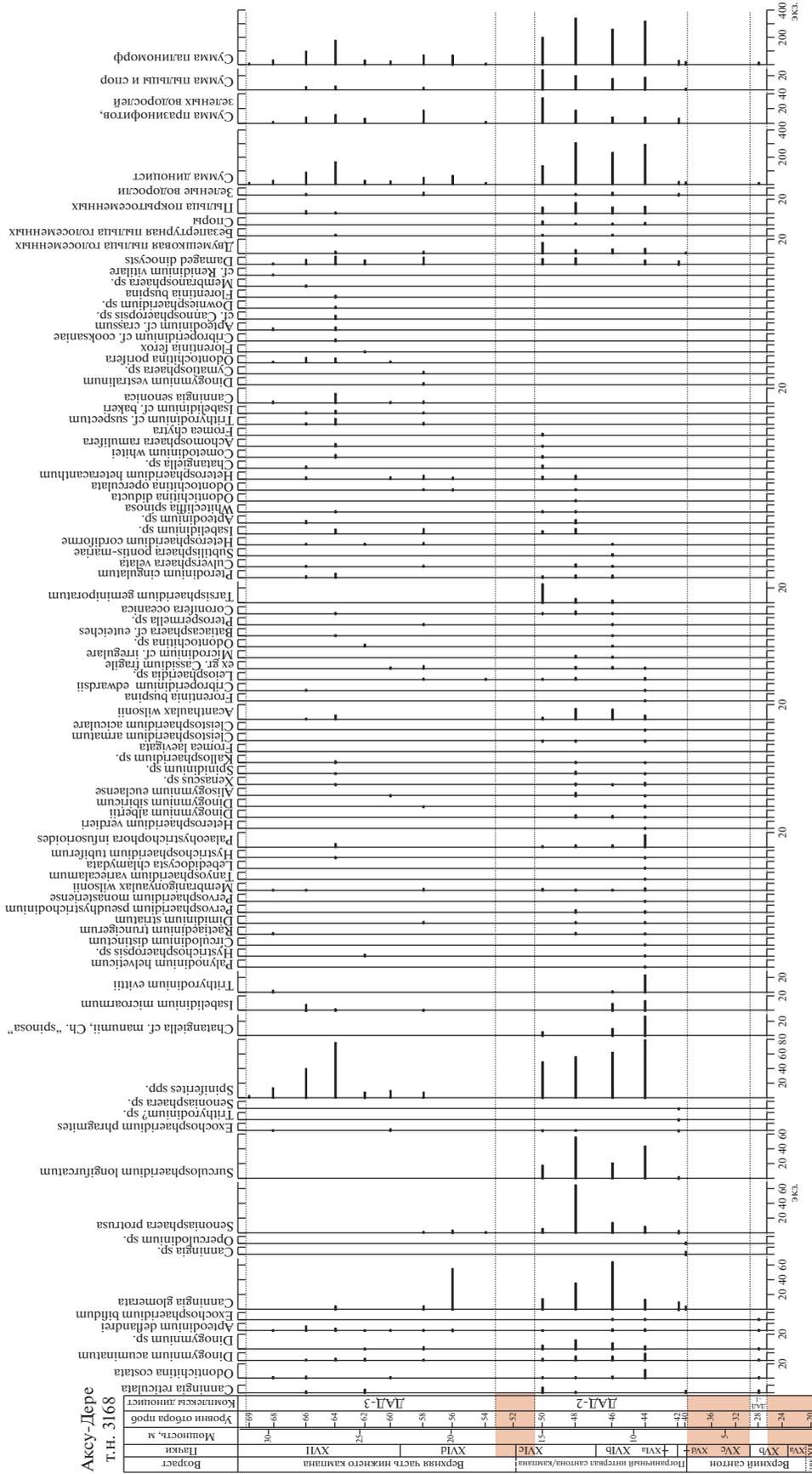


Рис. 5. Распределение палиноморф в разрезе Аксу-Дере.

ными в разрезах верхнего мела Англии (Prince et al., 1999, 2008; Pearce, 2010; Pearce et al., 2020). Комплексы диноцист Западной Сибири (Lebedeva, 2006), Гренландии (Nøhr-Hansen, 1996; Nøhr-Hansen et al., 2019), Норвежского и Баренцева морей (Radmacher et al., 2014, 2015), Бельгии (Slimani, 2001) либо существенно отличаются по систематическому составу, либо установлены в разрезах, в которых имеются перерывы на границе сантона и кампана. Поэтому их прямое сопоставление с данными по Юго-Западному Крыму невозможно.

Изменения в составе ассоциаций диноцист позволили выделить один диноцистовый комплекс в разрезе Кудрино-2 (ДК) и три – в разрезе Аксу-Дере (ДАД). Комплексы установлены по присутствию/первой встречаемости стратиграфически важных таксонов и/или по определенным количественным характеристикам комплексов палиноморф. Стратиграфическое распределение палиноморф дано на рис. 4, 5. Изображения характерных видов помещены в фототаблицах IV, V, VI. Для интерпретации возможных палеообстановок цисты динофлагеллат были объединены в 11 групп: (1) *Canningia*, *Senoniasphaera*; (2) *Chatangiella*, *Isabelidinium*; (3) *Surculosphaeridium*; (4) *Spiniferites*; (5) *Dinogymnium*; (6) *Acanthaulax wilsonii*; (7) *Palaeohystrichophora infusorioides*; (8) *Odontochitina*; (9) *Trithyrodinium*, (10) остальные гониаулакоидные, (11) зеленые водоросли. В группу (12) вошли пыльца и споры растений.

Комплекс с *Senoniasphaera macroreticulata*–*Surculosphaeridium longifurcatum* (ДК-1) (Кудрино-2, т.н. 3184, подпачки XVIa–XVIc, пробы 20–35). Ассоциация диноцист в низах подпачки XVIa (проба 20) чрезвычайно бедная в количественном и видовом отношении. Присутствующие в ней *Senoniasphaera protrusa* Clarke et Verdier, *Senoniasphaera macroreticulata* Prince et al., *Canningia glomerata* sensu Fensome et al., 2019, *C. colliveri* Cookson et Eisenack, *C. senonica* Clarke et Verdier, *Dinogymnium denticulatum* (Alberti) Evitt et al., ex gr. *Cassidium fragile* (Harris) Drugg представлены редкими (чаще единичными) экземплярами плохой сохранности.

Выше разнообразие и количество диноцист увеличиваются (рис. 4, 5). Преобладают *Spiniferites* spp., многочисленны *Chatangiella* (Ch. sp., Ch. “spinosa” sensu H. Nøhr-Hansen, Ch. cf. *manumii* (Vozzhennikova) Lentin et Williams), *Surculosphaeridium longifurcatum* (Firtion) Davey et al., *Canningia glomerata*. Постоянно присутствуют *Isabelidinium microarmum* (McIntyre) Lentin et Williams, *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, *Surculosphaeridium* sp., *Exochosphaeridium* sp., *Ex. phragmites* Davey et al., *Ex. bifidum* (Clarke et Verdier) Clarke et al., *Hystrichosphaeropsis obscura* Habib, *Apteod-*

inium deflandrei (Clarke et Verdier) Lucas-Clark, cf. *Riculacysta pala* Kirsch, *Subtilisphaera pontis-mariae* (Deflandre) Lentin et Williams, *Trithyrodinium evittii* Drugg, *Culversphaera velata* (Clarke et Verdier) Prince et al., *Trimuridinium whitenessense* (Prince et al.) Fensome et al., *Palaeohystrichophora infusorioides* Deflandre, *Dinogymnium* spp.

Внутри интервала, охарактеризованного ДК-1, зафиксированы изменения в содержании доминирующих видов (рис. 6). Так, в средней части подпачки XVIa (проба 25) преобладают *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Spiniferites* spp., *Canningia glomerata*, *Isabelidinium microarmum*. В основании подпачки XVIc (проба 30) резко сокращается количество *Isabelidinium microarmum* и возрастает *Chatangiella* spp., *Acantaulax wilsonii*. В верхней части этой подпачки (проба 35) фиксируются высокое содержание *Palaeohystrichophora infusorioides* и частые *Subtilisphaera pontis-mariae*, вклад *Chatangiella* spp., *Acantaulax wilsonii* незначителен.

Ассоциация диноцист ДК-1, на основании совместной встречаемости *Senoniasphaera macroreticulata*, *S. protrusa*, *T. whitenessense*, *Raetiaedinium truncigerum* (Deflandre) Kirsch, *Whitecliffia spinosa* (Clarke et Verdier) Pearce, *Surculosphaeridium? Longifurcatum* и обилия *Chatangiella*, может быть сопоставлена с комплексом диноцист из формаций Newhaven Chalk острова Уайт и Margate Chalk (Prince et al., 1999, 2008; Pearce et al., 2020), соответствующим зонам *Marsupites testudinarius*–*Offaster pillula* пограничного интервала сантона–кампана (рис. 7).

По данным изучения сантонских–кампанских отложений в Англии первое появление *Trimuridinium whitenessense* установлено в верхнесантонской зоне *Uintacrinus socialis* разреза Уайт Несс (White Ness) в восточном Кенте (Prince et al., 2008), а в разрезе скважины Транч (Trunch) аналогичное событие зафиксировано стратиграфически выше – в нижнекампанской зоне *Offaster pillula* (Pearce et al., 2020). *Senoniasphaera macroreticulata* была описана и встречена только в верхнем сантоне–базальной части нижнего кампана: в зоне *Uintacrinus socialis* разреза Уайт Несс и в зонах *Marsupites*–*Uintacrinus anglicus* разреза Форенесс Пойнт (Foreness Point), что позволяет ограничить верхнюю границу ДК-1 базальными горизонтами нижнего кампана.

Частая встречаемость в интервале средней части подпачки XVIa–низах подпачки XVIc борельных родов перидиниоидных таксонов *Isabelidinium*, *Chatangiella*, в совокупности с низким таксономическим разнообразием диноцист, указывает на развитие относительно холодноводных

с высокой продуктивностью обстановок формирования отложений.

Комплекс ДАД-1 (т.н. 3168, Аксу-Дере, пачка XVb, проба 28). Спектр диноцист чрезвычайно бедный в количественном и видовом отношении (рис. 5). Присутствуют единичные экземпляры *Canningia reticulata* Cookson et Eisenack, *Odontochitina costata* Alberti, *Dinogymnium acuminatum* Evitt et al., *Dinogymnium* sp., *Arteodinium deflandrei*, *Exochosphaeridium bifidum*. Эти таксоны имеют широкий диапазон распространения в позднем мелу, поэтому точных выводов о возрасте вмещающих отложений сделать нельзя.

Комплекс с *Canningia glomerata*–*Surculosphaeridium longifurcatum* (ДАД-2) (т.н. 3168, Аксу-Дере, подпачки XVIa–XVIc, пробы 40–50). В пробах 40 и 42 диноцист мало (14 и 20 экз. соответственно), и они не разнообразны (рис. 5). На этом уровне встречаются *Canningia* sp., *C. glomerata* sensu Fensome et al., 2019, *Senoniasphaera* sp., *S. protrusa*, *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Exochosphaeridium phragmites*, *Operculodinium* sp., *Trithyrodinium?* sp. Выше по разрезу (проба 44) разнообразие и количество диноцист увеличиваются. Преобладают *Canningia glomerata*, *Senoniasphaera protrusa*, *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Spiniferites* spp., *Acanthaulax wilsonii*, *Chatangiella* spp. Постоянно присутствуют *Odontochitina costata*, *Dinogymnium acuminatum*, *Dinogymnium* sp., *Arteodinium deflandrei*, *Exochosphaeridium bifidum*, *Membranigonyaulax wilsonii* Slimani, *Palaeohystrichophora infusorioides*. Начиная с уровня пробы 46 и выше, встречаются *Coronifera oceanica* Cookson et Eisenack, *Pterodinium cingulatum* (Wetzel) Below и празинофиты *Tarsisphaeridium geminiporatum* W. Riegel, а с уровня образца 48 и выше – *Whitecliffia spinosa* и *Odontochitina diducta* Pearce. Остальные таксоны распространены неравномерно. Палинокомплекс характеризуется постоянной относительно частой встречаемостью пыльцы растений (от 5.5 до 13% от суммы всех палиноморф) (рис. 6).

Внутри интервала, охарактеризованного ДАД-2, зафиксированы изменения в содержании доминирующих видов. В пробе 44 преобладают *Spiniferites* spp. и *Surculosphaeridium longifurcatum*, часты *Chatangiella*, *Isabelidinium*, *Trithyrodinium*, *Dinogymnium* spp., *Palaeohystrichophora infusorioides*. Выше (пробы 46–50) резко возрастает содержание

(до 30%) *Canningia glomerata*, *Senoniasphaera protrusa*, часты *Spiniferites* spp., *Surculosphaeridium longifurcatum*, остальные таксоны встречаются в незначительном количестве.

Выявленная в ДАД-2 ассоциация диноцист близка к комплексу ДК-1, установленному в разрезе Кудрино-2. Отличием ДАД-2 является отсутствие в нем *Senoniasphaera macroreticulata*, *Trimuridinium whitenessense*, *Canningia colliveri*, *C. senonica* и в целом высокое количество таксонов семейства *Aeoligeraceae* (*Senoniasphaera* и *Canningia*) (рис. 6). Следует отметить, что ассоциация диноцист ДАД-2 по таксономическому составу близка к комплексу, установленному на уровне пачки 2–нижней части пачки 3 в разрезе Алан-Кыр (Гужиков и др., 2019).

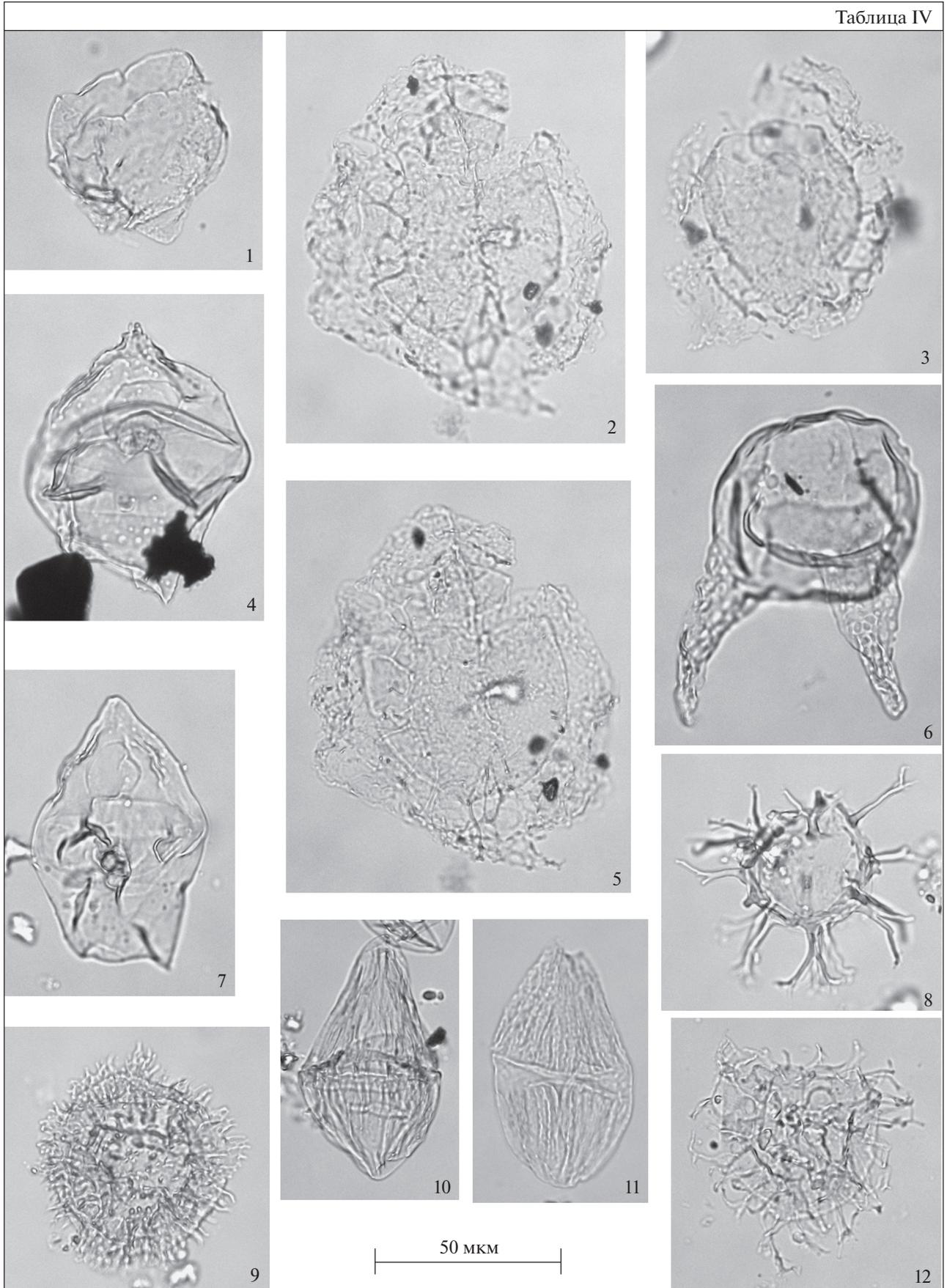
Комплекс ДК-1 в разрезе Кудрино-2 датируется терминальной частью сантона–началом кампана. Согласно имеющимся данным по эвстатическим изменениям, этому времени отвечает последовательное фронтальное развитие крупной морской трансгрессии (“*Marsupites transgression*”) и изотопное событие SCBE (Santonian–Campanian Boundary Event) – положительный углеродный экскурс (Haq et al., 1987; McArthur et al., 1992, 1993; Jenkyns et al., 1994; Jarvis et al., 2002, 2006 и др.). Высоко-разрешающая хеомстратиграфия разрезов английского верхнего мела свидетельствует, что начало углеродного события SCBE приурочено к верхнему сантону (середина зоны *Marsupites*), а его завершение – к базальным слоям кампана, ниже первого появления *Offaster pilula* (Jarvis et al., 2002, 2006).

Обилие в ДАД-2 таксонов семейства *Aeoligeraceae* свидетельствует о формировании пород в мелководных обстановках с высокой гидродинамикой во время трансгрессивной фазы развития бассейна. Тем не менее пропорции *Spiniferites* и *Surculosphaeridium* указывают на условия “максимальной поверхности затопления” (*maximum flooding surface*) (Prauss, 2001), а значимое количество пыльцы – на существенный снос с прилегающей суши. В целом снижение снизу вверх по разрезу количества *Chatangiella* и *Isabelidinium* позволяет предполагать тенденцию к потеплению вод во время формирования подпачек XVa–XVIc. Эти данные свидетельствуют о том, что комплекс ДАД-2 имеет более молодой возраст, чем ДК-1.

Комплекс с *Odontochitina porifera* (ДАД-3) (т.н. 3168, Аксу-Дере, подпачка XVIId–пачка XVII,

Таблица IV. Палиноморфы из разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере. Все фигуры в одном увеличении.
1 – *Canningia colliveri* Cookson et Eisenack, Кудрино-2, проба 20; 2, 3, 5 – *Senoniasphaera macroreticulata* Prince et al., Кудрино-2, проба 20; 4, 7 – *Isabelidinium microarmum* (McIntyre) Lentin et Williams: 4 – Аксу-Дере, проба 44, 7 – Кудрино-2, проба 25; 6 – *Odontochitina porifera* Cookson, Аксу-Дере, проба 62; 8 – *Surculosphaeridium longifurcatum* (Fritton) Davey et al., Кудрино-2, проба 25; 9 – *Acanthaulax wilsonii* Yun Hyesu, Кудрино-2, проба 25; 10 – *Dinogymnium acuminatum* Evitt et al., Кудрино-2, проба 25; 11 – *D. denticulatum* (Alberti) Evitt et al., Кудрино-2, проба 20; 12 – *Heterosphaeridium verdieri* Yun Hyesu, Кудрино-2, проба 25.

Таблица IV



пробы 54–69). На этом уровне отмечается крайне низкое количество диноцист. В большей части этого интервала разреза все таксоны встречаются в незначительном количестве (чаще единично) и преимущественно спорадически, за исключением *Spiniferites* spp. (рис. 5). Пыльца и споры растений тоже встречены спорадически, в виде единичных экземпляров.

Присутствует большинство таксонов, выявленных в ДАД-2. Впервые встречаются *Odontochitina porifera*, *Dinogymnium vestralinum*, *Florentinia ferox*, *Cribroperidinium* cf. *cooksaniae*, *Arteodinium* sp., *Arteodinium* cf. *crassum*, cf. *Cannosphaeropsis* sp., *Downiesphaeridium* sp., *Membranosphaera* sp. Не обнаружены *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Chatangiella* cf. *manumii*, Ch. “*spinosa*”, *Echospheraeridium bifidum*, присутствовавшие в ДАД-2. На уровне пробы 58 установлено последнее присутствие *Senoniasphaera protrusa*, *Dimidinium striatum*, *Pervosphaeridium pseudhystrichodinium*, *P. monasteriense*.

Состав диноцист не позволяет точно судить о возрасте вмещающих пород в этой части разреза Аксу-Дере. В разрезах Англии многие из встреченных таксонов исчезают на уровне зоны *Offaster pilula*, при этом первое присутствие единичных экземпляров *Odontochitina porifera* выявлено в середине коньяка, а ее постоянная встречаемость – с верхнего сантона, с уровня зоны *Uintacrinus socialis* (Prince et al., 1999, 2008; Pearce et al., 2020) (рис. 7). Отсутствие в комплексе ДАД-3 *Surculosphaeridium longifurcatum* позволяет предполагать, что его нижняя граница не древнее средней части зоны *Offaster pilula*. Исчезновения *R. truncigerum* и *S. protrusa* в верхах зоны *Offaster pilula*, фиксируемые в Англии как синхронные, в разрезе Аксу-Дере приурочены к разным уровням: последняя *S. protrusa* встречена в верхах пачки XVI, а *R. truncigerum* – в пачке XVII, почти в кровле разреза.

В разрезах гелветских и ультрагелветских покровов Германии совместная встречаемость *O. porifera*, *Ar. deflandrei* установлена внутри диноцистовой Зоны 4 *Aeoligera coronata*, охватывающей большую часть кампана – от середины зоны *Globotruncanites elevata* до зоны *Radotruncana cal-*

carata по планктонным фораминиферам (Kirsch, 1991). В разрезах Австрии и Венгрии присутствие этих таксонов выявлено в нижнекампанской подзоне *Arteodinium deflandrei* зоны *Odontochitina operculata* по диноцистам, соответствующей зонам СС18 (*B. parca*)–СС19 (*S. ovalis*) (первая половина) по наннопланктону (Siegl-Farkas, Wargreich, 1996; Siegl-Farkas, 1997). Появление *O. porifera* в разрезах Полярного Предуралья установлено в основании нижнекампанских слоев с *Chatangiella niiga* (Лебедева, 2005, 2006). Исходя из присутствия руководящего вида, эта часть разреза также может быть сопоставлена с диноцистовыми слоями с *Odontochitina porifera* пудовкинской свиты Нижнего Поволжья, охарактеризованной зоной *Cibicidoides temirensis/Bolivinoidea decoratus* (LC13) по бентосным фораминиферам и слоями с *Prunobrachium crassum*–*Archaeospongoprunum salumi* по радиоляриям, датируемым ранним кампаном (Александрова и др., 2012).

Учитывая вышеприведенные сведения и положение комплекса ДАД-3 в разрезе, можно предположить раннекампанский возраст пачек XVI и XVII (рис. 7).

Комплексы диноцист, выявленные в Крыму, в целом близки к позднеантонским–раннекампанским комплексам Англии. Опираясь на распространение руководящих видов диноцист в разрезах, мы предполагаем, что комплекс ДК-1 из разреза Кудрино-2 занимает немного более низкое стратиграфическое положение, чем ДАД-2, и, исходя из существенного содержания в нем бореальных родов, вероятно, приурочен к пограничному интервалу сантона–кампана и событию SCBE. Комплекс ДАД-2 в разрезе Аксу-Дере характеризует относительно теплые мелководные палеообстановки. В верхней части разреза Аксу-Дере установлен таксономически бедный комплекс ДАД-3, который, с долей условности, отнесен к нижнему кампану.

Нерешенным остается вопрос точного соотношения между собой комплексов ДК-1 и ДАД-2, а также их соотношения с комплексом диноцист из разреза Алан-Кыр, поскольку все они выделены в разных разрезах и их непрерывная последовательность нами не наблюдалась.

Таблица V. Палиноморфы из разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере. Все фигуры в одном увеличении.

1, 2 – *Senoniasphaera protrusa* Clarke et Verdier, Кудрино-2, проба 25; 3 – *Dinogymnium albertii* Clarke et Verdier, Кудрино-2, проба 30; 4 – *Alisogymnium euclaense* (Cookson et Eisenack) Lentin et Vozzhennikova, Аксу-Дере, проба 44; 5, 6 – *Canningia reticulata* Cookson et Eisenack, Аксу-Дере, проба 58; 7 – *Fromea laevigata* (Drugg) Stover et Evitt, Кудрино-2, проба 25; 8 – *Arteodinium deflandrei* (Clarke et Verdier) Lucas-Clark, Кудрино-2, проба 25; 9 – *Chatangiella* cf. *manumii* (Vozzhennikova) Lentin et Williams, Аксу-Дере, проба 44; 10 – *Dinogymnium muticum* (Vozzhennikova) Lentin et Williams, Аксу-Дере, проба 46; 11, 12 – *Chatangiella* “*spinosa*” sensu Nohr-Hansen et al., 2019: 11 – Аксу-Дере, проба 44, 12 – Кудрино-2, проба 25; 13, 14 – *Isabelidinium microarmum* (McIntyre) Lentin et Williams: 13 – Кудрино-2, проба 25, 14 – Аксу-Дере, проба 44.

Таблица V

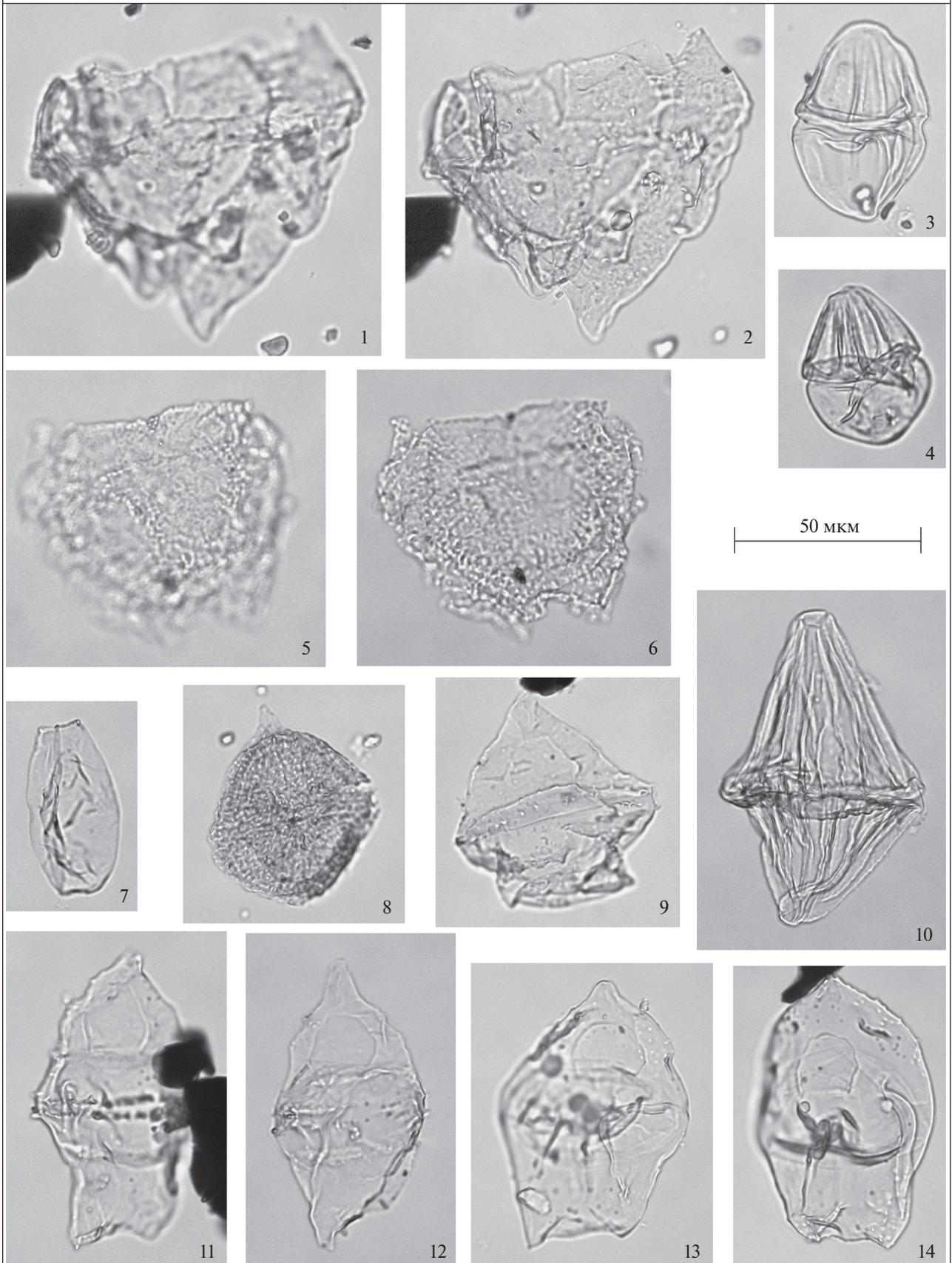


Таблица VI

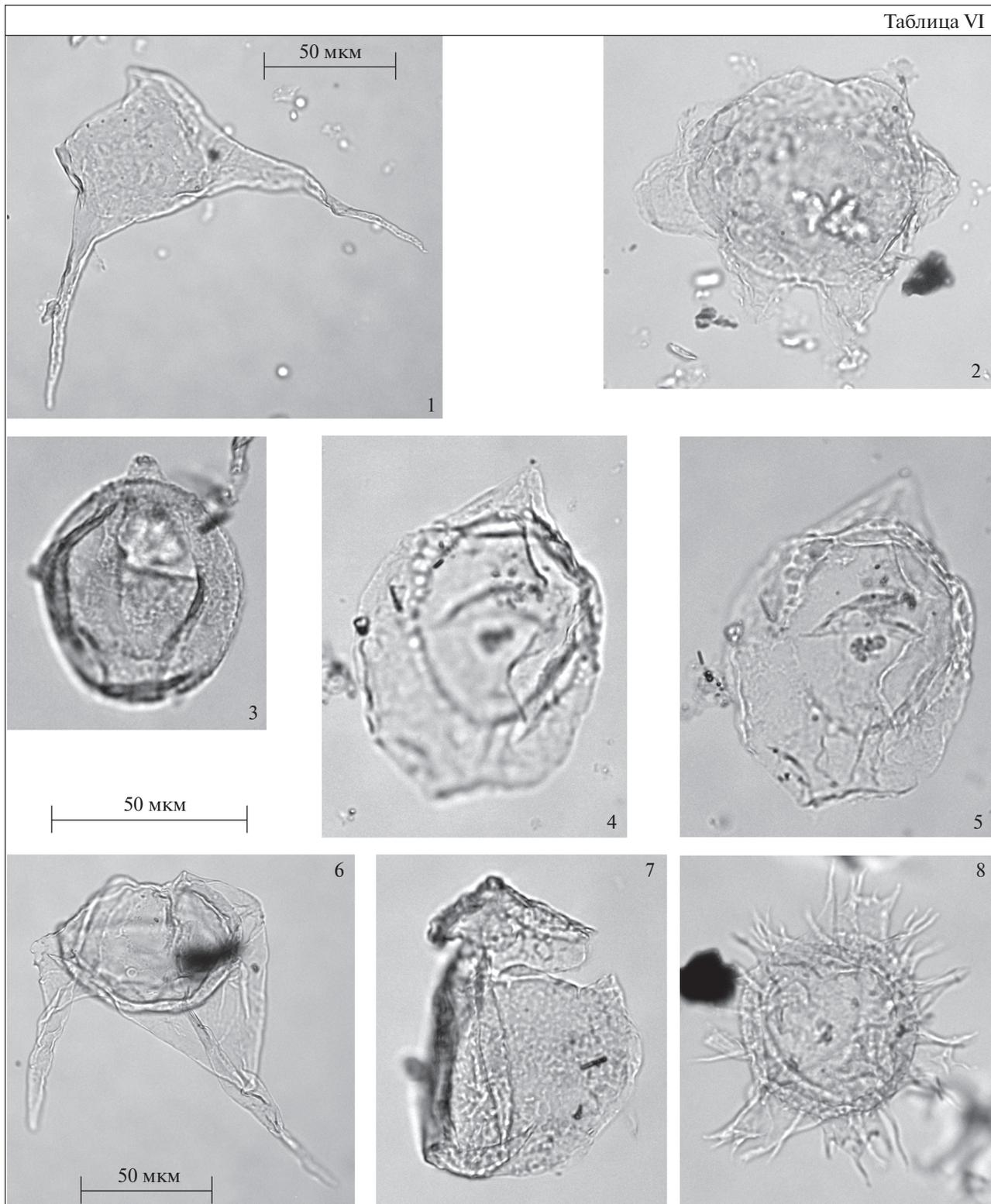


Таблица VI. Палиноморфы из разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере.

1 – *Odontochitina diducta* Pearce, Кудрино-2, проба 25; 2 – *Canningia glomerata* sensu Fensome et al., 2019, Кудрино-2, проба 25; 3 – *Arteodinium* cf. *crassum* Slimani et Louwe, Аксу-Дере, проба 64; 4, 5 – *Senoniasphaera protrusa* Clarke et Verdier, Кудрино-2, проба 30; 6 – *Xenascus* sp., Аксу-Дере, проба 44; 7 – *Canningia reticulata* Cookson et Eisenack, Аксу-Дере, проба 28; 8 – *Florentinia buspina* (Davey et Verdier) Duxbury, Аксу-Дере, проба 64.

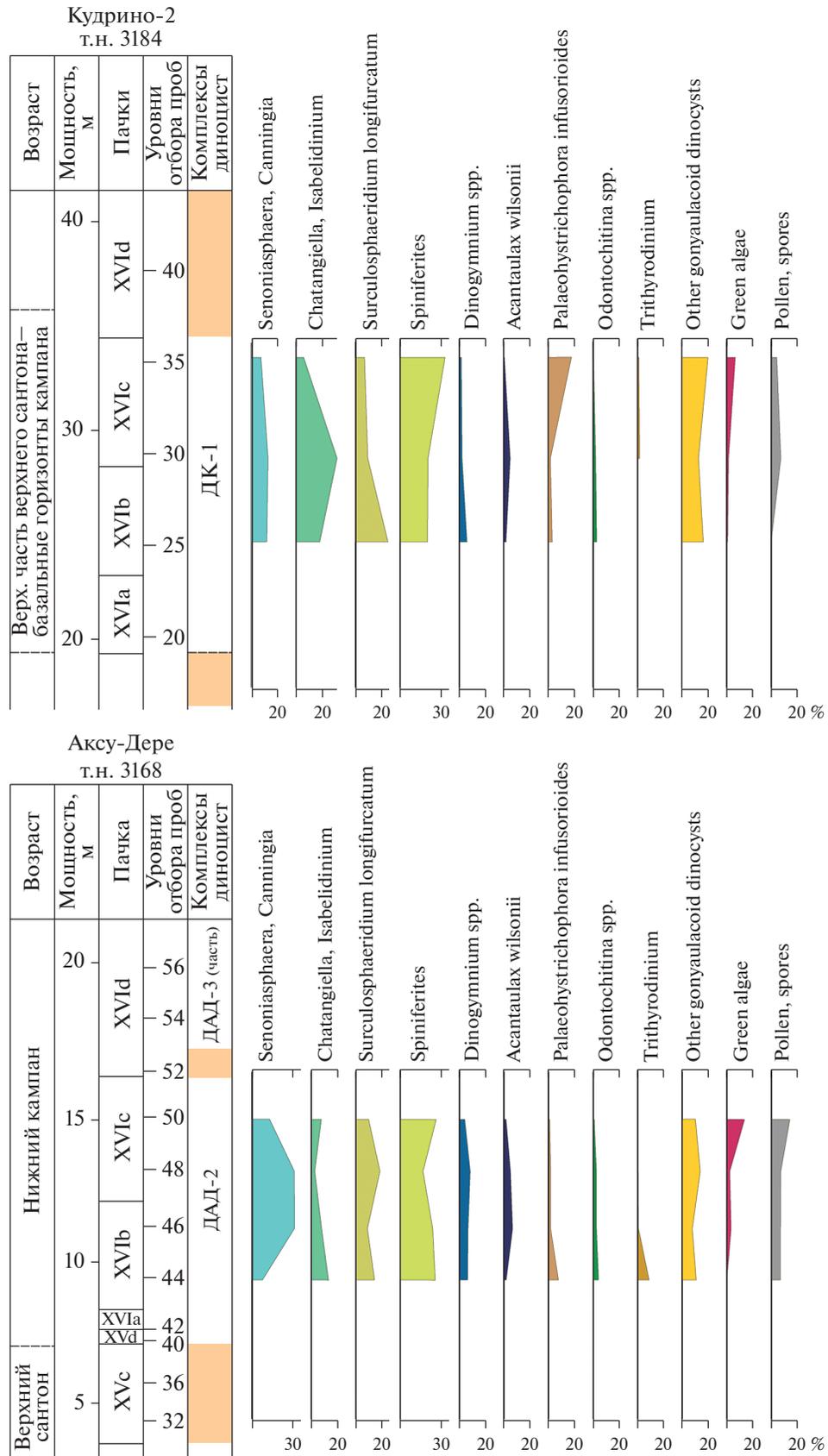


Рис. 6. Соотношения различных групп палиноморф в ДК-1 разреза Кудрино-2 и в ДАД-2 разреза Аксу-Дере.

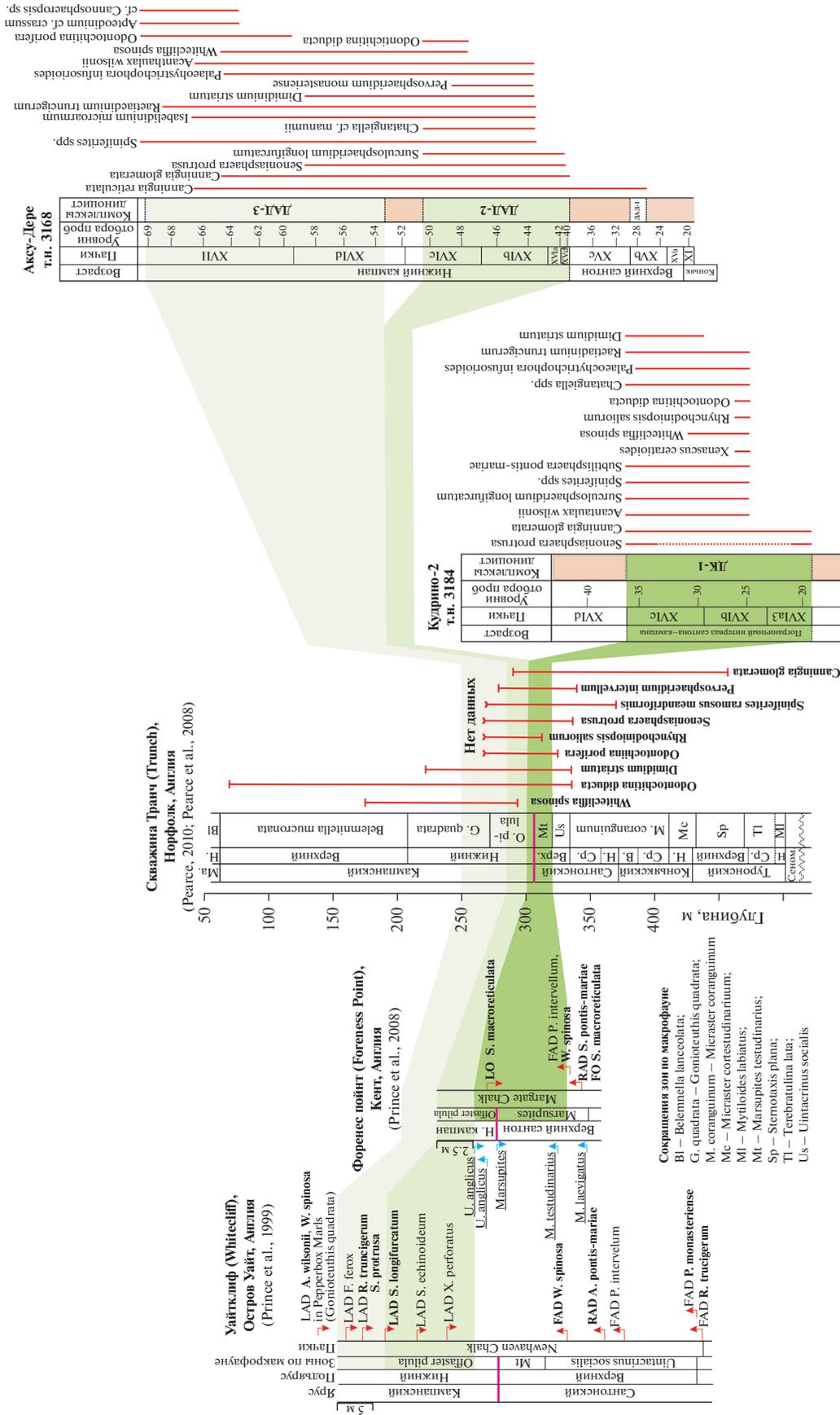


Рис. 7. Корреляция разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере с разрезами Англии.

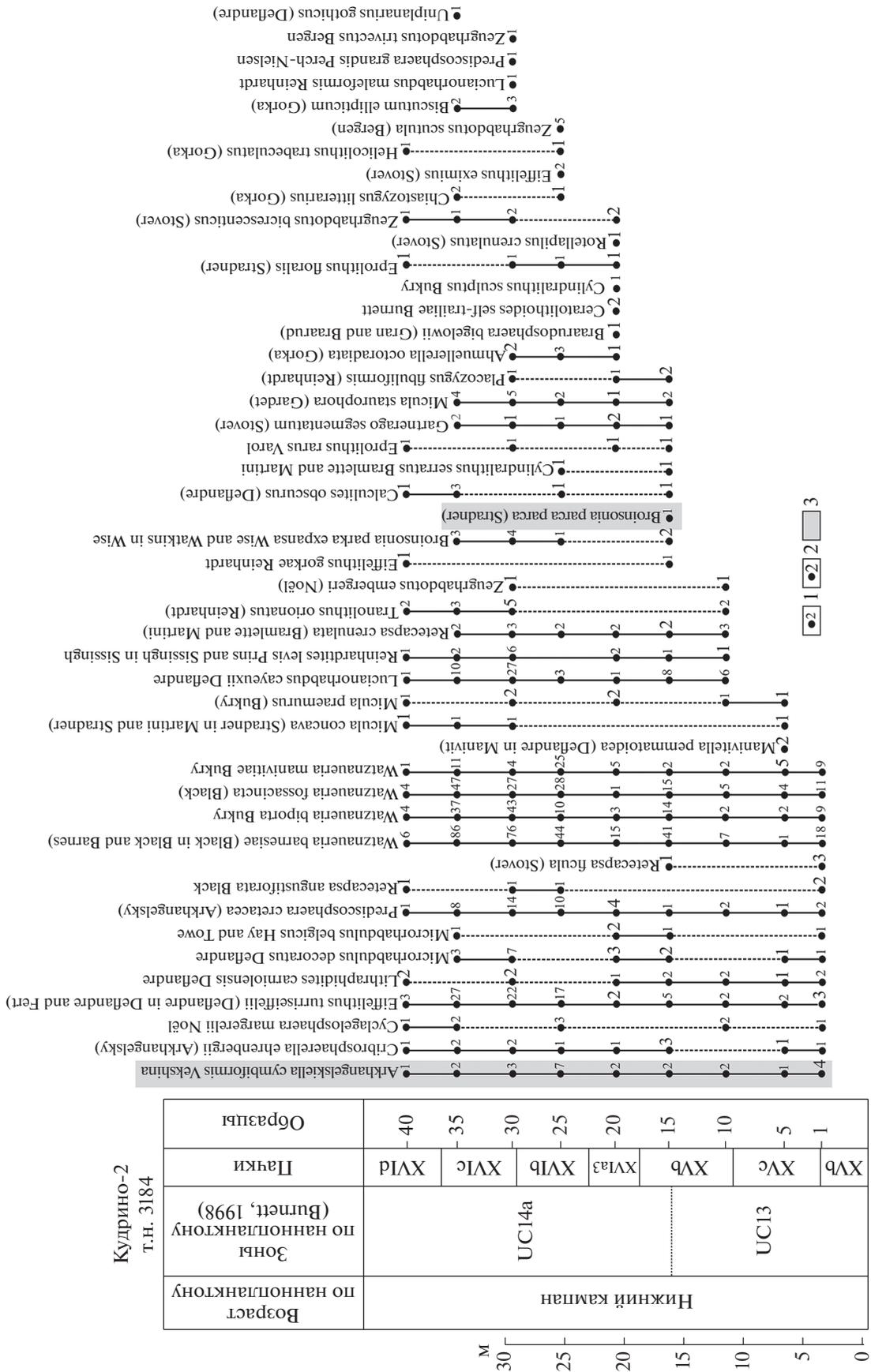


Рис. 8. Распределение нанноплянктона в разрезе Кудрино-2. 1 — количество экземпляров на весь препарат, 2 — распространение в разрезе видов-индексных зон. 1 — количество экземпляров на 100 полей зрения подряд, 2 — количество экземпляров на весь препарат, 3 — распространение в разрезе видов-индексных зон.

Наннопланктон

Из разреза Кудрино-2 было проанализировано 9 образцов, из Аксу-Дере – 21 образец. Во всех них присутствует наннопланктон. Препараты изготавливали по стандартной технологии (Bown, Young, 1998) и изучали под световым поляризационным микроскопом БиОптик200 в проходящем свете и скрещенных николях при увеличении $\times 1000$. Фотографии сделаны при помощи цифрового фотоаппарата Canon EOS 550D и фотонасадки Canon. Для оценки относительного количества определенных видов производили подсчет в 100 полях зрения подряд на произвольно выбранной площади препарата. Видовое разнообразие оценивали по всему препарату, площадь предметного стекла которого составляет 24×24 мм. Сохранность наннофоссилий варьирует от плохой (значительное растворение и перекристаллизация) до умеренной (вторичные изменения незначительны). Несмотря на не очень хорошую сохранность, все наннофоссилии оказались определяемыми до вида.

Известковый наннопланктон верхнего мела разреза Аксу-Дере был впервые изучен С.И. Шуменко (Шуменко, Стеценко, 1978), им же были выделены зональные комплексы. В 2016 г. его изучение было продолжено Е.А. Щербининой (Щербинина, Гаврилов, 2016). С тех пор накопилось много новых данных о таксономическом разнообразии, стратиграфическом и площадном распространении зональных маркеров, что позволяет сопоставлять между собой удаленные разрезы и уточнять границы выделенных зон. К настоящему времени наиболее пригодной для решения этих задач является биостратиграфическая шкала верхнего мела по

наннопланктону, разработанная Барнетт (Burnett, 1998), хотя шкала, разработанная для отложений этого возраста Сиссингом (Sissingh, 1977), не утратила своей актуальности и хорошо сопоставляется со шкалой Барнетт 1998 г.

Всего в разрезах Кудрино-2 и Аксу-Дере было определено 68 видов наннопланктона, большинство которых относится к родам *Broinsonia*, *Pre-discosphaera*, *Zeughrabdodus*, *Watznaueria*.

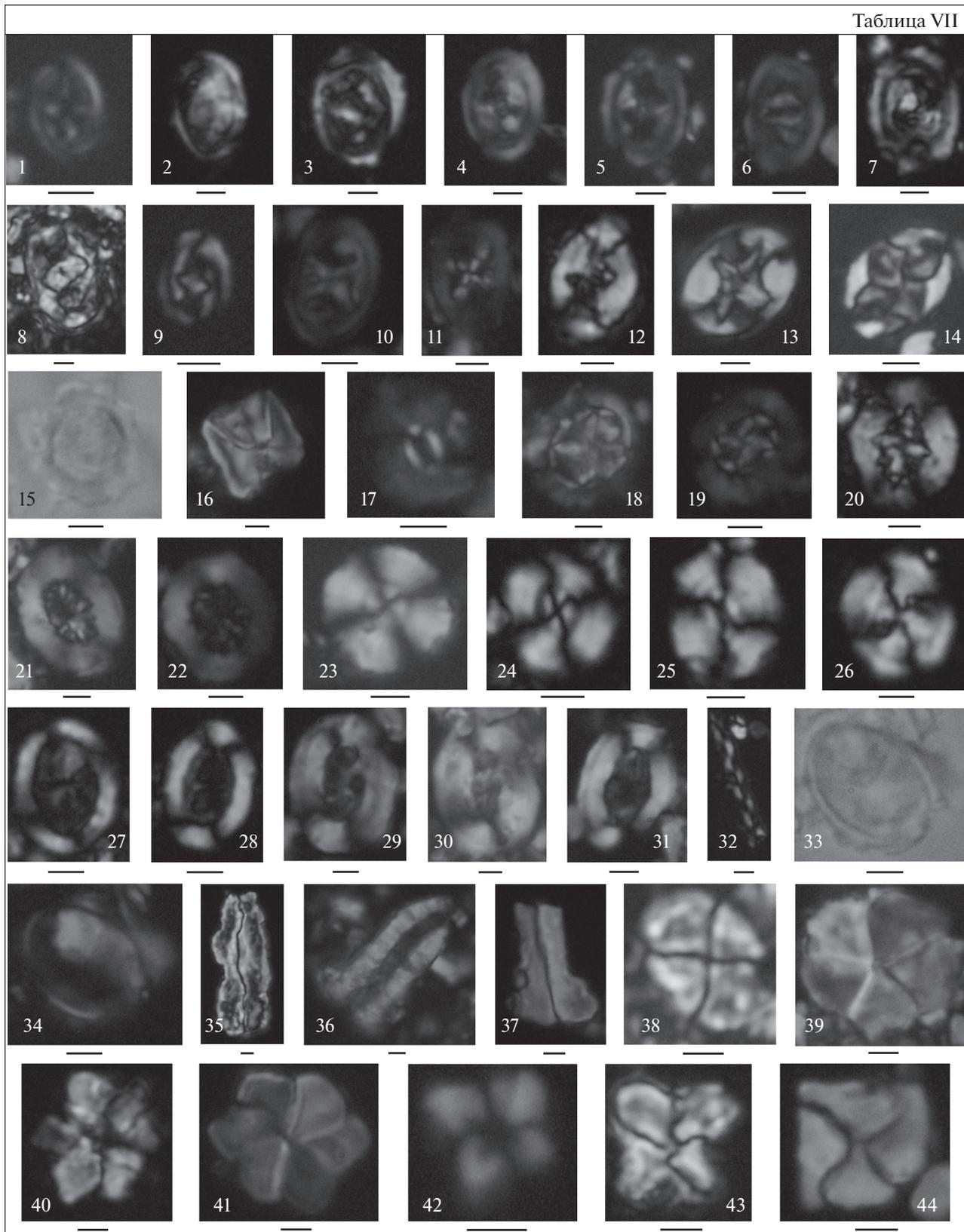
Комплекс известкового наннопланктона **разреза Кудрино-2** небогат в видовом отношении: всего определено 46 видов (рис. 8). С долей условности здесь выделены **нижекампанские зоны UC13 и UC14a**. Первая зона установлена по появлению *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, вторая – по появлению *Broinsonia parca parca* (Stradner) Bukry (Burnett, 1998). Но, так как второй вид выявлен только в одном образце в единственном экземпляре, граница между зонами внутри подпачки XVd проведена условно (рис. 8).

Комплекс наннопланктона, определенный в **разрезе Аксу-Дере**, более разнообразен в видовом отношении и имеет свои особенности (рис. 9, табл. VII). В этом разрезе выделено 4 зоны (рис. 9). Хотя коньякский ярус в данной работе не рассматривается, отметим, что образцы из пачки XI содержат *Lucianorhabdus saueuxii* Deflandre. Этот таксон появляется в основании **подзоны UC11с верхнего коньяка** (Burnett, 1998), что находится в противоречии с возрастом данной пачки, установленным по фораминиферам, иноцерамам и другой макрофауне (Найдин и др., 1981; Алексеев, 1989; Кораевич, Walaszczyk, 1990). **Зона UC12 верхнего сантона** не имеет характерных только для

Таблица VII. Наннопланктон из разрезов Кудрино-2 и Аксу-Дере. Длина масштабной линейки 2 мкм. Все фотографии сделаны в скрещенных николях, кроме фиг. 15 и 33, сделанных в проходящем свете.

1 – *Staurolithites laffittei* Caratini, обр. 32, Аксу-Дере; 2 – *Tranolithus orionatus* (Reinhardt) Reinhardt, обр. 10, Кудрино-2; 3, 4 – *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh: 3 – обр. 10, Кудрино-2, 4 – обр. 32, Аксу-Дере; 5 – *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen, обр. 32, Аксу-Дере; 6 – *Zeughrabdodus birescenticus* (Stover) Burnett in Gale et al., обр. 50, Аксу-Дере; 7 – *Z. scutula* (Bergen) Rutledge et Bown, обр. 25, Кудрино-2; 8 – *Z. embergeri* (Noël) Perch-Nielsen, обр. 30, Кудрино-2; 9 – *Placozygus fibuliformis* (Reinhardt) Hoffmann, обр. 30, Кудрино-2; 10 – *Chiaostygius bifarius* Bukry, обр. 54, Аксу-Дере; 11 – *Ch. litterarius* (Górka) Manivit, обр. 48, Аксу-Дере; 12 – *Eiffellithus gorkae* Reinhardt, обр. 25, Кудрино-2; 13 – *E. turriseiffelii* (Deflandre in Deflandre et Fert) Reinhardt, обр. 50, Аксу-Дере; 14 – *Helicolithus trabeculatus* (Górka) Verbeek, обр. 1, Аксу-Дере; 15 – *Cylindralithus biarcus* Bukry, обр. 52 (Аксу-Дере); 16 – *C. serratus* Bramlette et Martini, обр. 44, Аксу-Дере; 17 – *Biscutum ellipticum* (Górka) Grün in Grün et Allemann, обр. 44, Аксу-Дере; 18 – *Prediscosphaera grandis* Perch-Nielsen, обр. 50, Аксу-Дере; 19 – *Pr. cretacea* (Arkhangelsky) Gartner, обр. 42, Аксу-Дере; 20 – *Retecapsa angustiforata* Black, обр. 1, Кудрино-2; 21 – *R. ficula* (Stover) Burnett, обр. 66, Аксу-Дере; 22 – *R. crenulata* (Bramlette et Martini) Grün in Grün et Allemann, обр. 8, Аксу-Дере; 23 – *Cyclagelosphaera margerelii* Noël, обр. 32, Аксу-Дере; 24 – *Watznaueria barnesia* (Black in Black et Barnes) Perch-Nielsen, обр. 1, Кудрино-2; 25 – *W. fossacincta* (Black) Bown in Bown et Cooper, обр. 5, Кудрино-2; 26 – *W. biporta* Bukry, обр. 25, Кудрино-2; 27 – *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, обр. 1, Кудрино-2; 28 – *Broinsonia parca expansa* Wise et Watkins in Wise, обр. 25, Кудрино-2; 29 – *Br. parca parca* (Stradner) Bukry, обр. 64, Аксу-Дере; 30 – *Br. parca constricta* Hattner et al., обр. 62, Аксу-Дере; 31 – *Br. matalosa* (Stover) Burnett in Gale et al., обр. 50, Аксу-Дере; 32 – *Microrhabdulus decoratus* Deflandre, обр. 20, Кудрино-2; 33, 34 – *Kamptnerius magnificus* Deflandre, обр. 66, Аксу-Дере; 35, 36 – *Lucianorhabdus saueuxii* Deflandre: 35 – обр. 25, Кудрино-2, 36 – обр. 54, Аксу-Дере; 37 – *L. maleformis* Reinhardt, обр. 46, Аксу-Дере; 38 – *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh in Sissingh, обр. 30, Кудрино-2; 39 – *Braarudosphaera bigelowii* (Gran et Braarud) Deflandre, обр. 66, Аксу-Дере; 40 – *Eprolithus rarus* Varol, обр. 20, Кудрино-2; 41 – *E. moratus* (Stover) Burnett, обр. 20, Аксу-Дере; 42 – *Micula concave* (Stradner in Martini et Stradner) Verbeek, обр. 18, Аксу-Дере; 43 – *M. staurophora* (Gardet) Stradner, обр. 30, Кудрино-2; 44 – *M. swastika* Stradner et Steinmetz, обр. 68, Аксу-Дере.

Таблица VII



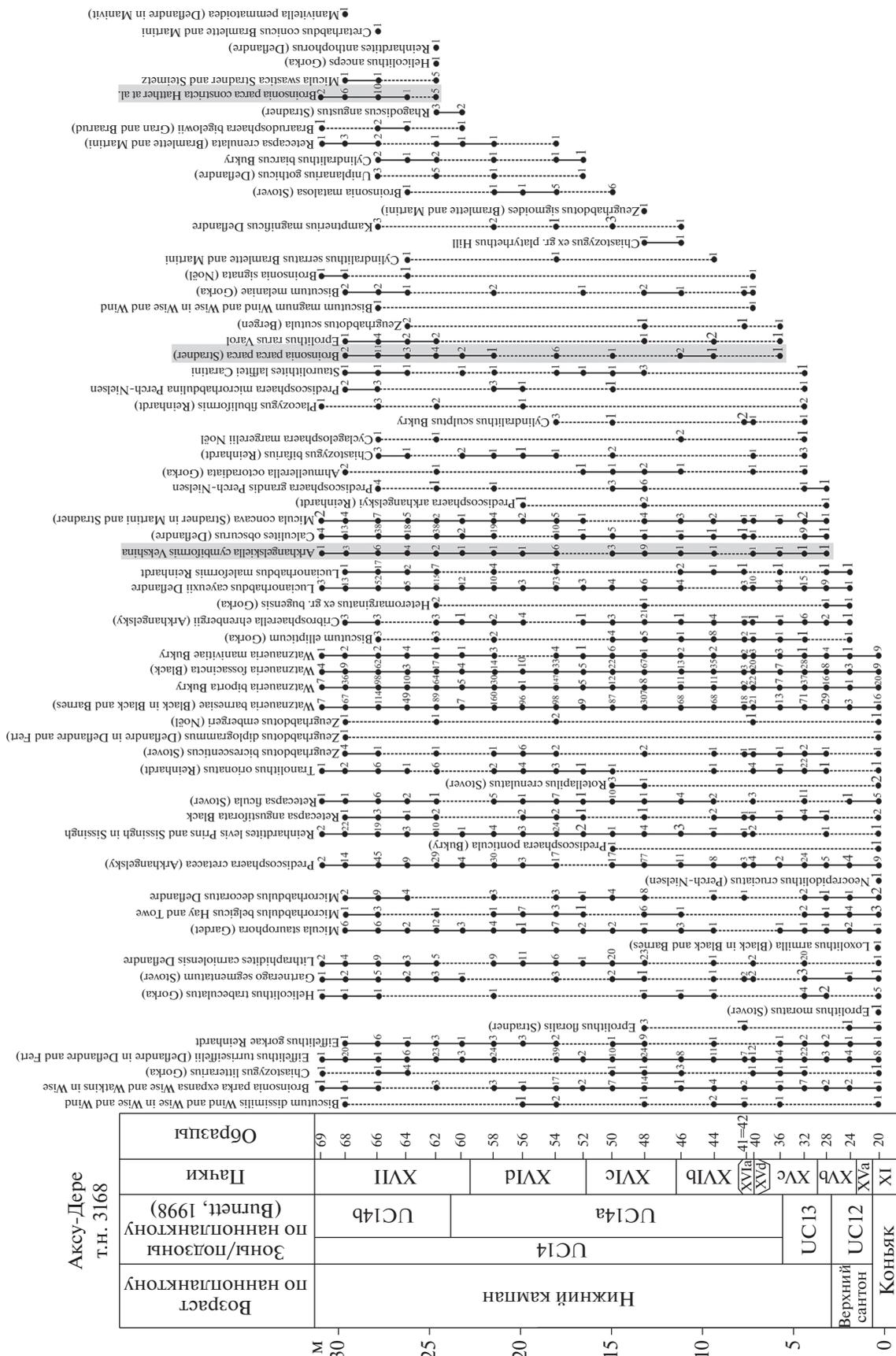


Рис. 9. Распределение наннопланктона в разрезе Аку-Дере. Условные обозначения см. рис. 8.

нее видов (Burnett, 1998), и ее граница с вышележащей зоной UC13 нижнего кампана определяется по появлению *Arkhangelskiella symbiformis*, что зафиксировано нами в верхах подпачки XVb (рис. 9, табл. VII). Зона UC14 нижнего кампана представлена двумя подзонами: UC14a, основание которой определено в середине подпачки XVc по появлению *Broinsonia parca parca*, и UC14b, подошва которой установлена в низах пачки XVII по появлению *Broinsonia parca constricta* Hattner et al. (Burnett, 1998) (рис. 9, табл. VII). Выделенные зоны и комплексы наннофоссилий хорошо коррелируются с одновозрастными зонами верхнего сантона—нижнего кампана Южных Карпат (Melinte-Dobrinescu, 2018), Северных Известняковых Альп (Wolfgring et al., 2018), Южной Англии и Южной Польши (Dubicka et al., 2017). В то же время корреляция с разрезом Алан-Кыр в Центральном Крыму затруднена из-за плохой сохранности наннопланктона в последнем (Копачевич и др., 2020; Ovechkina et al., 2021).

Особенностью комплексов наннопланктона разреза Аксу-Дере является то, что виды-маркеры зон присутствуют не массово, а в единичных экземплярах (рис. 9). Впрочем, это характерно и для западноевропейских разрезов (Dubicka et al., 2017; Melinte-Dobrinescu, 2018; Wolfgring et al., 2018). В них также встречаются в единичных экземплярах виды, нехарактерные для нижнего кампана. В частности, существование *Zeughrabdodus scutula* (Bergen) Rutledge et Bown ограничено готеривом—сантоном, но, по-видимому, он спорадически встречается и в кампане (Mikrotax.org). В разрезе Аксу-Дере он выявлен в 4 образцах, а в Кудрино-2 — в одном образце (рис. 8) в количестве 1–2 экземпляров (рис. 9, табл. VII). Это позволяет предположить, что либо этот таксон был переотложен, либо он имеет более широкое стратиграфическое распространение. Не менее интересно и распространение по разрезу *Reinhardtites levis* Prins et Sissingh in Sissingh. В биостратиграфической схеме Барнетт его первое появление приходится на основание зоны UC14d (Burnett, 1998). Но первое появление этого таксона отмечается в нижнекампанской зоне UC14a скв. 763 плато Экмут на северо-западе шельфа Австралии и в основании подзоны UC14a плато Кергелен, скв. 1138 (Russo, 2012–2013). В разрезе Алан-Кыр также установлено его более раннее появление (Копачевич и др., 2020; Ovechkina et al., 2021).

Позднетуронский—маастрихтский интервал позднего мела считается временем глобального похолодания и пониженного содержания питательных веществ в поверхностных водах (Linnert et al., 2014, 2018), что не могло не отразиться на таксономическом составе наннопланктона. Тем не

менее анализ изменения относительного количества наннофоссилий в разрезе Аксу-Дере позволяет предположить, что имели место и периоды повышения температуры. Так, возрастание количества *Watznaueria barnesiae* (Black in Black et Barnes) Perch-Nielsen, *Calculites obscurus* (Deflandre) Prins et Sissingh in Sissingh и *Lucianorhabdus cayeuxii* (рис. 9) может свидетельствовать о повышении температуры неглубокого бассейна, где они обитали (Sanjary et al., 2019). В разрезе Аксу-Дере существенное увеличение количества (больше 50 экз./100 полей зрения) *W. barnesiae* отмечено на многих уровнях разреза, начиная с подпачки XVc и выше (обр. 32, 44–50, 54–58, 62 и 66–68) (рис. 9). Резкие возрастания численности двух других видов отмечены только в самых верхах разреза: *C. obscurus* (больше 30 экз./100 полей зрения) фиксируется в пачке XVII (обр. 62, 66), *Lucianorhabdus cayeuxii* (больше 50 экз./100 полей зрения) в подпачке XVI d (обр. 54) и пачке XVII (обр. 62 и 66).

В разрезе Кудрино-2 значительное увеличение количества *W. barnesiae* отмечено только в подпачке XVIc (обр. 30–35), где ему сопутствует возрастание числа *L. cayeuxii* (до 10–27 экз./100 полей зрения), а *C. obscurus* встречается в единичных экземплярах (рис. 8).

Бентосные фораминиферы

Сообщества бентосных фораминифер (БФ) из сантон-кампанской части разреза Аксу-Дере были изучены в пробах, взятых с 28 уровней. Для извлечения раковин фораминифер использовали метод сплавления породы с глауберовой солью, однако полученный результат оказался неудовлетворительным, и понадобилась дополнительная обработка порошков с использованием уксусной ледяной кислоты, которая дала необходимый эффект. Полученный материал изучали по фракции <0.2 мм с использованием стереоскопического микроскопа MC-2 ZOOM. Более крупная фракция не была получена по техническим причинам.

Из разреза Кудрино-2 на изучение комплексов БФ было отобрано 9 проб. Их обрабатывали по методике с замачиванием в ледяной уксусной кислоте и дальнейшей промывкой через сито с ячейей 0.1 мм. Просушенный порошок делили на фракции <0.4 мм и >0.4 мм, которые затем изучали под стереоскопическим микроскопом MC-2 ZOOM.

В лаборатории диагностики наноматериалов и структур Саратовского государственного университета с использованием автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа MIRA 2 LMU (производство фирмы Tescan) были получены детальные изображения отдельных экземпляров,

позволившие получить более четкие представления о морфологии раковин.

Биостратиграфические подразделения по результатам изучения комплексов БФ выделены в ранге слоев. Сопоставление полученных ранее микрофаунистических данных по сантону—кампану Крыма (Маслакова, 1959; Беньямовский, Копаевич, 2016; Брагина и др., 2016) с зонами по БФ, установленными в других регионах (Koch, 1977; Hart et al., 1989; Беньямовский, 2008а, 2008б; Walaszczyk et al., 2016; Vishnevskaya et al., 2018), обнаружило ряд “стратиграфических коллизий” (Беньямовский, Копаевич, 2016), например появление зонального вида кампана Восточно-Европейской платформы *Pseudovalvulineria clementiana clementiana* (d’Orbigny) в сантонских отложениях с *Marsupites testudinarius*. Подобные примеры, тщательно проанализированные В.Н. Беньямовским и Л.Ф. Копаевич (2016), доказали преждевременность оптимистичного вывода о том, что слои с БФ в сантоне—кампане Центрального Крыма “легко коррелируются со схемами, предложенными для Европейской палеобиогеографической области” (Брагина и др., 2016).

Разрез Аксу-Дере. В этом разрезе комплексы БФ установлены во всех образцах. Всего обнаружено около 40 видов, в том числе руководящие формы, позволяющие определить возраст вмещающих отложений (табл. VIII). В разрезе выделены следующие подразделения в ранге слоев (рис. 10): слои с *Pseudovalvulineria stelligera*/*Stensioeina gracilis*/*St. perfecta* (верхний сантон); слои с *Bolivinooides strigillatus*/*B. culverensis*/*Pseudovalvulineria ex gr. thalmani* (переходный интервал сантона—кампана); слои с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (переходный интервал сантона—кампана); слои с *Bolivinooides granulatus* (нижний кампан).

Слои с *Pseudovalvulineria stelligera*/*Stensioeina gracilis*/*S. perfecta* (БФАД-4) установлены в интервале обр. 25–37 (подпачки XVb, XVc) по присутствию видов-индексов, а также по значительному количеству представителей рода *Osangularia*, что позволяет сопоставлять их с подзоной *Pseudovalvulineria stelligera* (LC10a) верхнего сантона схемы В.Н. Беньямовского (2008б). Комплекс отличается

хорошей сохранностью и, кроме руководящих БФ, включает агглютинирующие *Spiroplectamina rosula* (Ehrenberg), *Arenobulimina presli* (Reuss), *Heterostomella carinata* Franke, а также секретирующие *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen), *Gavelinella pertusa* (Marsson), *Eponides concinnus* Brotzen, *Osangularia whitei* (Brotzen), *Eouvigerina aculeata* (Ehrenberg), *Quadriformina* sp. В верхней части слоев (обр. 30 и выше) появляются *Eouvigerina* sp., *Fursenkoina* cf. *polonica* (Gawor-Biedowa), *Loxostomum eleyi* (Cushman), *Sitella gracilis* (Cushman). *S. gracilis* характерен для верхнего сантона, о чем упоминает В.Н. Беньямовский в работе по разрезу Алан-Кыр (Беньямовский, Копаевич, 2016). Уровень первого (единичного) появления вида *Bolivinooides strigillatus* (Chapman), который является видом-индексом одноименной верхнесантонской зоны в ряде региональных схем (Hart et al., 1989; Беньямовский, 2008а, 2008б; Walaszczyk et al., 2016; Vishnevskaya et al., 2018), установлен в обр. 35.

Слои с *Bolivinooides strigillatus*/*Bolivinooides culverensis*/*Pseudovalvulineria ex gr. thalmani* (БФАД-5) установлены по первому появлению *B. culverensis* (Barr) и постоянной совместной встречаемости видов-индексов на уровне подпачек XVd, XVIa и XVIb (интервал обр. 40–46). Комплекс обновляется за счет секретирующих *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Gavelinella costulata* Marie, *Valvulineria lenticula* Reuss, *V. laevis* Brotzen, *Reussella kelleri* (Vassilenko), *Sitella laevis* (Beissel). В верхней части слоев (обр. 44) отмечены редкие *Neoflabellina* cf. *suturalis praecursor* (Wedekind), появляются редкие представители рода *Quadriformina*.

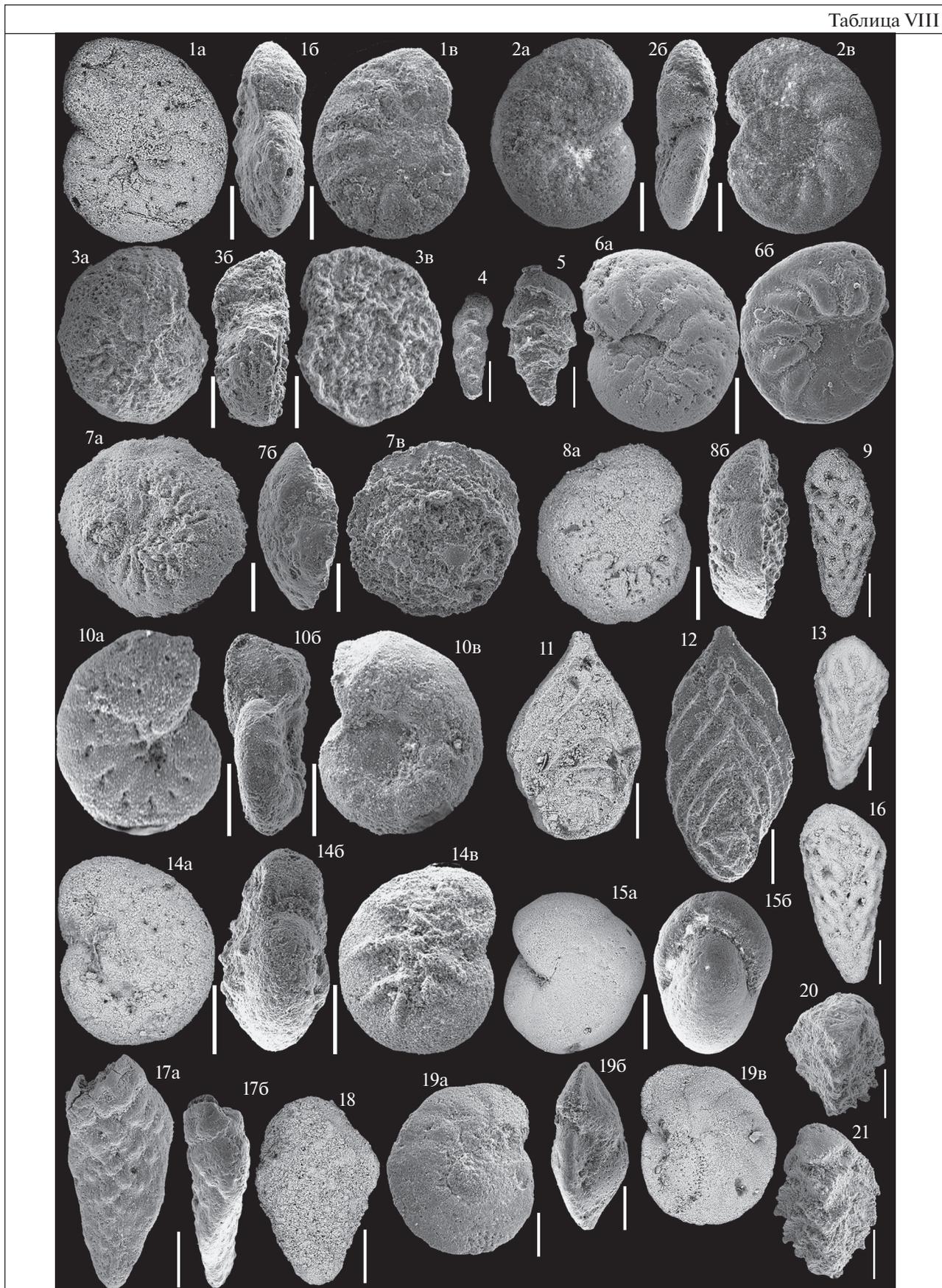
Появление *Pseudovalvulineria ex gr. thalmani* (Brotzen) отмечается также в подпачке XVd разреза Кудрино-2, где данный вид характеризуется схожим интервалом распространения, в связи с чем было принято решение включить данную форму в название слоев как руководящую. От типичной “*thalmani*” она отличается отсутствием заметных наростов на спинной стороне, что, возможно, связано с особенностями палеоэкологии.

Зона *B. culverensis*, выделяемая по совместной встречаемости *strigillatus* и *culverensis*, установлена

Таблица VIII. Бентосные фораминиферы из разреза Аксу-Дере. Длина масштабной линейки 100 мкм. а — брюшная сторона, б — вид сбоку, в — спинная сторона.

1 — *Pseudovalvulineria stelligera* (Marie), обр. 42; 2 — *Ps. stelligera* (Marie) spp., обр. 69; 3 — *Stensioeina perfecta* Koch, обр. 42; 4 — *Eouvigerina* sp., обр. 40; 5 — *E. aculeata* (Ehrenberg), обр. 44; 6 — *Pseudovalvulineria stelligera* (Marie) spp., обр. 58; 7 — *Stensioeina gracilis* Brotzen, обр. 46; 8 — *St. pommerana* Brotzen, 1936, обр. 44; 9 — *Bolivinooides strigillatus* (Chapman), обр. 42; 10 — *Pseudovalvulineria ex gr. thalmani*, обр. 42; 11 — *Neoflabellina* cf. *suturalis praecursor*, обр. 44; 12 — *N. asema* Koch, обр. 49; 13 — *Bolivinooides culverensis* Barr, обр. 48; 14 — *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d’Orbigny), обр. 46; 15 — *Pullenia dampelae* Dain, обр. 56; 16 — *Bolivinooides culverensis* Barr, обр. 44; 17 — *B. granulatus* Hofker, обр. 61; 18 — *B. cf. laevigatus* Marie, обр. 66; 19 — *Cibicidoides eriksdalensis* (Brotzen), обр. 46; 20 — *Reussella kelleri* Vassilenko, обр. 42; 21 — *R. szajnochae praecursor* De Klasz et Knipscheer, обр. 69.

Таблица VIII



для нижнего кампана зональной схемы Предкарпатской Польши (Walaszczyk et al., 2016). Появление *V. culverensis* (Barr) отмечается в основании нижнего кампана также на территории Южной Англии (Bailey et al., 2009), Польши и Западной Украины (Dubicka, Peryt, 2016). В Крыму уровень совместной встречаемости этих видов, по заключению В.Н. Беньямовского и Л.Ф. Копаевич (2016), соответствует верхнему сантону. Исходя из этого, слои БФАД-5 отнесены к переходному интервалу сантона—кампана. Появление *Stensioeina rommerana* Brotzen — верхнесантонского—нижнекампанского представителя рода *Stensioeina* — на уровне обр. 40 не противоречит этим выводам, а подтверждает сходство комплексов БФ разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2.

Слои с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (БФАД-6). Нижняя граница слоев проводится по присутствию вида-индекса и исчезновению *Bolivinooides strigillatus*. Комплекс установлен в интервале обр. 46—60 (подпачки XVIb—XVI d) и характеризуется хорошей сохранностью, по видовому составу схож с комплексом нижележащих отложений. В нижней части слоев отмечается последняя встречаемость *V. culverensis* (Barr), *Stensioeina exculpta* (Reuss), *Valvulineria laevis* Brotzen. Внутри слоев (обр. 49) появляется *Neoflabellina asema* Koch (потомок *Neoflabellina suturalis praecursor*), присутствие которой отмечается в верхнем сантоне (единично)—нижнем кампане (постоянно) Северо-Западной Германии (Koch, 1977). В кровле слоев исчезают *Cibicidoides eriksdalensis* Brotzen, *Pseudovalvulineria ex gr. thalmani* (Brotzen), *Eouvirgerina* sp., *Loxostomum eleyi* (Cushman).

Слои БФАД-6 по составу сообществ БФ отвечают нижнекампанской зоне LC12 схемы В.Н. Беньямовского (20086). Вид *Pseudogavelinella clementiana clementiana* является маркером нижнего кампана в пределах Восточно-Европейской платформы (Олферьев, Алексеев, 2005), но в Крыму он установлен в отложениях с криноидеями *Marsupites testudinarius* Schlotheim, являющимися индикатором верхнего сантона (Беньямовский, Копаевич, 2016; Маслакова, 1959). Поэтому слои БФАД-6 также датированы поздним сантоном—ранним кампаном.

Слои с *Bolivinooides granulatus* (БФАД-7) выделены в пределах пачки XVII (интервал обр. 61—69)

по появлению вида-индекса. Комплекс состоит из раковин хорошей сохранности, но состав его несколько обедняется за счет исчезновения ряда видов и обновляется за счет появления видов-индексов. На уровне обр. 66 отмечено присутствие *Bolivinooides cf. laevigatus* (Marie) — потомковой нижнекампанской формы *Bolivinooides granulatus* (Hofker). В основании слоев встречаются многочисленные *Stensioeina gracilis* Brotzen, количество которых к кровле заметно сокращается.

На основании присутствия *Bolivinooides granulatus* слои БФАД-7 сопоставляются с зоной *Bolivinooides granulatus*/*Stensioeina gracilis* нижнего кампана схемы Предкарпатского прогиба (Walaszczyk et al., 2016).

Разрез Кудрино-2. Фораминиферы установлены во всех 9 образцах. Комплексы хорошей сохранности, характеризуются значительным видовым разнообразием — всего определено около 38 видов, среди которых руководящие формы, позволяющие оценить возраст вмещающих отложений (табл. IX).

В разрезе Кудрино-2 установлены следующие подразделения в ранге слоев (рис. 11): слои с *Pseudovalvulineria stelligera*/*Stensioeina gracilis*/*St. perfecta* (верхний сантон); слои с *Heterostomella praefoveolata* (верхи верхнего сантона); слои с *Bolivinooides strigillatus*/*V. culverensis*/*Pseudovalvulineria ex gr. thalmani* (пограничный интервал сантона—кампана); слои с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (пограничный интервал сантона—кампана).

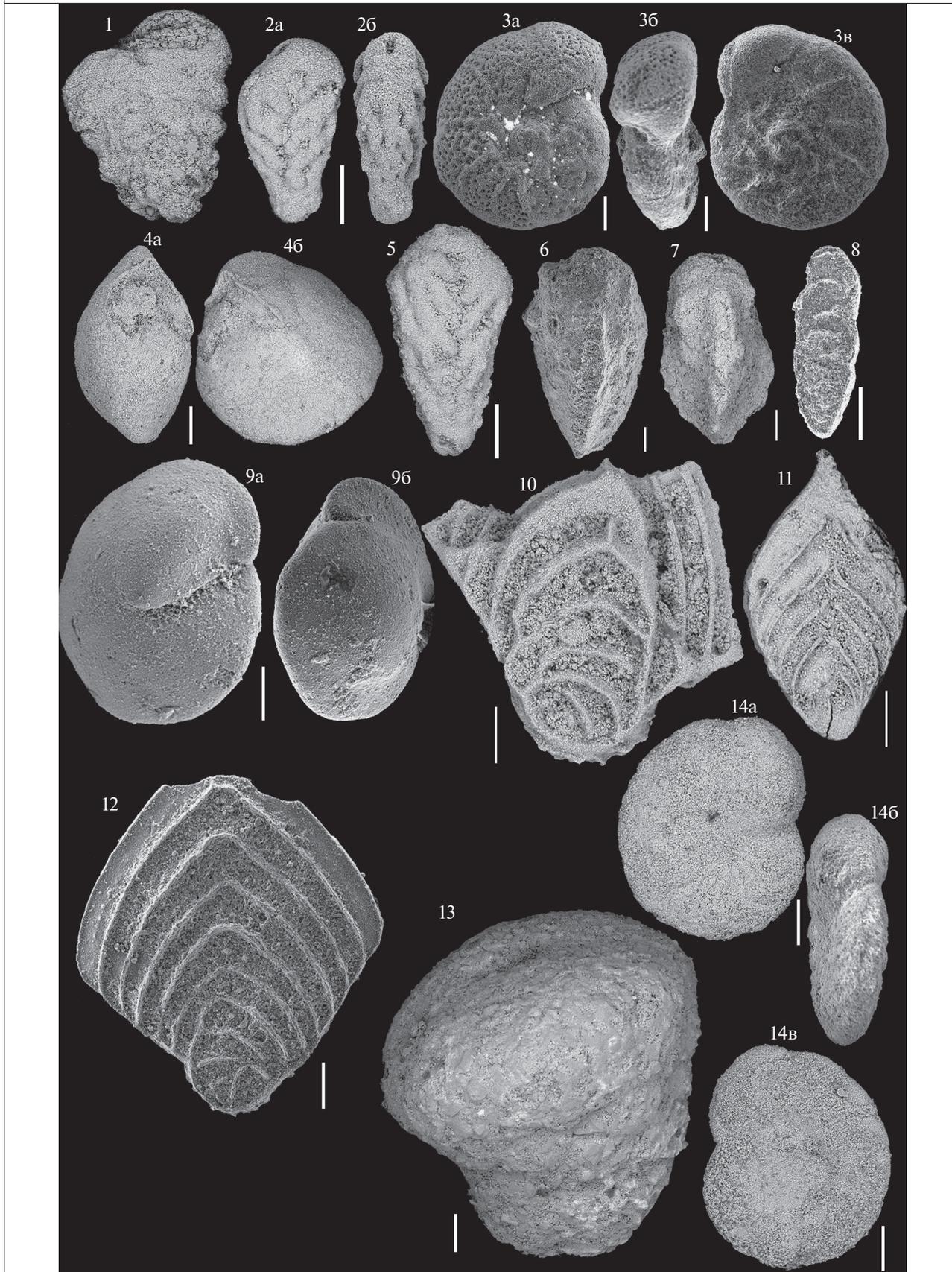
Слои с *Pseudovalvulineria stelligera*/*Stensioeina gracilis*/*Stensioeina perfecta* (БФК-1) установлены в интервале обр. 1—5 (подпачки XVb, XVc) и по составу выявленного комплекса соответствуют слоям БФАД-4 (верхний сантон), выделенным в разрезе Аксу-Дере и описанным выше.

Слои с *Heterostomella praefoveolata* (БФК-2) выделены по появлению вида-индекса в нижней части подпачки XVd на уровне обр. 10. Комплекс обновляется за счет агглютинирующих *Ataxoophragmium crassum* (d'Orbigny) и секретирующих *Neoflabellina* sp., *Globorotalites mischelianus* (d'Orbigny), *Eouvirgerina* sp., *Fursenkoina cf. polonica* (Gawor-Biedowa), *Sitella gracilis* (Cushman). Появляются переходные

Таблица IX. Бентосные фораминиферы из разреза Кудрино-2. Длина масштабной линейки 100 мкм. а — брюшная сторона, б — вид сбоку, в — спинная сторона.

1 — *Spiroplectammina lingua* Akimetz, обр. 10; 2 — *Bolivinooides strigillatus* (Chapman), обр. 15; 3 — *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d'Orbigny), обр. 15; 4 — *Osangularia whitei crassa* Vassilenko, обр. 10; 5 — *Bolivinooides culverensis* Barr, обр. 15; 6 — *Heterostomella praefoveolata* Mjatluk, обр. 25; 7 — *H. praefoveolata* Mjatluk, обр. 20; 8 — *Loxostomum eleyi* (Cushman), обр. 30; 9 — *Angulogavelinella grodnoensis* (Akimetz), обр. 20; 10 — *Neoflabellina suturalis cf. praecursor* (Wedekind), обр. 15; 11 — *N. asema* Koch, обр. 25; 12 — *N. suturalis suturalis* (Cushman), обр. 40; 13 — *Ataxoorbignyina variabilis* (Orbigny), обр. 30; 14 — *Pseudovalvulineria stelligera* (Marie) spp., обр. 15.

Таблица IX



формы *Stensioeina* от “perfecta” к “pommerana”. Нижняя граница БФК-2 условно совмещена с подошвой подпачки XVd.

Согласно схеме В.Н. Беньямовского (2008б), *Heterostomella praefoveolata* (Mjatluk) характерна для сообществ верхнесантонской зоны *Stensioeina pommerana* (LC11). В разрезе Кудрино-2 типичная *S. pommerana* появляется выше уровня первых находок *H. praefoveolata*, поэтому возраст слоев БФК-2 можно определить как позднесантонский.

Слои с *Bolivinoidea strigillatus*/*B. culverensis*/*Pseudovalvulineria ex gr. thalmanni* (БФК-3) установлены в обр. 15 (верхняя часть пачки XVd) по совместной встречаемости видов-индексов и заметному обновлению комплекса за счет агглютинирующих *Marssonella* sp., *Gaudryina laevigata* Franke, *Arenobulimina minutissima* Gawog-Biedowa, *Heterostomella ex gr. carinata* и секретирующих *Ammodiscus cretacea* (Reuss), *Neoflabellina cf. suturalis praecursor* (Wedekind), *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (d’Orbigny), *Stensioeina pommerana* Brotzen, *Gavelinella pertusa* Marsson, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Sitella gracilis* (Cushman), *Eouvigerina aculeata* (Ehrenberg), *Loxostomum eleyi* (Cushman), *Praebulimina reussi* (Morrow). Верхняя граница БФК-3 условно совмещена с кровлей подпачки XVd.

Слои БФК-3 коррелируют со слоями БФАД-5 в Аксу-Дере и также отнесены к пограничному интервалу сантона–кампана.

Слои с *Pseudogavelinella clementiana clementiana* (БФК-4) выделяются по присутствию вида-индекса, отсутствию *Bolivinoidea strigillatus* (Chapman) в нижней части слоев и наличию характерного комплекса, выявленного в обр. 20–40 (пачка XVI). Раковины фораминифер характеризуются хорошей сохранностью, по видовому составу ассоциация схожа с комплексом БФ из нижележащих отложений. В основании слоев (обр. 20–25) отмечается присутствие *Angulogavelinella grodnoensis* (Akimetz), характерной для нижнего кампана Польши (Gawog-Biedowa, 1992). В нижней части слоев исчезают *Pseudovalvulineria ex gr. thalmanni*. Внутри слоев (обр. 25) отмечается эпиболь *Heterostomella praefoveolata* (Mjatluk), а также появление *Neoflabellina cf. asema* Koch, 1977 и *Cibicides beaumontianus*

(d’Orbigny). В верхней части слоев присутствуют *B. culverensis* (Barr) и *Neoflabellina suturalis suturalis* (Cushman) – виды, характерные как для позднего сантона, так и для раннего кампана. Ввиду сходства комплексов БФК-4 и БФАД-6, возраст слоев характеризуется также как переходный позднесантонский–раннекампанский.

Планктонные фораминиферы

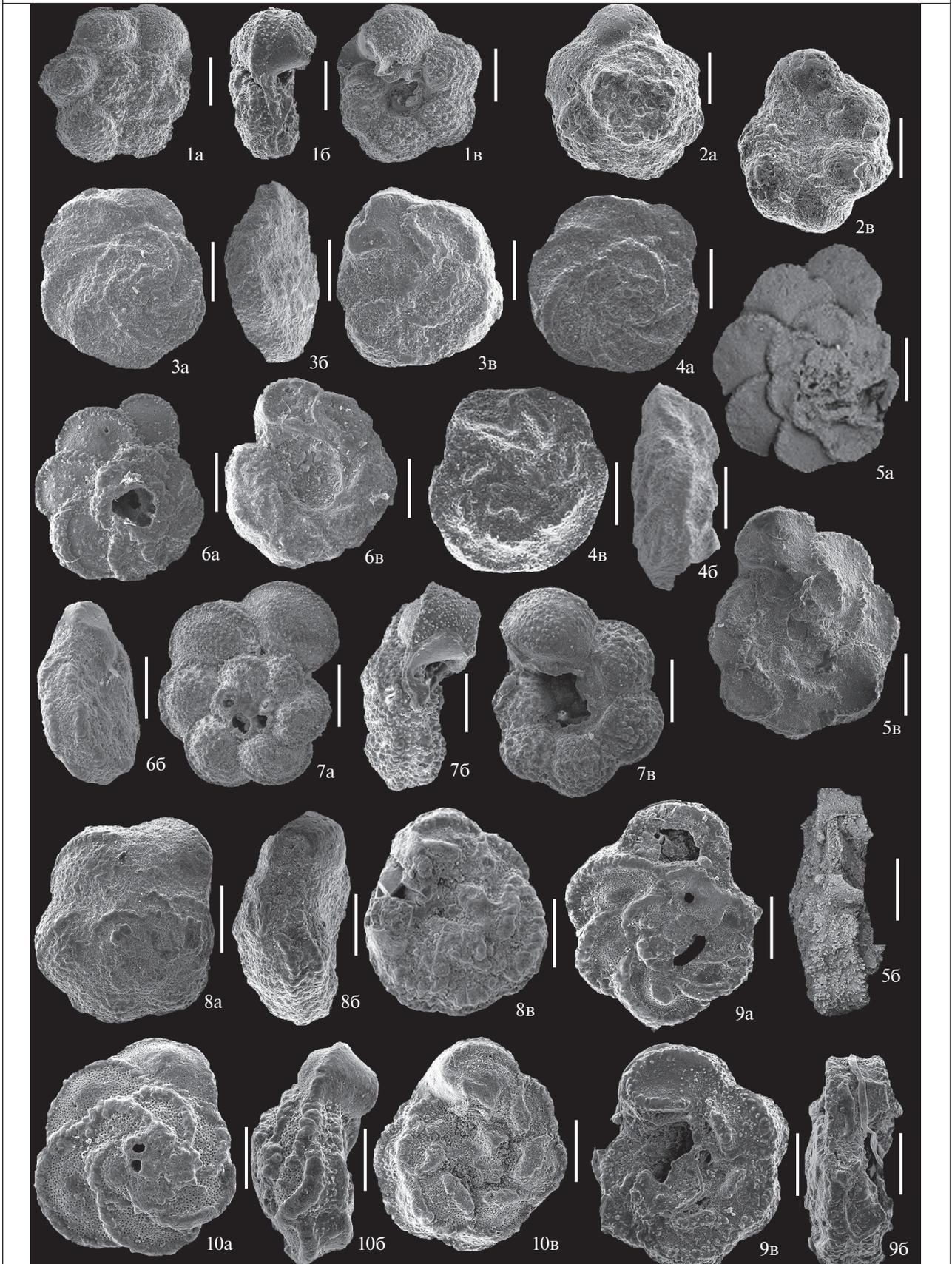
Техническая обработка образцов для изучения раковин планктонных фораминифер (ПФ) выполнена П.А. Прошиной в лаборатории микропалеонтологии Геологического института РАН (Москва) и И.П. Рябовым в лаборатории стратиграфии и палеонтологии Нижне-Волжского Научно-исследовательского института геологии и геофизики (НВНИИГГ), Саратов. В ГИН РАН обработку проб проводили по методике сплавления с гипосульфитом (тиосульфатом натрия) с последующей обработкой в ультразвуковой ванне, в НВНИИГГ – по стандартной методике с использованием ледяной уксусной кислоты. ПФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе TESCAN2300 в Палеонтологическом институте РАН (Москва), а также на электронном микроскопе JEOL JSM-6480LV на кафедре петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва). Изображения раковин ПФ приведены в табл. X и XI. Распределение ПФ в разрезе Кудрино-2 показано на рис. 12, в разрезе Аксу-Дере – на рис. 13.

Раковины ПФ изучены из верхнесантонско–нижекампанского интервала разрезов Кудрино-2 (в 9 образцах) и Аксу-Дере (в 24 образцах). Определено 22 вида ПФ, принадлежащих 10 родам. В разрезе Аксу-Дере раковины ПФ имеют среднюю, реже плохую сохранность и распределены по разрезу неравномерно. В разрезе Кудрино-2 раковины ПФ имеют хорошую сохранность, а их комплексы таксономически разнообразны. В разрезе Аксу-Дере самый представительный комплекс ПФ приурочен к нижней части разреза – пробы от 30 до 40. В вышележащих отложениях комплексы однообразны, а сохранность раковин не всегда позволяет дать точные определения. К сожалению, некоторые виды-индексы в этом разрезе не были обнаружены.

Таблица X. Планктонные фораминиферы из сантонских и кампанских отложений разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2. Длина масштабной линейки 200 мкм. Для всех спирально-конических раковин: а – вид с дорзальной стороны; б – вид с периферического края; в – вид с умбиликальной стороны.

1 – *Archaeoglobigerina cretacea* (d’Orbigny), Аксу-Дере, проба 20; 2 – *Ar. bosquensis* Pessagno, Аксу-Дере, проба 25; 3 – *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, Кудрино-2, проба 1; 4 – *M. pseudolinneiana* Pessagno, Кудрино-2, проба 25; 5 – *M. coronata* (Bolli), Аксу-Дере, обр. 5; 6 – *Globotruncana linneiana* (d’Orbigny), Аксу-Дере, проба 1; 7 – *Marginotruncana marginata* (Reuss), Кудрино-2, проба 30; 8 – *Contusotruncana fornicata* (Plummer), Аксу-Дере, проба 20; 9 – *Globotruncana linneiana* (d’Orbigny), Кудрино-2, проба 1; 10 – *Gl. arca* (Cushman), Аксу-Дере, проба 40.

Таблица X



Относительно бедный таксономический состав комплекса ПФ объясняется постепенно усиливающимся влиянием Бореальной провинции на территории Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления, то есть Крымско-Северокавказского региона (Копачевич, Вишневецкая, 2016; Копачевич, Vishnevskaya, 2016; Копачевич и др., 2020; Vishnevskaya, Копачевич, 2020). Зачастую в крымских комплексах ПФ виды-индексы содержатся в единичных экземплярах или отсутствуют вовсе, что препятствует обоснованию зон по ПФ. В таких случаях можно выделять только “аналоги” зон по ПФ, используя некоторые “биособытия” и комплексы сопутствующих таксонов для стратиграфических корреляций.

Разрез Кудрино-2. Содержит комплекс ПФ, позволяющий выделить две зоны (рис. 12).

Зона *Dicarinella asymetrica* выделяется в интервале проб от 1 до 15 включительно (подпачки XVb, XVIc и большая часть подпачки XVd) и охарактеризована комплексом ПФ, в состав которого входят следующие виды: килеватые спирально-конические *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, *M. marginata* (Reuss), *M. coronata* (Bolli); бескилевые спирально-конические с более простой морфологией раковины *Archaeoglobigerina cretacea* (d’Orbigny), *A. bosquensis* Pessagno, *Costellagerina pilula* (Belford), *C. bulbosa* (Belford); спирально-плоскостные мелкие *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), *G. biforaminatus* (Hofker), а также спирально-винтовые двурядные *Planoheterohelix/Heterohelix* spp. Первые появления этих таксонов происходят еще в туроне–коньяке. Но присутствие в ассоциации двукилевых представителей рода *Globotruncana* – *G. linneiana* (d’Orbigny) и *G. bulloides* Vogler – указывает на заведомо сантонский возраст вмещающих пород, потому что в GSSP сантона – в разрезе Олазагутия (Северная Испания) – первые раковины этого вида встречены на 10 см выше первых находок *Platyceramus undulatopectatus* (Roemer) – зональной формы нижнего сантона (Lamolda et al., 2014; Coccioni, Premoli Silva, 2015). Показателем позднесантонского возраста является постоянное присутствие двукилевых спирально-выпуклых *Contusotruncana fornicata* (Plummer) вместе с двукилевыми умбиликально-выпуклыми *Dicarinella*

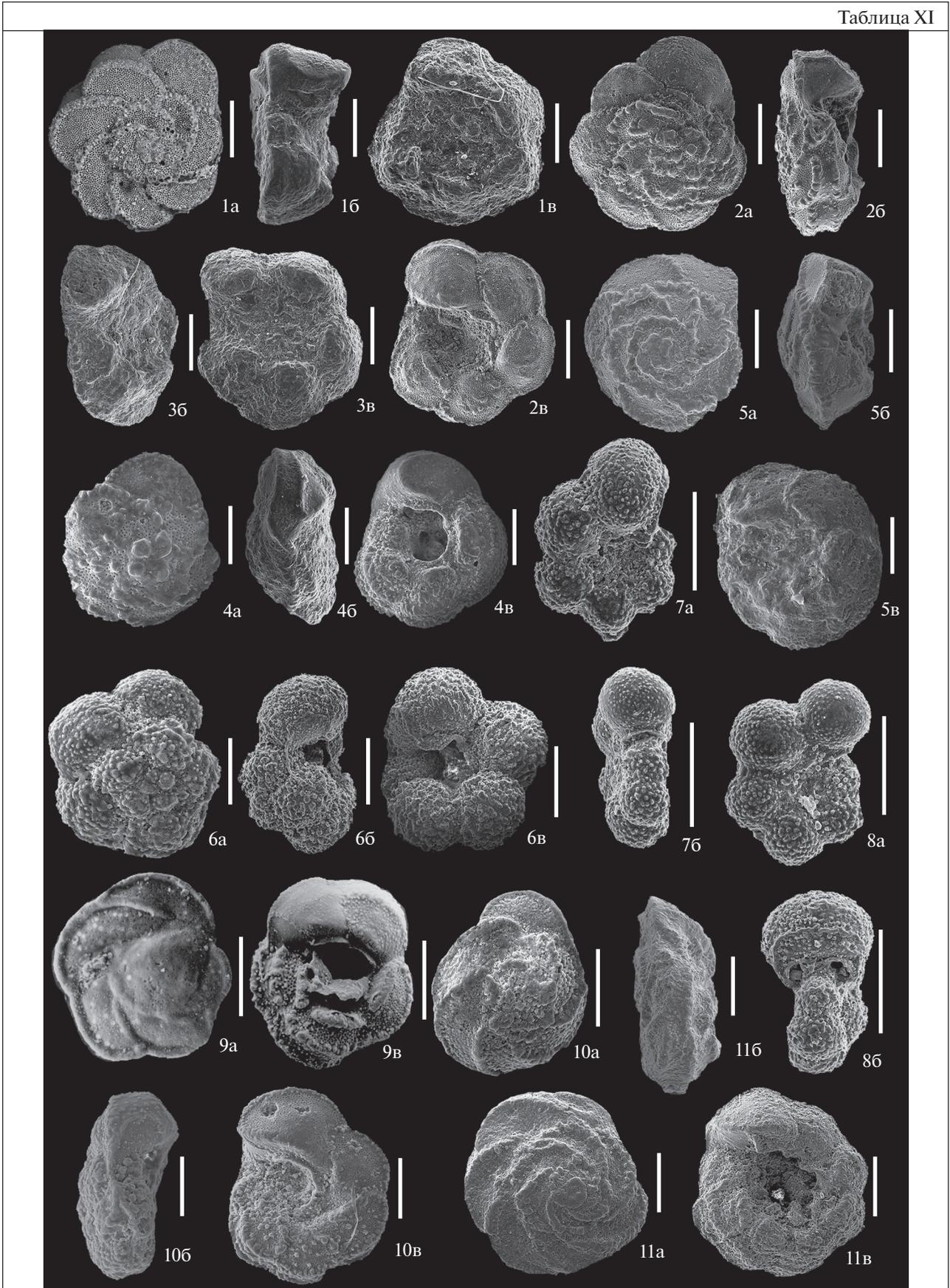
concovata (Brotzen) и *D. asymetrica* (Sigal). В разрезах Крыма и Северного Кавказа эти виды встречаются вместе только в верхнесантонских отложениях (Маслакова, 1978; Копачевич, 2010; Копачевич, Vishnevskaya, 2016), однако представители рода *Dicarinella* весьма редки.

Зона *Gbotruncanita elevata* выделяется в интервале проб от 20 до 40 включительно и охватывает верхнюю часть подпачки XVIa и подпачки XVIb–XVI d (рис. 13). На уровне пробы 20 из разреза исчезают раковины *D. concavata/asymetrica*, но появляются и далее вверх по разрезу постоянно присутствуют умбиликально-выпуклые однокилевые *Globotruncanita elevata* (Brotzen). Сочетание этих двух биособытий является признаком границы между двумя зонами – *Dicarinella asymetrica* и *Gbotruncanita elevata*, которая близка к границе между сантонским и кампанским ярусами (Premoli Silva, Sliter, 1999; Coccioni, Premoli Silva, 2015; Dubicka et al., 2017; Копачевич и др., 2020). Отложения зоны *Gbotruncanita elevata* продолжают входить до верхов разреза (до пробы 40). В состав комплекса ПФ помимо зонального вида входят появившиеся на уровне пробы 20 двукилевые *Globotruncana arca* (Cushman), *G. mariei* Banner et Blow. В пробе 25 к ним присоединяются *G. neotricarinata* Petrizzo, Falzoni et Premoli Silva и *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), чье присутствие подтверждает раннекампанский возраст вмещающих пород. Появление в пробе 40 раковин *Globotruncana ventricosa* (White) предполагает возможность выделения в вышележащих отложениях одноименной зоны, но на данном этапе исследований этого нельзя сделать, потому что вид *G. ventricosa*, не обладающий четкими морфологическими признаками, обнаружен в единственной пробе. В настоящее время вид-индекс этой зоны изменен на *Contusotruncana plummerae* (Gandolfi) (Petrizzo et al., 2011), но его раковины в пробе 40 отсутствуют. Последние раковины *Marginotruncana pseudolinneiana* и *M. coronata* встречены в пробе 30, раковины *M. marginata* проходят выше, вплоть до пробы 40.

Таким образом, граница между сантонским и кампанским ярусами, определяемая по ПФ, располагается в интервале между пробами 15 (верхи

Таблица XI. Планктонные фораминиферы из сантонских и кампанских отложений разрезов Аксу-Дере и Кудрино-2. Длина масштабной линейки 200 мкм. Для всех спирально-конических раковин: а – вид с дорзальной стороны, б – вид с периферического края, в – вид с умбиликальной стороны.
1 – *Dicarinella asymetrica* (Sigal), Кудрино-2, проба 15; 2 – *Globotruncana bulloides* Vogler, Кудрино-2, проба 5; 3 – *Dicarinella concavata* (Brotzen), Кудрино-2, проба 15; 4 – *Contusotruncana fornicata* (Plummer), Кудрино-2, проба 1; 5 – *Globotruncanita elevata* (Brotzen), Кудрино-2, проба 20; 6 – *Rugoglobigerina rugosa* Plummer, Аксу-Дере, проба 45; 7 – *Globigerinelloides asper* (Ehrenberg), Аксу-Дере, проба 40; 8 – *Gl. biforaminatus* (Hofker), Аксу-Дере, проба 44; 9 – *Globotruncana mariei* Banner et Blow, Аксу-Дере, проба 40; 10 – *Gl. rugosa* (Marie), Аксу-Дере, проба 40; 11 – *Gl. ventricosa* White, Аксу-Дере, проба 55.

Таблица XI



Разрез Аксу-Дере, т.н. 3168

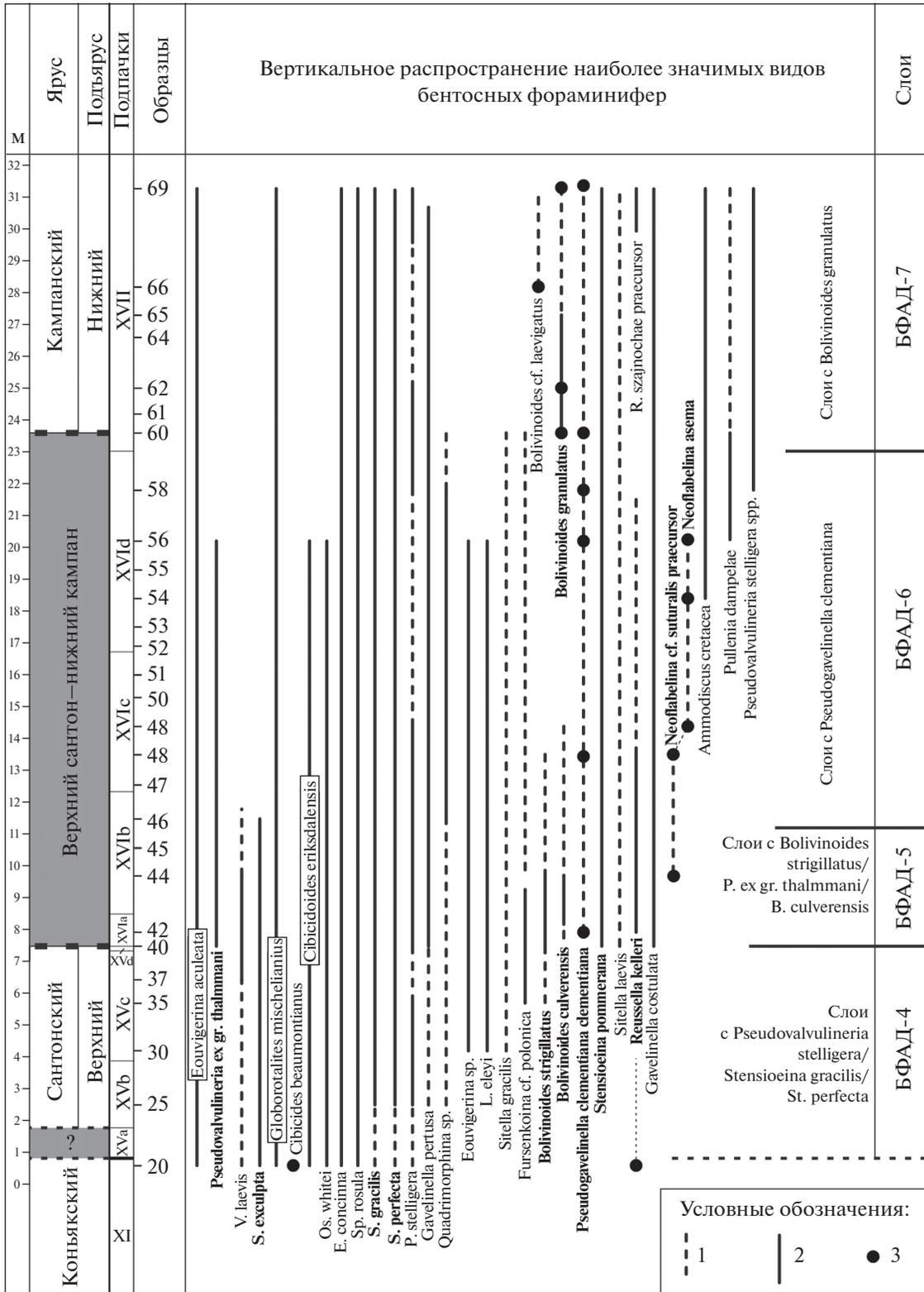


Рис. 10. Распределение бентосных фораминифер в разрезе Аксу-Дере. 1 – единичная встречаемость, 2 – постоянная встречаемость, 3 – достоверная находка вида. Полу жирным шрифтом выделены виды, имеющие наибольшее стратиграфическое значение.

Разрез Кудрино-2, т.н. 3184

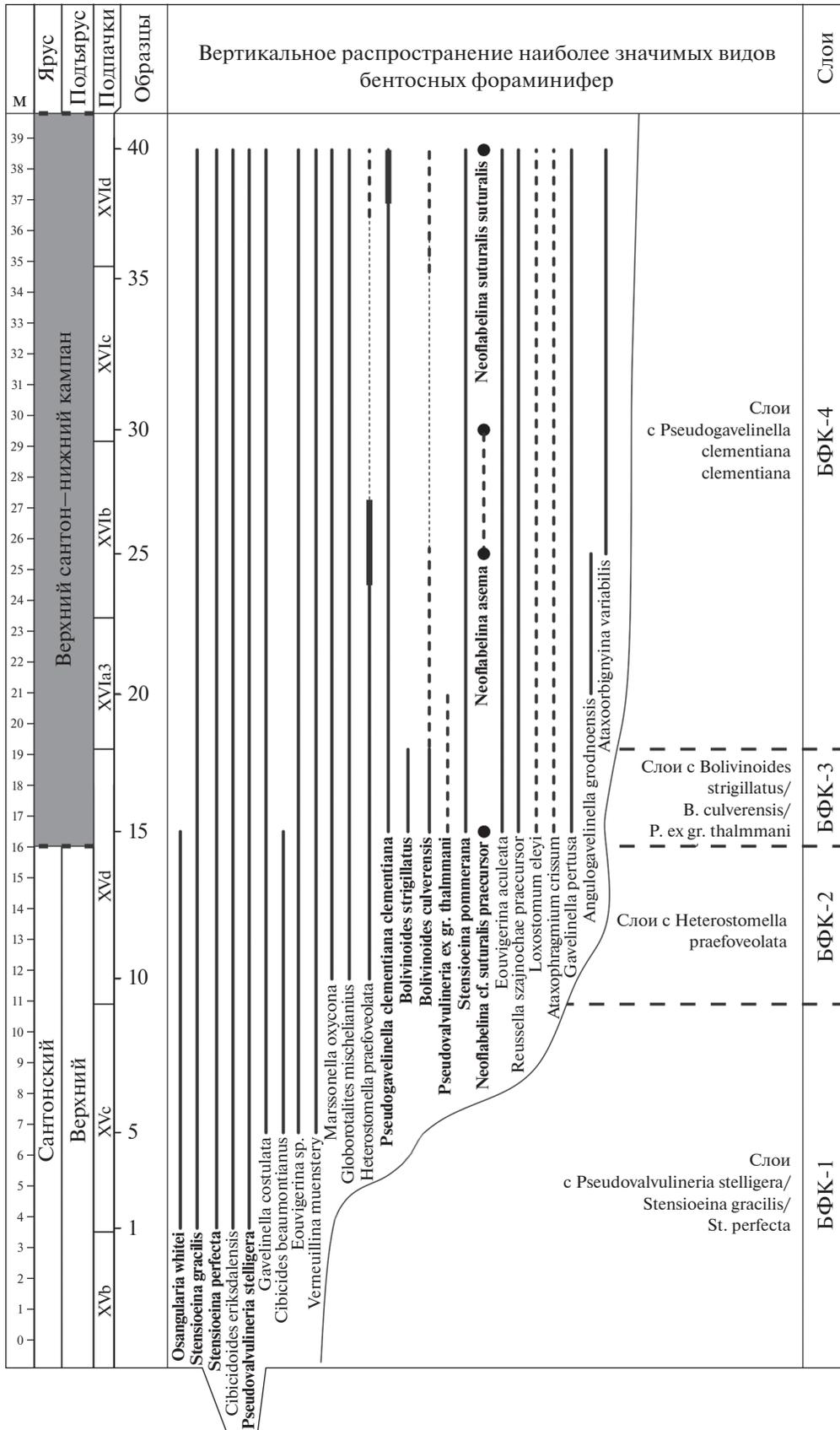


Рис. 11. Распределение бентосных фораминифер в разрезе Кудрино-2. Условные обозначения см. рис. 10.

Разрез Кудрино-2, т.н. 3184

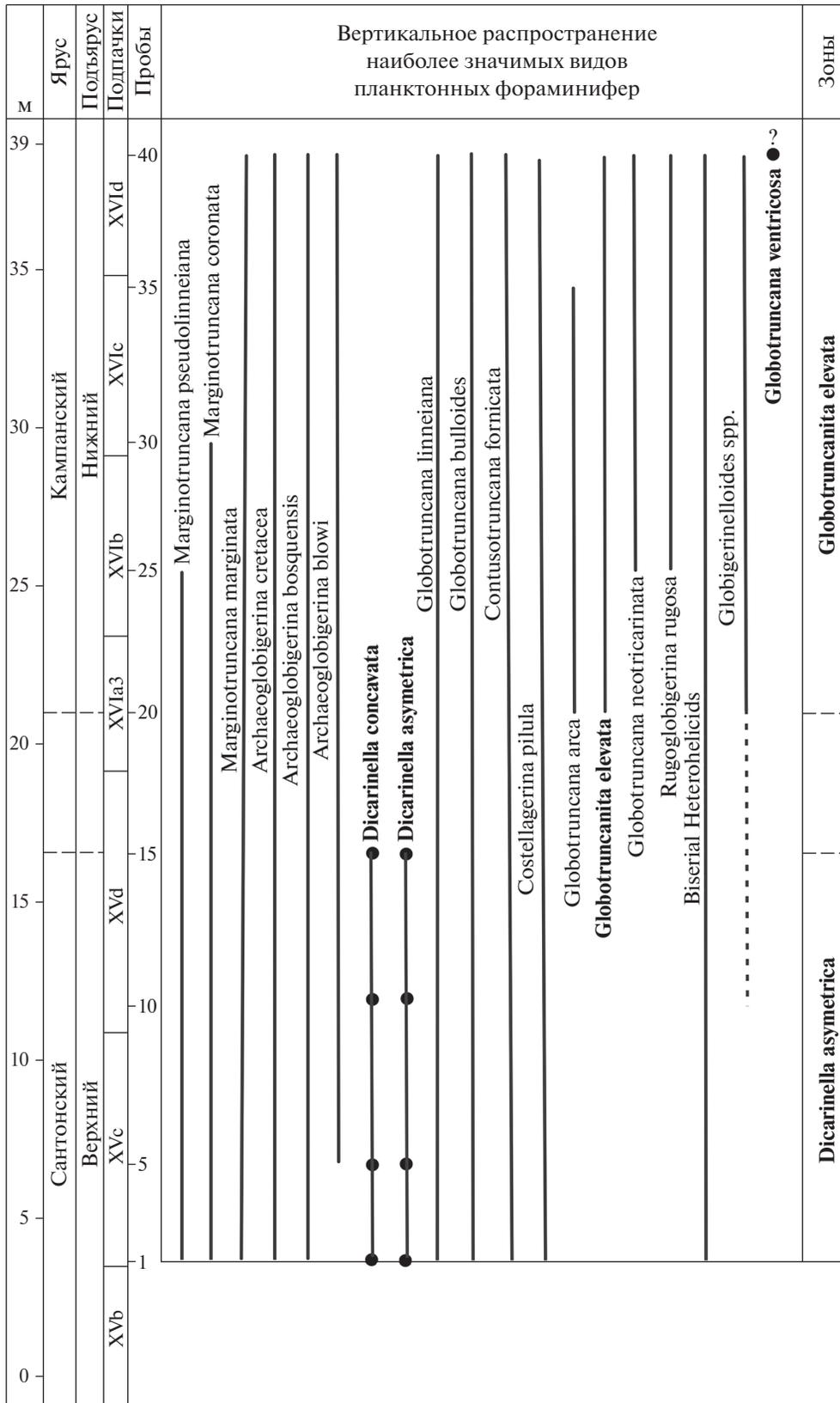


Рис. 12. Распределение планктонных фораминифер в разрезе Кудрино-2. Условные обозначения см. рис. 10.

Разрез Аксу-Дере, т.н. 3168

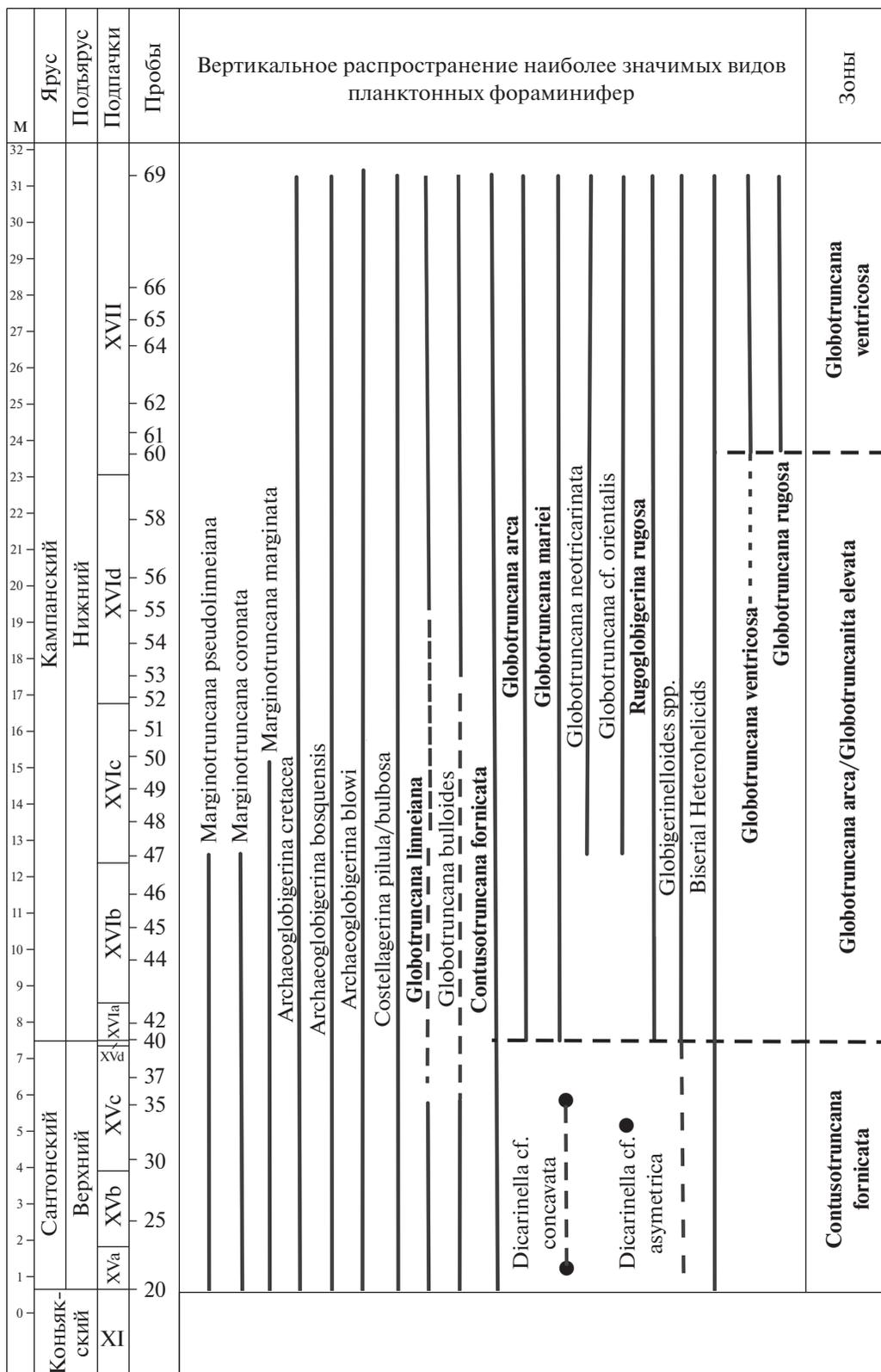


Рис. 13. Распределение планктонных фораминифер в разрезе Аксу-Дере. Условные обозначения см. рис. 10.

подпачки XVd) и 20 (низы подпачки XVIa). Для уточнения ее положения необходимо проведение более детального опробования разреза Кудрино-2 и дополнительные исследования.

Разрез Аксу-Дере. ПФ распределены по разрезу неравномерно, их анализ позволяет выделить три зоны (рис. 13).

Зона *Contusotruncana fornicata* соответствует подпачкам XVa–XVc (пробы 20–37). В этой части разреза ПФ представлены разнообразными морфотипами, в состав которых входят килеватые и бескилевые таксоны спирально-конических ПФ, спирально-плоскостные и двурядные спирально-винтовые раковины. Килеватые морфотипы состоят из представителей родов *Marginotruncana Hofker*, *Contusotruncana Korchagin* и *Globotruncana Cushman*. В единичных экземплярах присутствуют двукилевые умбиликально-выпуклые раковины рода *Dicarinella Porthault*. Род *Marginotruncana* представлен видами *M. pseudolinneiana*, *M. marginata*, *M. coronata*, род *Globotruncana* – *G. linneiana* и *G. bulloides*, род *Contusotruncana* – *C. fornicata* (Plummer). Как указывалось выше, важными моментами являются присутствие раковин *G. linneiana*, свидетельствующее о сантонском возрасте вмещающих отложений, а также первое появление и постоянное присутствие *Contusotruncana fornicata*, типичное для верхнесантонских отложений Горного Крыма и Центральной Польши (Маслакова, 1978; Walaszczyk, Peryt, 1998). Присутствующие в этом интервале единичные экземпляры рода *Dicarinella* удалось идентифицировать только в открытой номенклатуре, так как они не обладают явно выраженными морфологическими признаками. Можно предположить, что это переходные морфотипы от умеренно умбиликально-выпуклых *Marginotruncana marginata* к более сильно умбиликально-выпуклым *Dicarinella cf. concavata* или *D. cf. asymetrica*. Остальную часть комплекса составляют раковины бескилевых таксонов с высоко-спиральной трохойдной раковиной и глобулярными камерами. Они представлены *Archaeoglobigerina cretacea*, *A. bosquensis*, *Costellagerina pilula*, *C. bulbosa*. Планоспиральные раковины рода *Globigerinelloides* в этом интервале присутствуют постоянно, но в единичных экземплярах. Постоянно встречаются двурядные таксоны группы гетерогелицид, которые, напротив, весьма многочисленны. Начиная с пробы 35, в пачке XVc явным преобладанием пользуются раковины бескилевых таксонов, которые проходят практически через весь разрез Аксу-Дере.

Зона *Globotruncana arca/Globotruncanita elevata* (пачка XVI, пробы 40–58). На уровне пробы 40 появляются раковины вида *Globotruncana arca* (Cushman), который считается в Крыму и Север-

ной Польше маркером сантонской–кампанской границы, хотя в Польше его первое появление упоминалось и в верхнем сантоне. На уровне пробы 46 появляются *G. mariei Banner et Blow*, а в пробе 47 – *G. neotricarinata* и *G. cf. orientalis El Naggar*. Здесь же появляются и затем присутствуют в каждом образце *Rugoglobigerina rugosa*. Появление этих видов указывает на кампанский возраст отложений. Наряду с прогрессирующим числом раковин рода *Globotruncana*, быстро сокращается число раковин *Marginotruncana*, последние представители которого в единичных экземплярах встречены в подпачке XVIc. Вместе с проходящими видами родов *Costellagerina* и *Archaeoglobigerina* значительно увеличивается число мелких plano-спиральных раковин рода *Globigerinelloides*, принадлежащих видам *G. asper* и *G. biforaminitus*.

Верхи разреза (пачка XVII, пробы 60–66) характеризуются появлением видов *Globotruncana ventricosa* и *G. rugosa* (Marie). Эти виды встречены в незначительном количестве, однако их присутствие позволяет выделить здесь **среднюю зону кампана** – ***Globotruncana ventricosa*** (Caron, 1985; Premoli Silva, Sliter, 1995; Petrizzo et al., 2011). При принятом в России двучленном делении кампана эта зона в большей своей части соответствует нижнему кампану.

Таким образом, граница между сантонским и кампанским ярусами в разрезе Аксу-Дере по ПФ определяется по основанию зоны *Globotruncana arca*, соответствующей зоне *Globotruncanita elevata* в разрезе Кудрино-2, и может быть совмещена с подошвой подпачки XVIa.

Магнито- и хемотратиграфические данные, а также обсуждение результатов комплексных исследований будут представлены в статье 2.

Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, Е.В. Наумову (СГУ) и Д.С. Болотовой (МГУ) за участие в полевом изучении разреза, А.М. Захаревичу (СГУ) за помощь в фотографировании на СЭМ, П.А. Прошиной (ГИН РАН) за камеральную обработку микрофаунистических образцов из Аксу-Дере, В.А. Мусатову (НВНИИГГ) за создание условий для обработки микрофаунистических проб.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00784-а). Результаты исследований планктонных фораминифер получены за счет средств РФФИ (проект № 18-05-00-503-а). Определения бентосных фораминифер и наннопланктона в разрезе Аксу-Дере выполнены за счет гранта РФФИ (проект № 20-77-00028) и в рамках темы госзадания ГИН РАН 0114-2021-0003 соответственно. Изучение ихнофоссилий и определения голо-

воногих моллюсков выполнены в рамках темы госзадания АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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.
- Алексеев А.С.* Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Ред. Мазарович О.А., Милеев В.С. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. С. 123–157.
- Алексеев А.С., Копаяевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковичина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 1. Введение и стратиграфическая основа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 2. С. 80–92.
- Барабошкин Е.Ю.* Ихнокомплексы сантон-кампанских отложений (верхний мел) Юго-Западного Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 24–27.
- Барабошкин Е.Ю., Фокин П.А.* Находки головоногих моллюсков из пограничного сантон-кампанского интервала разреза Аксудере (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. Вып. 4. С. 77–84.
- Барабошкин Е.Ю., Веймарн А.Б., Копаяевич Л.Ф., Найдин Д.П.* Изучение стратиграфических перерывов при производстве геологической съемки. Методические рекомендации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 163 с.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сенонан–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16. № 3. С. 36–46.
- Беньямовский В.Н.* Схема инфразонального расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. С. 62–74.
- Беньямовский В.Н., Копаяевич Л.Ф.* Коньяк-кампанский разрез Алан-Кыр, Горный Крым: аспекты биостратиграфии и палеобиогеографии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 2. С. 3–17.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Копаяевич Л.Ф.* Радиоларии и фораминиферы из коньяка–кампана разреза Алан-Кыр, Горный Крым, Россия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 44–53.
- Гожик П.Ф., Семенов В.М., Маслун Н.В., Полетаев В.И., Иванік М.М., Міхницька Т.М., Великанов В.Я., Мельничук В.Г., Константиненко Л.І., Кір’янов В.В., Цегельник П.Д., Котляр О.Ю., Берченко О.І., Вдовенко М.В., Шульга В.Ф., Немировська Т.І., Шеголев О.К., Боярина Н.І., Пяткова Д.М., Плотнікова Л.Ф., Лещук Р.Й., Жабіна Н.М., Шевчук О.А., Якушин Л.М., Анікеєва О.В., Веклич О.Д., Приходько М.Г., Тузак Я.М., Матлай Л.М., Доротяк Ю.Б., Шайнога І.В., Клименко Ю.В., Гоцанюк Г.І.* Стратиграфия верхнего протерозоя та фанерозоя України. Стратиграфія верхнього протерозоя, палеозоя та мезозоя України. Київ: ІГН НАН України, Логос, 2013. Т. 1. 637 с.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю.* Новые седиментологические, магнитостратиграфические и палинологические данные для разреза верхнего мела Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 6. С. 24–34.
- Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Барабошкин Е.Ю., Рябов И.П., Устинова М.А.* Новые данные по био- и магнитостратиграфии пограничного интервала сантона–кампана ЮЗ Крыма // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Десятого Всероссийского совещания, Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО “МАОБТИ”, 2020. С. 76–80.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П.* Верхний мел северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 2. Стратиграфия верхнего мела юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 75. Вып. 5. С. 48–59.
- Кликушин В.Г.* Морские лилии из верхнемеловых отложений СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. Вып. 5. С. 80–84.
- Кликушин В.Г.* Палеофаунистическая характеристика верхнемеловых отложений Юго-Западного Крыма // Записки Ленинградского Горного института. 1981. Т. LXXV. С. 107–124.
- Кликушин В.Г.* Туронские, коньякские и сантонские отложения долины р. Бельбека в Крыму // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 69–82.
- Копаяевич Л.Ф.* Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 40–52.
- Копаяевич Л.Ф., Вишневская В.С.* Распределение водных масс и динамика палеогеографии Крымско-Северо-Кавказского региона в позднем мелу // Палеонтология. Стратиграфия. Астробиология. К 80-летию А.Ю. Розанова. М.: Изд-во ПИН РАН, 2016. С. 243–256.
- Копаяевич Л.Ф., Хотылев А.О.* Стратиграфическое положение меловых вулканитов в Крыму и на Северном Кавказе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 59–69.
- Копаяевич Л.Ф., Прошина П.А., Рябов И.П., Овечкина М.Н., Гречишина Н.О.* Новые микропалеонтологические данные о положении границы сантона и кампана в разрезе Алан-Кыр (Центральный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 43–50.
- 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.* Диноцисты и биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГНИГ СО РАН, 2006. 395 с.
- Маслакова Н.И.* Крым // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвин М.М. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 60–84.
- Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат. Автореферат дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 39 с.
- Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 168 с.
- Маслакова Н.И., Найдин Д.П.* О сантонских отложениях в юго-западном Крыму // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 75–77.
- Найдин Д.П.* Новый белемнит из верхнемеловых отложений Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1953. Т. 28. Вып. 2. С. 64–65.
- Найдин Д.П.* Подкласс Endocochlia. Внутреннераковинные // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. Москвин М.М. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 198–209.
- Найдин Д.П.* Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониотейтисы и белемнеллокамаксы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. 190 с.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С., Конаевич Л.Ф.* Фауна туронских отложений междуречья Качи и Бодрака (Крым) и граница сеноман–турон // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Ред. Найдин Д.П., Красилов В.А. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 22–40.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С.* Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2005. 204 с.
- Фокин П.А., Конаевич Л.Ф., Устинова М.А., Косоруков В.Л.* Пограничные отложения сантона и кампана в разрезе Аксудере (Крым, Бахчисарайский район) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания, 17–21 сентября 2018, Белгород. Ред. Барабошкин Е.Ю. и др. Белгород: ПОЛИТЕРРА, 2018. С. 278–282.
- Шуменко С.И., Стеценко В.П.* Известковые нанофоссилии в верхнемеловых отложениях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 1. С. 130–137.
- Щербинина Е.А., Гаврилов Ю.О.* Зональное расчленение сеноманских–сантонских отложений Юго-Западного Крыма по наннопланктону // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. науч. трудов. Ред. Барабошкин Е.Ю. Симферополь: Изд. дом “Черноморпресс”, 2016. С. 292–294.
- Bailey H.W., Hart M.B., Swiecicki A.* Evolutionary lineages of benthic foraminifera in the chalk seas of N.W. Europe and their application to problem solving // *Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones*. Eds. Demchuk T.D., Gary A.C. SEPM Spec. Publ. 2009. V. 93. P. 233–249.
- Bown P.R., Young J.R.* Techniques // *Calcareous nannofossil biostratigraphy (British Micropalaeontol. Soc. Ser.)*. Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall, 1998. P. 16–28.
- Burnett J.A.* Upper Cretaceous // *Calcareous nannofossil biostratigraphy (British Micropalaeontol. Soc. Ser.)*. Ed. Bown P.R. London: Chapman and Hall, 1998. P. 132–199.
- Caron M.* Cretaceous planktic foraminifera // *Plankton stratigraphy*. Eds. Bolli H.M., Saunders J., Persh-Nielsen K. Cambridge Univ. Press, 1985. P. 17–86.
- Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // *Newslett. Stratigr.* 2015. V. 48. P. 47–90.
- Droser M.L., Bottjer D.J.* A semiquantitative field classification of ichnofabric // *J. Sed. Petrol.* 1986. V. 56. № 4. P. 558–559.
- Dubicka Z., Peryt D.* Bolivinoides (benthic foraminifera) from the Upper Cretaceous of Poland and western Ukraine: taxonomy, evolutionary changes and stratigraphic significance // *J. Foraminiferal Res.* 2016. V. 46. P. 75–94.
- Dubicka Z., Jurkowska A., Thibault N., Razmjooei M.J., Wójcik K., Gorzelak K., Felisiak I.* An integrated stratigraphic study across the Santonian/Campanian boundary at Bocie-niec, southern Poland: a new boundary stratotype candidate // *Cretaceous Res.* 2017. V. 20. P. 61–85.
- Flügel E.* *Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation and Application*. Berlin: Springer, 2010. 894 p.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J.W., Petrizzo M.R., Lees J., Walaszczyk I., Wray D.* An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Texas: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage // *Cretaceous Res.* 2008. V. 29. P. 131–167.
- Gawor-Biedowa E.* Campanian and Maastrichtian foraminifera from the Lublin Upland, eastern Poland // *Palaeontol. Polon.* 1992. V. 52. 187 p.
- Hampton M.J., Bailey H.W., Gallagher L.T., Mortimore R.N., Wood C.J.* The biostratigraphy of Seaford Head, Sussex, southern England: an international reference section for the basal boundaries for the Santonian and Campanian Stages in chalk facies // *Cretaceous Res.* 2007. V. 28. P. 46–60.
- Hancock J.M., Gale A.S., Gardin S., Kennedy W.J., Lamolda M.A., Matsumoto T.M., Naidin D.P.* The Campanian Stage // *Proc. Second Int. Symp. on Cretaceous Stage Boundaries*. Eds. Rawson P.F., Dhondt J.M., Hancock J.M., Kennedy W.J. Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre. 1996. V. 66 (Suppl.). P. 103–109.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science*. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- Hart M.B., Bailey H.W., Crittenden S., Fletcher B.N., Price R.J., Swiecicki A.* Cretaceous // *Stratigraphical Atlas of Fossil*

- Foraminifera. 2nd Edition. Eds. Jenkins D.G., Murray J.W. Chichester, U.K.: Ellis Horwood Ltd., 1989. P. 273–371.
- Jarvis I., Mabrouk A., Moody R.T.J., de Cabrera S. Late Cretaceous (Campanian) carbon isotope events, sealevel change and correlation of the Tethys and Boreal realms // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2002. V. 188. P. 215–248.
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M. Secular variations in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma) // *Geol. Mag.* 2006. V. 143. P. 561–608.
- Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance // *Geol. Mag.* 1994. V. 131. P. 1–34.
- Kirsch K.-H. Dinoflagellatenzysten aus der Oberkreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // *Munchener Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A Geologie und Paläontologie.* 1991. V. 22. P. 1–306.
- Knaust D. Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, 2017. 209 p.
- Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckjsche Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // *Geol. Jahrb.* 1977. A. 38. P. 11–123.
- Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.S. Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2016. V. 441. Spec. Iss. P. 493–515.
- Kopaevich L.F., Walaszczyk I.P. An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in south-western Crimea, Soviet Union // *Acta Geol. Polon.* 1990. V. 40. № 1–2. P. 83–96.
- Lamolda M.A., Paul C.R.C., Peryt D., Pons J.M. The Global Boundary Stratotype and Section Point (GSSP) for the base of the Santonian Stage, “Cantera de Margas”, Olazagutia, northern Spain // *Episodes.* 2014. V. 37. P. 2–13.
- Lebedeva N.K. Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // *Paleontol. J.* 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.
- Linnert C., Robinson S.A., Lees J.A., Bown P.R., Perez-Rodríguez I., Petrizzo M.R., Falzoni F., Littler K., Arz J.A., Russell E.E. Evidence for global cooling in the Late Cretaceous // *Nature Communications.* 2014. V. 5. № 4194. www.nature.com/articles/ncomms5194
- Linnert C., Robinson S.A., Lees J.A., Perez-Rodríguez I., Jenkyns H.C., Bown P.R., Falzoni F. Did Late Cretaceous cooling trigger the Campanian–Maastrichtian Boundary Event? // *Newslett. Stratigr.* 2018. V. 51. № 2. P. 145–166.
- McArthur J.M., Kennedy W.J., Gale A.S., Thirlwall M.F., Chen M., Burnett J., Hancock J.M. Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: intercontinental correlation of the Campanian/Maastrichtian boundary // *Terra Nova.* 1992. V. 4. P. 385–393.
- McArthur J.M., Thirlwall M.F., Chen M., Gale A.S., Kennedy W.J. Strontium isotope stratigraphy in the Late Cretaceous: numerical calibration of the Sr isotope curve and intercontinental correlation of the Campanian // *Paleoceanography.* 1993. V. 8(6). P. 859–873.
- Melinte-Dobrinescu M.C. Uppermost Cretaceous calcareous nannofossils in red pelagic sediments (Romanian Carpatians) // *Acta Palaeontol. Roman.* 2018. V. 14. № 2. P. 35–44.
- Mitchell S.F. New data on the biostratigraphy of the Flamborough Chalk Formation (Santonian, Upper Cretaceous) between South Landing and Danes Dyke, North Yorkshire // *Proc. Yorkshire Geol. Soc.* 1994. V. 50(2). P. 113–118.
- Mitchell S.F. The Cretaceous crinoid *Uintaerinus socialis* from Jamaica and its significance for global correlation // *Geol. Mag.* 2009. V. 146(6). P. 937–940.
- Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A. The Magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 156. P. 209–224.
- Nøhr-Hansen H. Upper Cretaceous dinoflagellate cyst stratigraphy, onshore West Greenland // *Grønlands Geologiske Undersøgelse Bull.* 1996. V. 170. 104 p.
- Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Alsen P.A. Cretaceous dinoflagellate cyst zonation for NE Greenland // *Geol. Mag.* 2019. <https://doi.org/10.1017/S0016756819001043>
- Ogg J.G., Hinnov L.A. Cretaceous // *The Geologic Time Scale.* Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam: Elsevier, 2012. P. 793–855.
- Okay A.I., Nikishin A.M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *Int. Geol. Rev.* 2015. V. 57(5–8). P. 1051–1076.
- Ovechkina M.N., Kopaevich L.F., Aleksandrova G.N., Proshina P.A., Ryabov I.A., Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Mostovski M.B. Calcareous nannofossils and other proxies define the Santonian–Campanian boundary in the Central Crimean Mountains (Alan-Kyr section) // *Cretaceous Res.* 2021. V. 119. № 104706. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104706>
- Pearce M.A. New genera and species of organic-walled dinoflagellate cysts from the Cenomanian to lower Campanian of the Trunch borehole, southeast England // *J. Micro-palaeontol.* 2010. V. 29. P. 51–72.
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J. Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) Chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2020. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104188>
- Petrizzo M.R., Falzoni F., Premoli Silva I. Identification of the base of the lower-to-middle Campanian Globotruncana ventricosa Zone: comments on reliability and global correlations // *Cretaceous Res.* 2011. V. 32. P. 387–405.
- Prauss M. Sea-level changes and organic-walled phytoplankton response in a Late Albian epicontinental setting, Lower Saxony basin, NW Germany // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2001. V. 174. P. 221–249.
- Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bo-

- taccione section, Gubbio, Italy // *Palaeontographia Italica*. 1995. V. 82. P. 1–89.
- Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // *The Evolution of Cretaceous Ocean—Climatic System*. Eds. Barrera E., Jonson C.C. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 1999. V. 332. P. 301–328.
- Prince I.M., Jarvis I., Tocher B.A.* High-resolution dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Santonian–Basal Campanian (Upper Cretaceous): new data from Whitecliff, Isle of Wight, England // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1999. V. 105. P. 143–169.
- Prince I.M., Jarvis I., Pearce M.A., Tocher B.A.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Coniacian–Santonian (Upper Cretaceous): new data from the English Chalk // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2008. V. 150. P. 59–96.
- Radmacher W., Tyszká J., Mangerud G., Pearce M.A.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Upper Albian to Lower Maastrichtian in the southwestern Barents Sea // *Mar. Petrol. Geol.* 2014. V. 57. P. 109–121.
- Radmacher W., Mangerud G., Tyszká J.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous strata from two wells in the Norwegian Sea // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. V. 216. P. 18–32.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Mahanipour A., Bous-saha M., Korte C.* Coniacian–Maastrichtian calcareous nannofossil biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy in the Zagros Basin (Iran): consequences for the correlation of Late Cretaceous Stage Boundaries between the Tethyan and Boreal realms // *Newslett. Stratigr.* 2014. V. 47/2. P. 183–209.
- Razmjooei M.J., Thibault N., Kani A., Dinarès-Turell J., Pucéat E., Shahriari S., Radmacher W., Jamali A.M., Ullmann C.V., Voigt S., Cocquerez T.* Integrated bio- and carbon-isotope stratigraphy of the Upper Cretaceous Gurpi Formation (Iran): a new reference for the eastern Tethys and its implications for large-scale correlation of stage boundaries // *Cretaceous Res.* 2018. V. 91. P. 312–340.
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang N.* Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS) // *Episodes*. 1996. V. 19. № 3. P. 77–81.
- Russo F.* Calcareous nannofossil revised biostratigraphy of the latest Albian–earliest Campanian time interval (Late Cretaceous). Ph. D. Thesis. Matricola R08989. Università degli studi di Milano, dottorato di Ricerca in Scienze de la Terra Ciclo XXVI. Anno Academico, 2012–2013. 147 p.
- Sanjary S., Hadavi F., Notghi-Moghaddam M., Allameh M.* Calcareous nannofossils from chalky limestone interval of the Abderas formation in the Kopet Dagh range, NE Iran // *J. Earth Sci.* 2019. V. 11. P. 47–55.
- Schulz M-G., Erns G., Ernst H., Schmid F.* Coniacian to Maastrichtian stage boundaries in the standard section for the Upper Cretaceous white chalk of NW Germany (Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor): definitions and proposals // *Bull. Geol. Soc. Denmark*. 1984. V. 33. P. 203–215.
- Siegl-Farkas Á.* Dinoflagellate stratigraphy of the Senonian formations of the Transdanubian Range // *Acta Geol. Hungarica*. 1997. V. 40/1. P. 73–100.
- Siegl-Farkas Á., Wagneich M.* Correlation of palynological (spores, pollen, dinoflagellates) and calcareous nannofossil zones in the Late Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Austria) and the Transdanubian Central Range (Hungary) // *Advances in Austrian-Hungarian Joint Geological Research. 1000 years Austria & 1100 years Hungary*. Budapest: MÁFI (Geological Institute of Hungary), 1996. P. 127–135.
- Sissingh W.* Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton // *Geologie en Mijnbouw*. 1977. V. 56. P. 37–65.
- Slimani H.* Les kystes de dinoflagellés du Campanien au Danien dans la région de Maastricht (Belgique, Pays-Bas) et de Turnhout (Belgique): Biozonation et corrélation avec d'autres régions en Europe occidentale // *Geologica et Palaeontologica*. 2001. № 35. P. 161–201.
- Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // *Paleoceanography*. 2016. V. 31. P. 847–865.
- Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: the Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2020. № 498. P. 165–187.
<https://doi.org/10.6084/m9.figshare.c.4737236>
- Vishnevskaya V.S., Kopayevich L.F., Benyamovsky V.N., Ovechkina M.N.* Correlation of the Upper Cretaceous zonal charts of the East European Platform according to foraminifera, radiolarians and nanoplankton // *Herald of the Moscow University. Ser. 4. Geology*. 2018. № 1. P. 26–35.
- Walaszczyk I., Peryt D.* Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland // *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. 1998. T. 1. № 11/12. P. 1501–1513.
- Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z.* Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // *Acta Geol. Polon.* 2016. V. 66. № 3. P. 313–350.
- Weber G., Malychef V.* Sur la stratigraphie du Mesocretace et du Neocretace de la Crimée // *Bull. Soc. Geol. France. Ser. 4*. 1923. T. XXIII. № 5–6. P. 193–204.
- Wolfgring E., Wagneich M., Dinarès-Turell J., Gier S., Böhm K., Sames B., Spötl K.* The Santonian–Campanian boundary and the end of the Long Cretaceous Normal Polarity-Chron: isotope and plankton stratigraphy of a pelagic reference section in NW Tethys (Austria) // *Newslett. Stratigr. prePub Arcicle*. Published online May 2018.
<https://www.researchgate.net/publication/325022888>
- Mikrotax.org – a system for web-delivery of taxonomy. URL: www.mikrotax.org
- Stratigraphy.org – International Commission on Stratigraphy. URL: <https://stratigraphy.org/gssps/#cretaceous>

Рецензенты В.В. Аркадьев,
В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин

New Bio-, Chemo- and Magnetostratigraphy of the Santonian–Campanian Boundary in the Kudrino and Aksu-Dere Sections (SW Crimea): Problems of Global Correlation and Selection of the Lower Boundary Stratotype of the Campanian.

1. Geological Framework, Sedimentology, Biostratigraphy

A. Yu. Guzhikov^{a, #}, E. Yu. Baraboshkin^{b, c}, G. N. Aleksandrova^c, I. P. Ryabov^a, M. A. Ustinova^c,
L. F. Kopaevich^b, G. V. Mirantsev^d, A. B. Kuznetsov^e, P. A. Fokin^b, and V. L. Kosorukov^b

^a*Saratov State University, Saratov, Russia*

^b*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

^c*Geological Institute of RAS, Moscow, Russia*

^d*Paleontological Institute of RAS, Moscow, Russia*

^e*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of RAS, Saint Petersburg, Russia*

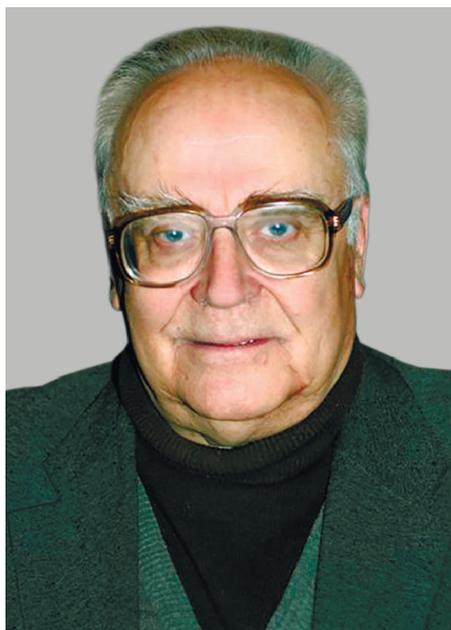
[#]*e-mail: aguzhikov@yandex.ru*

New complex data were obtained for two sections of the Santonian–Campanian boundary of Southwestern Crimea. Article 1 presents detailed geological descriptions of sections, lithological, mineralogical and paleoichnological materials, the results of determining macro- (crinoids, ammonites, belemnites) and micropaleontological (dinocysts, nannoplankton, benthic and planktonic foraminifers) remains. Based on the research results, sea level fluctuations, variations in the activity of allogenic input (including pyroclastic material) and other features of sedimentation have been reconstructed. All macro- and micropaleontological data confirm the Late Santonian–Early Campanian age of the rocks; for each of the micropaleontological groups, biostratigraphic units have been established and a detailed division of the sections has been carried out.

Keywords: Upper Cretaceous, Santonian, Campanian, dinocysts, benthic foraminifers, planktonic foraminifers, nannoplankton, crinoids, ammonites, belemnites, ichnocomplexes, Crimea

ПАМЯТИ МИХАИЛА АЛЕКСЕЕВИЧА АХМЕТЬЕВА (1935–2020)

DOI: 10.31857/S0869592X21040037



17 октября 2020 г. скончался Михаил Алексеевич Ахметьев — широко известный специалист по стратиграфии, палеоботанике, палеоклиматологии и палеогеографии кайнозоя Евразии, профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки, почетный разведчик недр, председатель Комиссии по палеогеновой системе МСК России.

Михаил Алексеевич родился 23 января 1935 г. в г. Москве, где после окончания школы поступил в Московский геологоразведочный институт (МГРИ), который окончил в 1958 г. После окончания института в том же году он был направлен на работу в Экспедицию 20-го района Второго гидрогеологического управления Министерства геологии СССР, в которой проработал десять лет. Полевые работы 20-й экспедиции проводились в Приморье и Хабаровском крае, геологическое строение которых в те годы было “белым пятном”. В 1961 г. Михаил Алексеевич поступил в заочную аспирантуру МГРИ на кафедру исторической геологии, где его научным руководителем был профессор М.В. Муратов. В 1965 г., работая в 20-й экспедиции, Михаил Алексеевич успешно защитил диссертацию на тему “Стратиграфия и флора неогеновых вулканогенных образований Восточного Сихотэ-Алиня”. Во время учебы в аспирантуре он

был направлен в МГУ на кафедру высших растений для прослушивания лекций по курсам морфологии, анатомии и систематики высших растений, геоботаники, географии растений и др. Необходимо было также пройти большой практикум, так как тему диссертационной работы Михаил Алексеевич выбрал стратиграфо-палеоботаническую. По прослушанным курсам им были успешно сданы зачеты и экзамены, которые были зачтены как кандидатский минимум по специальности во МГРИ. Начав работу в качестве геолога, уже в 1960 г. Михаил Алексеевич стал начальником партии, а с 1965 по 1968 г. — главным геологом 20-й экспедиции. За эти годы он стал высококвалифицированным специалистом, сочетающим в себе геолога-съемщика широко профиля и ученого, хорошо разбирающегося в вопросах как стратиграфии, так и тектоники мезо-кайнозоя Дальнего Востока. При его соавторстве были подготовлены и изданы четыре листа Геологической карты СССР масштаба 1 : 200000 и объяснительные записки к ним по территории юга Дальнего Востока, опубликованы работы по стратиграфии, флорам этого региона, а также составу и возрасту кайнотипных эффузивов, имеющих здесь широкое распространение.

Осенью 1968 г. Михаил Алексеевич перешел на работу в Геологический институт АН СССР (ныне

ГИН РАН), с которым была связана вся его дальнейшая научная деятельность. Он прошел путь от младшего до главного научного сотрудника. С 1987 по 2005 г. был заведующим лабораторией палеофлористики.

В конце 1960 г. Михаил Алексеевич продолжил изучение палеогеновых и неогеновых флор Дальнего Востока, разработку палеоботанического обоснования широко развитых здесь континентальных отложений, вопросов фитогеографии, палеоклиматологии, систематики ископаемых растений. За короткий период он стал знатоком и одним из лидеров в области палеоботаники кайнозойских флор Дальнего Востока и соседних территорий.

В 1970-х годах Михаил Алексеевич в течение ряда лет принимал участие в работе Советской геологической экспедиции в Исландии и внес значительный вклад в разработку стратиграфии вулканогенных образований позднего кайнозоя острова. Им впервые была изучена кайнозойская флора Исландии. Установлено, что наиболее древние флоры были близки к одновозрастным комплексам Гренландии и Северной Америки, а позднее сменились флорами, близкими к европейским комплексам, а также обосновано, что расширение Атлантики в обе стороны от Срединного хребта не было сбалансированным. Исследования Михаила Алексеевича получили высокую оценку у советских и исландских специалистов. Разработанная стратиграфическая схема использована Геодезической службой Исландии совместно с Музеем естественной истории (г. Рейкьявик) при составлении геологической карты Исландии. Итогом работ Михаила Алексеевича стала докторская диссертация “Неоген Исландии (стратиграфия, корреляция, значение флоры для палеоклиматических и палеогеографических реконструкций)”, успешно защищенная в 1981 г.

В 1971 г. Михаил Алексеевич принимал участие в экспедиции по Тихому океану на научно-исследовательском судне “Витязь”. В 1982–1984 гг. в рамках национального проекта “Литос” комплексной программы “Мировой океан”, возглавляемой академиком Ю.М. Пушаровским, он принимал участие в экспедициях на научно-исследовательском судне ГИН РАН “Академик Николай Страхов”. В ходе этих экспедиций им выполнено изучение геологического строения и развития островов Сан-Висенти, Маю и Сал, входящих в архипелаг островов Зеленого Мыса.

В последние десятилетия основное внимание Михаил Алексеевич направил на комплексное изучение причинно-следственных связей биотических и абиотических событий в палеогене, морских коммуникаций и их роли в изменении климата и флористическом обмене, факторов глобальных биосферных перестроек, на разработку детальной

стратиграфической схемы олигоценых–миоценовых морских и континентальных отложений южных регионов России и смежных территорий. В результате этих исследований были осуществлены крупные обобщения по палеогену Евразии. В эти годы по его инициативе или под его руководством выполнены многочисленные исследования, поддержанные грантами РФФИ, в рамках проектов МПГК № 174 “Геологические события терминального эоцена”, № 326 “Граница палеогена и неогена в Северном полушарии”, а в начале 2000-х годов осуществлен совместный российско-китайский проект по обоснованию положения границы мела и палеогена в континентальных отложениях Приамурья.

Неоценим вклад Михаила Алексеевича в поддержку изучения цист динофлагеллат палеогена в России. Под его руководством с 1980-х годов в ГИН РАН регулярно проводились “диноцистовые школы” для специалистов-палинологов из различных организаций, где обсуждались вопросы систематики органикостенного фитопланктона и биостратиграфии на его основе. Эти усилия позволили специалистам впервые обосновать возраст морских терригенных толщ и достичь значительного успеха в корреляции морских и континентальных отложений палеогена и неогена, реконструкции динамики развития палеобассейнов и палеоклимата различных регионов Евразии.

Михаилом Алексеевичем проводилась большая научно-организационная работа. С 1970-х годов он являлся членом Неогеновой и Палеогеновой комиссий Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) СССР и членом РМСК по Дальнему Востоку, позднее вошел в Бюро РМСК по Центру и Югу России, возглавил Комиссию по палеогеновой системе МСК России, вошел в состав Международной подкомиссии по палеогеновой системе и Международной организации палеоботаников. Его деятельность на этих позициях была очень плодотворной. Он принимал непосредственное участие в создании стратиграфических схем неогена и палеогена различных регионов России от Дальнего Востока до Большого Кавказа, отстаивал позиции России на международной арене. Плодотворно сотрудничал Михаил Алексеевич и с зарубежными коллегами из Чехии, Китая, США.

М.А. Ахметьевым опубликовано более 180 научных работ (статьи и 12 монографий). С 2006 г. он преподавал на кафедре высших растений МГУ, преподавал программы курсов “Палеоботаника”, “Эволюция высших растений” и “Тафономия”. Долгие годы он возглавлял Диссертационный совет по палеонтологии и стратиграфии на базе ГИН РАН, являлся членом редколлегии журналов “Стратиграфия. Геологическая корреляция”, “Global geology” (Китай). Заслуги Михаила Алексеевича

отмечены присвоением звания профессор, “Заслуженный деятель науки Российской Федерации”, юбилейными медалями и ведомственными наградами.

Коллеги постоянно обращались за консультациями к Михаилу Алексеевичу, и он никогда никому не отказывал, с одинаковым уважением относился ко всем, независимо от ранга и возраста, искренне радовался успехам каждого. Увлечением его жизни была филателия, о которой он всегда с энтузиазмом рассказывал, поражая слушателей эрудицией.

Михаил Алексеевич Ахметьев был выдающимся ученым, обладавшим колоссальным профессио-

нальным опытом и знаниями. Он был личностью, всегда имел свою позицию и в науке, и в жизни. Следующие поколения у него многому научились, и еще будут учиться по его трудам.

Друзья и коллеги из Геологического института РАН, Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН, Геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Межведомственного стратиграфического комитета, Палеонтологического общества при РАН, редколлегии и редакции журнала “Стратиграфия. Геологическая корреляция”