ISSN 0869-592X

Том 32, Номер 4 Июль - Август 2024

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

НАУКА
1727

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 4, 2024

Возраст и источники расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского континентального массива, Центрально-Азиатский складчатый пояс
Р. О. Овчинников, А. А. Сорокин, Е. Б. Сальникова, В. П. Ковач, Ю. В. Плоткина, Н. Ю. Загорная 3

Верхнемолассовая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен—нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона
Я. И. Трихунков, Д. М. Бачманов, А. С. Тесаков, В. В. Титов, В. С. Ломов, С. А. Соколов, А. В. Латышев, А. Н. Симакова, Е. В. Сыромятникова, Х. Челик, В. Е. Щелинский, П. Д. Фролов, Е. А. Шалаева, П. П. Никольская 21

Высококалиевые породы Марского палеовулкана позднего рифея, Бирюсинский выступ, юг Сибирской платформы
А. Э. Изох, Е. Ф. Летникова, И. А. Избродин, А. В. Иванов, С. И. Школьник, А. Г. Дорошкевич 50

Новые роды остракод Bathoniella (бат и нижний келловей Восточно-Европейской платформы и Северной Германии) и Parabathoniella (нижний и средний бат Шотландии). Часть 1: систематика
Е. М. Тесакова 73

Новые данные по составу наннопланктона и планктонных фораминифер в алкунской свите нижнего миоцена Предкавказья
Л. А. Головина, М. Е. Былинская, С. В. Попов, Е. Д. Головина 97

Дискуссии

Эволюция палеобиосообществ – одна из трудно решаемых проблем биостратиграфии
Ю. Б. Гладенков 113

CONTENTS

Vol. 32. No. 4. 2024

Age and Sources of Melts of Metavolcanic Rocks of the Djagdagle Formation of the Northwestern Part of the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt
R. O. Ovchinnikov, A. A. Sorokin, E. B. Sal'nikova, V. P. Kovach, Yu. V. Plotkina, and N. Yu. Zagornaya 3

Upper-Molasse Belorechenskaya Formation of the Western Pre-Caucasus (Upper Pliocene–Lower Pleistocene) in the Context of Regional Neotectonics and Paleogeography
Ya. I. Trikhunkov, D. M. Bachmanov, A. S. Tesakov, V. V. Titov, V. S. Lomov, S. A. Sokolov, A. V. Latyshev, A. N. Simakova, E. V. Syromyatnikova, H. Çelik, V. E. Shchelinsky, P. D. Frolov, E. A. Shalaeva, and P. P. Nikolskaya 21

High-Potassium Rocks of the Late Riphean Mara Paleovolcano, Biryusinsky Ledge, South of the Siberian Platform
A. E. Izokh, E. F. Letnikova, I. A. Izbrodin, A. V. Ivanov, S. I. Shkolnik, and A. G. Doroshkevich 50

A New Ostracod Genera *Bathoniella* (Bathonian and Lower Callovian of the East European Platform and Northern Germany) and *Parabathoniella* (Lower and Middle Bathonian of Scotland). Part 1: Taxonomy
E. M. Tesakova 73

New Data on Nannofossil and Planktonic Foraminiferal Composition in the Lower Miocene Alkun Formation, Ciscaucasia
L. A. Golovina, M. E. Bylinskaya, S. V. Popov, and E. D. Golovina 97

Discussions

Evolution of Paleobiocommunities is One of the Most Intractable Problems of Biostratigraphy
Yu. B. Gladenkov 113

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 3–20

УДК 551

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ МЕТАВУЛКАНИТОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БУРЕИНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2024 г. Р. О. Овчинников[1, *], А. А. Сорокин[1], Е. Б. Сальникова[2], В. П. Ковач[2], Ю. В. Плоткина[2], Н. Ю. Загорная[2]

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

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

**e-mail: ovchinnikov@ignm.ru*

Поступила в редакцию 05.12.2023 г.
После доработки 26.12.2023 г.
Принята к публикации 30.12.2023 г.

Представлены результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических, геохимических, Sm–Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов дягдаглейской толщи, относящихся к числу ключевых элементов в геологическом строении Буреинского континентального массива. Установлено, что возраст метавулканитов дягдаглейской толщи составляет 217 ± 7 млн лет и соответствует позднему триасу. Данный факт противоречит традиционным представлениям, в соответствии с которыми дягдаглейская толща относится к раннедокембрийским образованиям. Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований рассматриваемых метавулканитов свидетельствуют о плавлении пород континентальной коры с палеопротерозойскими модельными возрастами в процессе формирования родоначальных для них расплавов. Новые и опубликованные ранее геохронологические данные позволяют выделить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219–201 млн лет. На основе синхронного проявления неопротерозойских, раннепалеозойских, позднепалеозойских и раннемезозойских магматических процессов в истории геологического развития Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, выдвинуто предположение об их общей геологической истории, по крайней мере, с позднего неопротерозоя. Близкое пространственное положение метавулканитов дягдаглейской толщи с Монголо-Охотским складчатым поясом, их позднетриасовый возраст (217 ± 7 млн лет), а также геохимические особенности позволяют связывать образование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи с внутриплитным магматизмом в тыловой зоне субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива.

Ключевые слова: Бурея-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн, внутриплитный магматизм, метариолиты, U–Pb геохронология, Sm–Nd метод

DOI: 10.31857/S0869592X24040011, **EDN:** CMSQUR

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция хронологии проявления основных этапов магматизма в геологической истории континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), а также идентификация источников расплавов магматических пород имеют кардинальное значение не только для разработки интегрированной геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли, но и для решения одной из важнейших проблем современной геологии и петрологии – проблемы формирования и эволюции континентальной коры. При этом приоритетное значение имеет реконструкция наиболее ранних геологических процессов.

Буреинский континентальный массив относится к числу основных тектонических элементов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В рамках существующих схем тектонического районирования (Парфенов и др., 2003; Ханчук, 2000) Буреинский массив, совместно с Цзямусинским и Ханкайским континентальными массивами, рассматривается в качестве составной части Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна (рис. 1).

Согласно традиционно сложившимся представлениям, отраженным в легендах геологических карт последнего поколения (Петрук, Волкова,

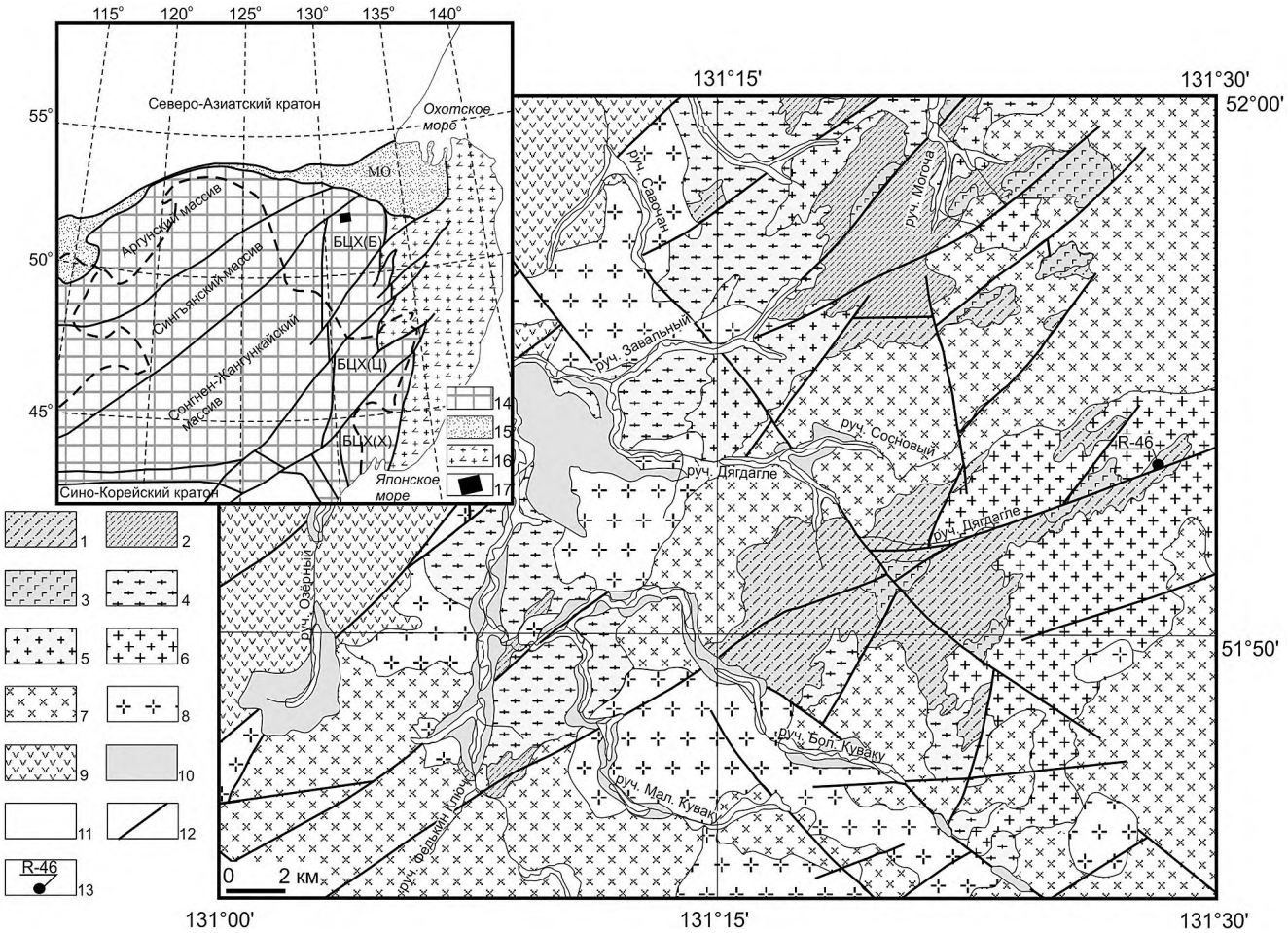


Рис. 1. Схема геологического строения северной части Буреинского континентального массива (бассейн р. Иса). Составлена по (Чепыгин, 1977), с изменениями авторов.
1 – условно верхнеархейские биотитовые и двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, высокоглиноземистые гнейсы, биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы дягдаглейской толщи; 2 – условно раннепротерозойские амфиболиты, роговообманковые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы; 3 – условно позднеархейские габбро-амфиболиты амурского комплекса; 4 – условно позднеархейские гнейсовидные гранитоиды древнебуреинского комплекса; 5 – условно раннепротерозойские рассланцованные гранитоиды нятыгранского комплекса; 6 – условно раннепалеозойские гранитоиды; 7 – условно позднепалеозойские кварцевые диориты, гранодиориты, граниты тырмо-буреинского комплекса; 8 – раннемезозойские граниты, лейкограниты харинского комплекса; 9 – раннемеловые андезиты, дацитоандезиты, дациты, их туфы; 10 – нижне- и среднечетвертичные отложения; 11 – верхнечетвертичные отложения; 12 – разломы, 13 – место отбора образца для геохронологических исследований и его номер. На врезке: прямоугольником показано положение исследуемого объекта в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (тектоническая основа по (Красный, Пэн Юньбяо, 1999; Zhou, Wilde, 2013; Luan et al., 2017a)), с изменениями авторов; 14 – континентальные массивы/террейны: БЦХ – Бурея-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн (БЦХ(Б) – Буреинский, БЦХ(Ц) – Цзямусинский, БЦХ(Х) – Ханкайский континентальный массивы/террейны); 15 – палеозойские–раннемезозойские складчатые пояса: МО – Монголо-Охотский складчатый пояс; 16 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса; 17 – район исследования.

2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), наиболее древними породами Буреинского массива являются метаморфизованные в условиях амфиболитовой и реже гранулитовой фации первично-осадочные и магматические комплексы, относимые к раннедокембрийским образованиям. В то же время доказательств их раннедокембрийского возраста на данный момент не получено. Напротив, в результате геохронологических исследований последних лет показано, что высокометаморфизованные образования Буреинского массива имеют не раннедокембрийский, а более молодой – неопротерозойский (Sorokin et al., 2019; Yang et al., 2020) и раннепалеозойский (Овчинников и др., 2020) возраст. Эти данные, в совокупности с оценками возраста, полученными для метаморфических комплексов, которые рассматриваются в качестве раннедокембрийского

фундамента Аргунского (Zhou et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Сальникова и др., 2012; Wu et al., 2012; Xu et al., 2012; Котов и др., 2013; Miao et al., 2015), Цзямусинского (Wilde et al., 2000; Котов и др., 2009; Сальникова и др., 2013; Zhou, Wilde, 2013; Luan et al., 2017a; Yang et al., 2017; 2018; Yang et al., 2022) и Ханкайского (Ханчук и др., 2010, 2022) массивов, и свидетельствующими об их неопротерозойском, палеозойском и мезозойском возрасте, указывают на необходимость пересмотра сложившихся представлений не только о геологической эволюции и происхождении указанных континентальных массивов, но и об эволюции всей восточной части ЦАСП в целом.

К числу ключевых элементов в строении Буреинского массива относятся метаморфические породы дягдаглейской толщи, традиционно рассматривающиеся в качестве его раннедокембрийского фундамента (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). При этом данные образования практически не изучены; в частности, в опубликованной литературе имеется одна оценка максимального возраста накопления для циркона из парагнейсов дягдаглейской толщи, свидетельствующая об их раннепалеозойском или более молодом возрасте (Овчинников и др., 2020). Слабая изученность образований дягдаглейской толщи выступает серьезным препятствием для понимания геологической эволюции Буреинского массива. В связи с этим нами проведены геохимические, Sm–Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов дягдаглейской толщи в бассейне р. Дягдагле в северо-западной части массива, а также U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования циркона из них.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРЕИНСКОГО МАССИВА И ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

По существующим представлениям, отраженным в легендах геологических карт последнего поколения (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), к числу наиболее древних образований Буреинского массива относятся неоархейские осадочные и магматические комплексы, метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой, реже гранулитовой фации метаморфизма. Первоначально на геологических картах масштаба 1 : 500 000 (Зубков, Турбин, 1984; Зубков, Васькин, 1984; Васькин, 1984 и др.) данные образования относились к “амурской серии”. Позднее (Решения..., 1994) условно раннедокембрийские метаморфические образования Буреинского массива стали рассматриваться в составе дягдаглейской толщи, а “амурскую серию” стали выделять только в пределах Малохинганского массива, являющегося продолжением Цзямусинского массива. В схемах корреляции геологических комплексов метаморфические образования дягдаглейской толщи по составу и степени метаморфизма сопоставляются с породами туловчихинской свиты “амурской серии” (Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007). На данный момент ни для метаморфических пород дягдаглейской толщи, ни для метаморфических пород амурской серии подтверждения их раннедокембрийского возраста получено не было. Напротив, в результате геохронологических исследований последних лет показано, что ортоамфиболиты и ортогнейсы туловчихинской свиты в центральной части Буреинского массива имеют неопротерозойский возраст – 950–920 млн лет (Sorokin et al., 2019), а парагнейсы дягдаглейской толщи северной части массива имеют раннепалеозойский возраст: нижняя возрастная граница накопления протолита ~487 млн лет (Овчинников и др., 2020).

К неоархею в строении Буреинского массива также относят тела метаморфизованных габброидов амурского и гранитоидов древнебуреинского комплексов (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), прорывающих метаморфические образования дягдаглейской толщи (Петрук, Волкова, 2006). Однако в результате геохронологических исследований было установлено, что формирование гранитоидов древнебуреинского комплекса и габбро-амфиболитов амурского комплекса связано не с раннедокембрийскими этапами магматизма, а с гораздо более молодыми, среднепермским – 264 ± 11 млн лет и раннеюрским – 194 ± 3 млн лет этапами соответственно (Овчинников и др., 2018).

К палеопротерозойским образованиям Буреинского массива относят слюдистые, часто углеродистые сланцы с пластами кварцитов и мраморов нятыгранской свиты, а также пространственно ассоциирующие с ними интрузии габброидов и гранитоидов нятыгранского комплекса (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В то же время недавно полученные геохронологические данные свидетельствуют о том, что в составе нятыгранского интрузивного комплекса оказались объединенными интрузии как минимум трех этапов неопротерозойского магматизма – 940–933, 896–891, 804–789 млн лет (Сорокин и др., 2017; Yang et al., 2020).

К неопротерозойскому уровню в строении Буреинского массива относятся терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенные отложения, объединяемые в составе “туранской серии” (Решения..., 1994; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). Данные, подтверждающие их неопротерозойский возраст, отсутствуют. Напротив, для метариолитов (Сорокин и др., 2011)

и метапесчаников (Сорокин и др., 2014) туранской серии установлен кембрийский возраст.

Эдиакарские и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения, содержащие микрофитолиты и археоциаты (мельгинская, чергиленская, аллинская свиты) представлены в центральной части Буреинского континентального массива в пределах Мельгинского прогиба (Решения..., 1994; Петрук, Волкова, 2006; Геодинамика..., 2006). В песчаниках чергиленской и аллинской свит Мельгинского прогиба преобладает детритовый циркон неопротерозойского (~80% проанализированных цирконов) и мезопротерозойского возраста, палеопротерозойский возраст установлен в единичных случаях (Ovchinnikov et al., 2019). На кривой относительной вероятности возрастов выделяются следующие максимумы возрастов детритовых цирконов – 1.78, 1.64, 1.45, 1.18, 0.94 и 0.82 млрд лет.

Большая часть Буреинского континентального массива сложена ранне- и позднепалеозойскими, а также раннемезозойскими гранитоидами. Наиболее ранние из них представлены габбро-гранитовым кивилийским и гранитовым суларинским комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009). В легендах геологических карт последнего поколения эти образования считаются ордовикскими (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009), в то время как результаты геохронологических исследований последних лет указывают на широкий возрастной интервал проявления раннепалеозойского магматизма – от раннего кембрия до позднего силура (541–426 млн лет; Ovchinnikov et al., 2021).

Наиболее распространены в пределах Буреинского массива известково-щелочные гранитоиды, относимые (Мартынюк и др., 1990; Петрук, Волкова, 2006; Васькин, Дымович, 2009 и др.) к позднепалеозойскому многофазному габбро-диорит-гранодиорит-гранитовому тырмо-буреинскому комплексу. Однако установлено, что целая серия петротипических массивов этого комплекса имеет не позднепалеозойский, а раннемезозойский возраст – 218–185 млн лет (Сорокин и др., 2007, 2010). Раннемезозойские оценки возраста были также получены для щелочных, субщелочных гранитоидов и вулканитов центральной части массива – 240–199 млн лет (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021).

Наиболее молодые образования Буреинского континентального массива представлены позднемезозойскими терригенными толщами, вулканическими и вулканоплутоническими комплексами (Петрук, Волкова, 2006; Забродин и др., 2007; Серёжников, Волкова, 2007; Васькин, Дымович, 2009).

Объектом наших исследований являются метавулканиты дягдаглейской толщи северо-западной части массива (рис. 1). Эта толща представлена в небольших береговых обнажениях в верховьях ручья Дягдагле. Она сложена биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, содержащими пачки и прослои амфиболитов, кварцитов и мраморов. Мощность толщи составляет около 1000 м (Чепыгин, 1977; Геодинамика..., 2006).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Исследование химического состава пород выполнено с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода ICP-MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб для РФА выполнена путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100°C. Величина интенсивности аналитических линий скорректирована на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S.

Химическая подготовка проб для ICP-MS метода проводилась путем сплавления образцов с безводным метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях при температуре 1150°C в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO_3 и отгонкой SiF_4. Измерения проводились на ICP/HRMS масс-спектрометре ELEMENT-2. Относительная погрешность определения содержаний главных и малых элементов составила 3–10%.

Выделение циркона для геохронологических исследований проведено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. U–Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург). Выбранные для U–Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 *M* HNO_3. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике T.E. Kpoy (Krogh, 1973). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом режиме, так и при помощи счетчика ионов. Для изотопных

исследований использовался трассер $^{235}U–^{202}Pb$. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась 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.

Sm–Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер $^{149}Sm–^{150}Nd$, разлагали в тефлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO_3 при температуре 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRadAG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100–150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512115$ в Nd-стандарте JNdi-1 (Tanaka et al., 2000). Средневзвешенное значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ±0.5%, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – ±0.5%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – ±0.005% (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd.

При расчете величин $\varepsilon_{Nd(t)}$ и модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.21365$). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах рассчитаны двустадийные Nd-модельные возрасты $t_{Nd(C)}$ (Keto, Jacobsen, 1987) с использованием среднекорового отношения $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ (Taylor, McLennan, 1985).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Метавулканиты, отобранные в береговых обнажениях ручья Дягдагле, обладают серым, с зеленоватым оттенком, цветом и порфировой структурой (рис. 2). Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и реже биотитом. Основная масса сложена преимущественно кварцем. Акцессорные минералы представлены цирконом и ильменитом.

На диаграммах SiO_2–$(Zr/TiO_2)\times0.0001$ и SiO_2–Nb/Y (Winchester, Floyd, 1977) точки составов метавулканитов дягдаглейской толщи занимают поля, соответствующие риолитам и кислым породам семейства пантеллеритов-комендитов (рис. 3а, 3б). По соотношению Zr–Y (Ross, Bédard, 2009) и Th–Co (Hastie et al., 2007) рассматриваемые метавулканиты отвечают породам известково-щелочной (рис. 3в) и высококалиевой известково-щелочной серий (рис. 3г). Для них установлены низкие величины ASI = 0.87–0.92 (табл. 1), свойственные метаглиноземистым породам (рис. 3д), и высокие значения железистости $Fe_2O_3^*/(Fe_2O_3^* + MgO)$ = = 0.82–0.86 (рис. 3е).

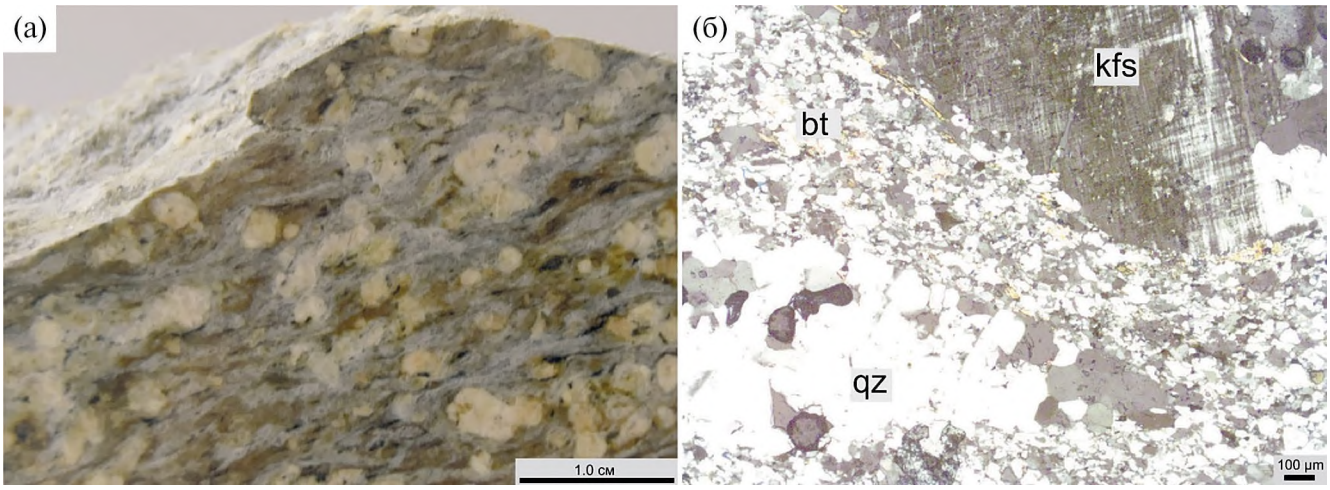


Рис. 2. Фотография и микрофотография метавулканита дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива. bt – биотит; kfs – калиевый полевой шпат; qz – кварц.

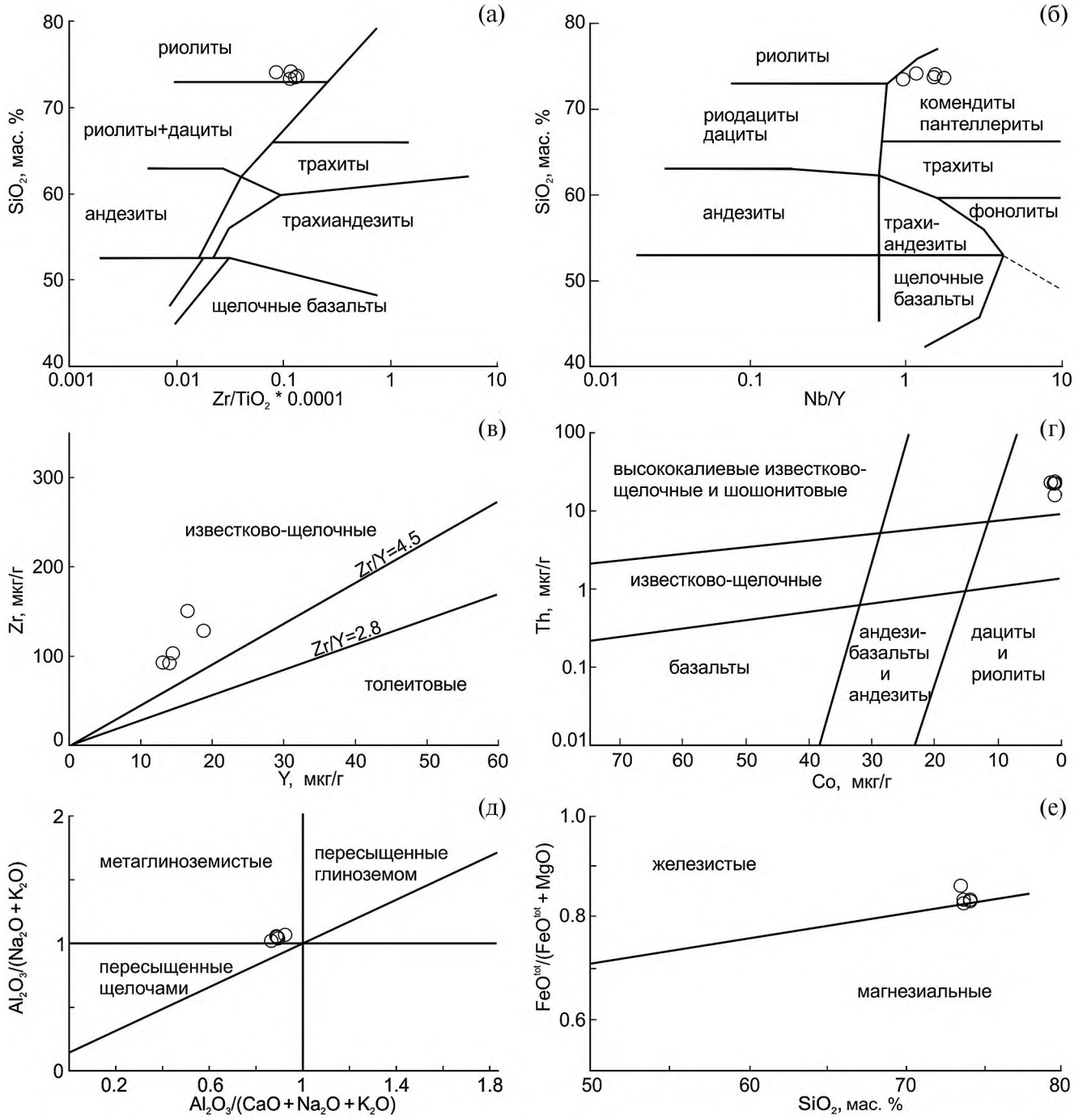


Рис. 3. Классификационные диаграммы SiO_2–(Zr/TiO_2) × 0.0001 (а), SiO_2–Nb/Y (б) (Winchester, Floyd, 1977), Zr–Y (в) (Ross, Bédard, 2009), Th–Co (Hastie et al., 2007) (г), $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$–$Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ (Maniar, Piccoli, 1989) (д), $FeO^{tot}/(FeO^{tot}+MgO)$–$SiO_2$ (Frost et al., 2001) (е) для метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

Метавулканиты дягдаглейской толщи характеризуются слабо- и умеренно- фракционированным распределением РЗЭ ($[La/Yb]_n$ = 1.30–15.22), с обогащением легкими РЗЭ ($[La/Sm]_n$ = 1.78–4.44), и слабо фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($[Gd/Yb]_n$ = 0.52–2.25), с отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu* = 0.09–0.28 (рис. 4а). На графиках распределения нормированных к примитивной мантии содержаний микроэлементов отчетливо выражены отрицательные аномалии Nb, Sr, Ti и положительные аномалии Th, Ta, Pb, Nd, Gd (рис. 4б).

Таблица 1. Химический состав представительных образцов метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского континентального массива

Компоненты	Номер образца				
	R-46-7	R-46-4	R-48-3	R-48-5	R-48-7
	1	2	3	4	5
SiO_2	74.2	73.8	73.8	73.6	74.2
TiO_2	0.15	0.08	0.07	0.13	0.08
Al_2O_3	12.3	12.8	13.1	12.7	12.6
Fe_2O_3*	2.11	1.86	1.92	2.56	1.95
MnO	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05
MgO	0.45	0.38	0.38	0.40	0.39
CaO	1.25	1.23	1.09	1.06	1.24
Na_2O	4.04	4.89	5.01	4.13	4.47
K_2O	4.56	4.19	4.03	4.66	4.26
P_2O_5	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Ппп	0.33	0.24	0.31	0.39	0.31
Сумма	99.5	99.5	99.7	99.6	99.6
Ga	19.8	21.9	22.0	20.9	21.2
Rb	225	229	232	189	233
Sr	30.9	7.41	9.08	14.0	7.72
Ba	136	21.2	20.6	50.4	18.4
La	30.5	9.27	3.76	40.7	9.95
Ce	54.2	26.4	5.02	71.6	26.3
Pr	7.07	2.92	0.93	8.96	3.00
Nd	25.5	11.2	3.61	30.9	11.1
Sm	5.43	3.26	1.13	5.73	2.97
Eu	0.41	0.10	0.11	0.25	0.09
Gd	5.03	3.18	1.27	5.00	2.73
Tb	0.72	0.50	0.27	0.66	0.44
Dy	3.78	2.91	2.09	3.36	2.55
Ho	0.71	0.57	0.48	0.62	0.51
Er	2.00	1.76	1.68	1.82	1.57
Tm	0.28	0.28	0.28	0.26	0.24
Yb	1.81	1.93	1.96	1.82	1.66
Lu	0.25	0.28	0.29	0.26	0.24
Y	18.7	14.5	13.1	16.5	14.0
Nb	22.2	22.1	23.3	15.9	22.0
Ta	3.08	2.81	3.61	1.75	2.38
Zr	129	104	94.0	151	94.0
Th	24.2	23.8	16.2	23.9	22.7
U	2.63	3.07	6.51	4.73	5.56
Pb	28.9	34.4	32.5	30.5	33.7

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Номер образца				
	R-46-7	R-46-4	R-48-3	R-48-5	R-48-7
	1	2	3	4	5
Cu	3.74	1.02	6.75	2.79	1.15
Zn	43.6	40.6	30.9	40.1	49.9
V	2.13	0.84	1.66	1.01	1.17
Cr	57.5	45.7	91.0	51.9	56.3
Co	0.89	0.46	0.71	0.90	0.62
Ni	3.87	2.83	4.74	3.22	3.44
$[La/Yb]_n$	11.4	3.27	1.30	15.2	4.06
Eu/Eu*	0.23	0.09	0.28	0.14	0.09
$Na_2O + K_2O$	8.60	9.08	9.04	8.79	8.73
ASI	0.89	0.87	0.90	0.92	0.89
ANK	1.06	1.02	1.04	1.07	1.06

Примечание. Содержания главных элементов приведены в мас.%, малых элементов – в мкг/г. Fe_2O_3* – общее железо в форме Fe_2O_3.

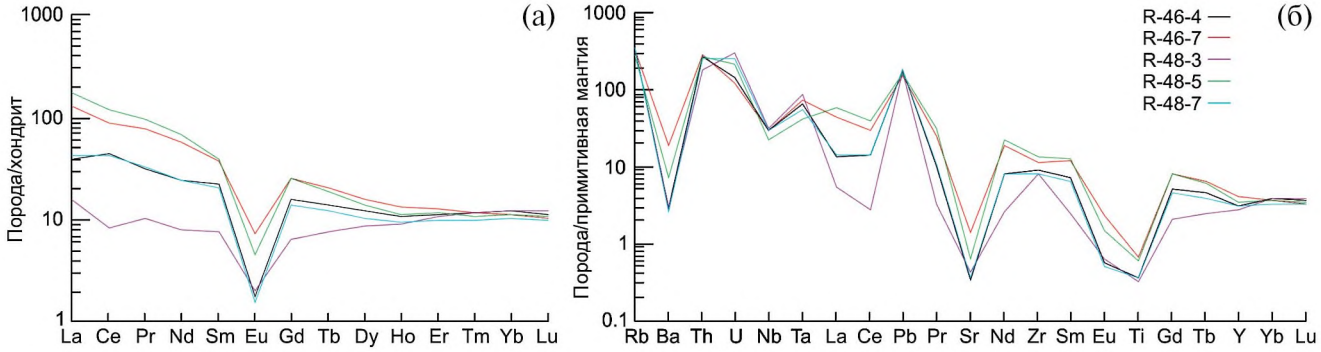


Рис. 4. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в метавулканитах дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.
Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995), состав примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон, выделенный из метавулканита (обр. R-46-7), представлен идиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами короткопризматического, призматического и длиннопризматического габитуса, светло-желтого цвета, ограненными комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {112} и {211} (рис. 5, I–III). Кристаллы обладают нормальным двупреломлением и тонкозональным внутренним строением (рис. 5, IV–VI). Размер кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм; $K_{удл} = 1.0–4.0$.

Для проведения U–Pb геохронологических исследований были использованы три микронавески наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов циркона размером 50–85 и 85–100 мкм, преимущественно длиннопризматического габитуса (табл. 2). Точки его изотопного состава образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 217 ± 7 млн лет (верхнее пересечение равно 1254 ± 960 млн лет, СКВО = 0.44) (рис. 6).

Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученное значение возраста можно рассматривать в качестве возраста кристаллизации протолита вулканитов дягдаглейской толщи.

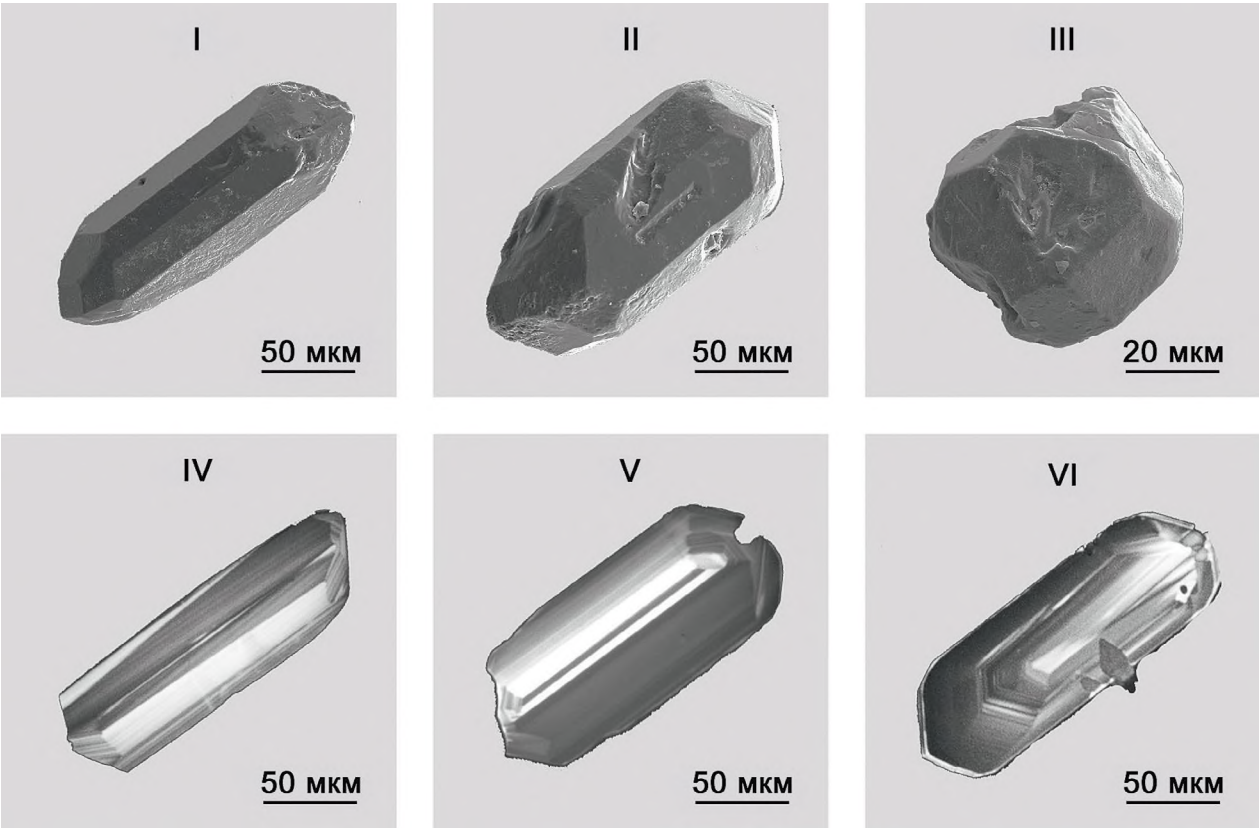


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона в режиме вторичных электронов и в режиме катодолюминесценции.

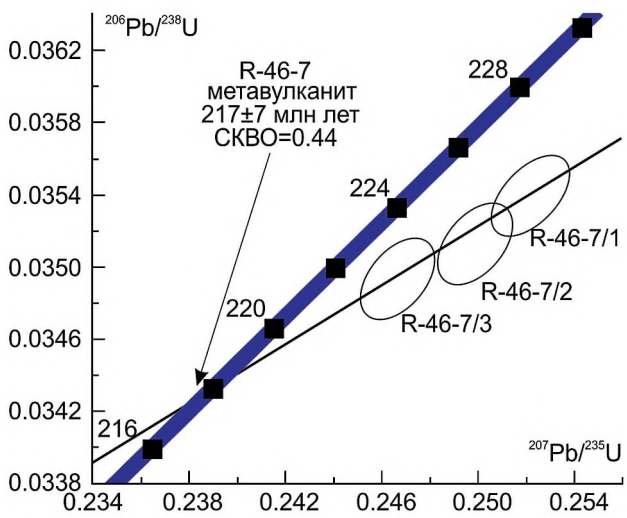


Рис. 6. Диаграмма с конкордией для циркона из метавулканита (обр. R-46-7) дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

РЕЗУЛЬТАТЫ Sm–Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты изотопно-геохимических исследований приведены в табл. 3.

Метариолиты дягдаглейской толщи характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойскими значениями Nd-модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате проведенных геохронологических исследований показано, что возраст метариолитов дягдаглейской толщи составляет 217 ± 7 млн лет и соответствует позднему триасу, а не раннему докембрию, как традиционно предполагалось ранее (Решения..., 1994; Геодинамика..., 2006; Петрук, Волкова, 2006). Необходимо также отметить, что, в соответствии с ранее полученными данными (Овчинников и др., 2020), для парагнейсов дягдаглейской толщи был установлен раннепалеозойский возраст – нижняя возрастная граница накопления протолита ~487 млн лет, что с большой долей вероятности свидетельствует о том, что в составе дягдаглейской толщи совмещены разновозрастные образования.

Метавулканиты дягдаглейской толщи обладают отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойскими значениями модельного возраста $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет, что позволяет предполагать участие пород континентальной

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из метавулканита дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$			$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$
1	85–100, 30 крист.	0.35	7.10	164	277	0.0516±2	0.1495±1	0.2522±11	0.0354±1		0.56	228±1	224±1	269±8
2	50–5, 40 крист.	0.28	9.41	230	454	0.0515±2	0.1541±1	0.2499±9	0.0352±1		0.49	227±1	223±1	265±8
3	85–100, 30 крист.	0.24	9.89	403	132	0.0512±2	0.1669±1	0.2469±11	0.0350±1		0.48	224±1	222±1	249±9

Примечания: [a] – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}Pb/^{235}U$–$^{206}Pb/^{238}U$. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 3. Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского континентального массива

Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd^{*}$ (±2σизм.)	$\varepsilon_{Nd(0)}$	$\varepsilon_{Nd(t)}$	$t_{Nd(DM)}$, млн лет	$t_{Nd(DM2\text{-}st)}$, млн лет
R-46	217	6.37	33.79	0.1140	0.511976±2	–12.9	–10.6	1793	1893

Примечание. (*) Погрешность (2s) соответствует последним значащим цифрам после запятой.

коры палеопротерозойского возраста в процессе формирования родоначальных расплавов рассматриваемых метавулканитов. Близкими изотопными характеристиками обладают неопротерозойские ортогнейсы и ортоамфиболиты туловчихинской свиты ($t_{Nd(DM)}$ = 2.2–1.5 млрд лет; Sorokin et al., 2019), неопротерозойские гранитоиды нятыгранского комплекса ($t_{Nd(DM)}$ = 1.8–1.7 млрд лет; Сорокин и др., 2017), ордовикские гранитоиды кивилийского комплекса ($t_{Nd(DM)}$ = 1.9–1.8 млрд лет; Овчинников и др., 2020) центральной части Буреинского массива. При этом палеопротерозойских и более древних комплексов в строении Буреинского массива на данный момент не установлено. Как показали исследования кембрийских осадочных образований Буреинского массива, в них преобладают детритовые цирконы неопротерозойского и мезопротерозойского возраста, палеопротерозойский возраст установлен лишь для единичных зерен (Ovchinnikov et al., 2019). Принимая во внимание значительное присутствие цирконов мезопротерозойского возраста в кембрийских осадочных породах Мельгинского прогиба (Ovchinnikov et al., 2019) и их изотопные параметры ($t_{Hf(C)}$ = 1.6–2.0 млрд лет), мы предполагаем, что в качестве субстрата для рассматриваемых метавулканитов, как и для пород со схожими изотопными характеристиками в центральной части массива, могли выступать мезопротерозойские породы с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастами.

Полученная позднетриасовая оценка возраста для метариолитов дягдаглейской толщи (217 ± 7 млн лет), в совокупности с ранее опубликованными геохронологическими данными для монцогранитов Кераганского плутона (243 ± 3 млн лет, U–Pb метод, LA-ICP-MS; Ovchinnikov et al., 2023), биотитовых микроклиновых гранитов Нижнестойбинского массива (219 ± 1 млн лет, U–Pb метод, ID-TIMS; Сорокин и др., 2010), лейкогранитов Большекурбинского (212 ± 5 млн лет, U–Pb метод, SIMS) и Индукачинского (201 ± 6 млн лет, U–Pb метод, SIMS) массивов (Агафоненко, 2001), позволяет наметить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219–201 млн лет, соответствующие среднему и позднему триасу (табл. 4). Близкие интервалы проявления магматической активности также выделяются и в центральной части массива: ~240 млн лет (сиенограниты, 240 ± 1 млн лет, U–Pb метод, LA-ICP-MS) и 226–208 млн лет (кварцевые сиениты, 226 ± 2 млн лет; гранит-порфиры, 225 ± 1 млн лет; сиенограниты, 214 ± 1 млн лет; U–Pb метод, LA-ICP-MS; Long et al., 2021; лейкограниты, 209 ± 1 млн лет; трахириолиты, 208 ± 1 млн лет; U–Pb метод, ID-TIMS; Sorokin et al., 2016). Таким образом, среднетриасовый и позднетриасовый преимущественно гранитоидный магматизм охватывал всю территорию Буреинского массива.

Таблица 4. Сводная таблица геохронологических данных для триасовых магматических пород Буреинского и Сонгнен-Жангункайского континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

	Порода	Метод датирования	Возраст, млн лет	Ссылка
Северо-западная часть Буреинского массива				
1	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	243 ± 3	Ovchinnikov et al., 2023
2	Биотитовый гранит	U–Pb метод, ID-TIMS	219 ± 1	Сорокин и др., 2010
3	Метариолит	U–Pb метод, ID-TIMS	217 ± 7	данная работа
4	Лейкогранит	U–Pb метод, SIMS	212 ± 5	Агафоненко, 2001
5	Лейкогранит	U–Pb метод, SIMS	201 ± 6	Агафоненко, 2001
Центральная часть Буреинского массива				
1	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	240 ± 1	Long et al., 2021
2	Кварцевый сиенит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	226 ± 2	Long et al., 2021
3	Гранит-порфир	U–Pb метод, LA-ICP-MS	225 ± 1	Long et al., 2021
4	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 1	Long et al., 2021
5	Лейкогранит	U–Pb метод, ID-TIMS	209 ± 1	Sorokin et al., 2016
6	Трахириолит	U–Pb метод, ID-TIMS	208 ± 1	Sorokin et al., 2016
Сонгнен-Жангункайский массив				
1	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	251 ± 2	Long et al., 2020
2	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	251 ± 1	Long et al., 2022
3	Гранодиорит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	244 ± 2	Wei, 2012
4	Гранодиорит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	234 ± 2	Wei, 2012
5	Двуслюдяной сланец	U–Pb метод, LA-ICP-MS	228 ± 2	Wang et al., 2012
6	Двуслюдяной сланец	U–Pb метод, LA-ICP-MS	226 ± 3	Wang et al., 2012
7	Гранитоид	U–Pb метод, LA-ICP-MS	222 ± 5	Sun et al., 2004
8	Гранодиорит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	219 ± 1	Zhao et al., 2018
9	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	217 ± 1	Zhao et al., 2018
10	Пироксенит	U–Pb метод, SIMS	217 ± 3	Wu et al., 2004
11	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	216 ± 3	Sun et al., 2005
12	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	215 ± 3	Long et al., 2020
13	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	215 ± 1	Long et al., 2020
14	Риолит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 3	Wang et al., 2015
15	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	214 ± 2	Long et al., 2020
16	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	212 ± 2	Wei, 2012
17	Щелочной гранит	U–Pb метод, ID-TIMS	212 ± 2	Wu et al., 2002
18	Габбро	U–Pb метод, LA-ICP-MS	211 ± 2	Long et al., 2020
19	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	211 ± 1	Wei, 2012
20	Габбро	U–Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Long et al., 2020
21	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Wei, 2012
22	Монцонит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	210 ± 2	Sun et al., 2004
23	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	205 ± 2	Guo et al., 2016
24	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 3	Long et al., 2020
25	Сиеногранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 2	Guo et al., 2016
26	Монцогранит	U–Pb метод, LA-ICP-MS	204 ± 3	Zhu et al., 2022

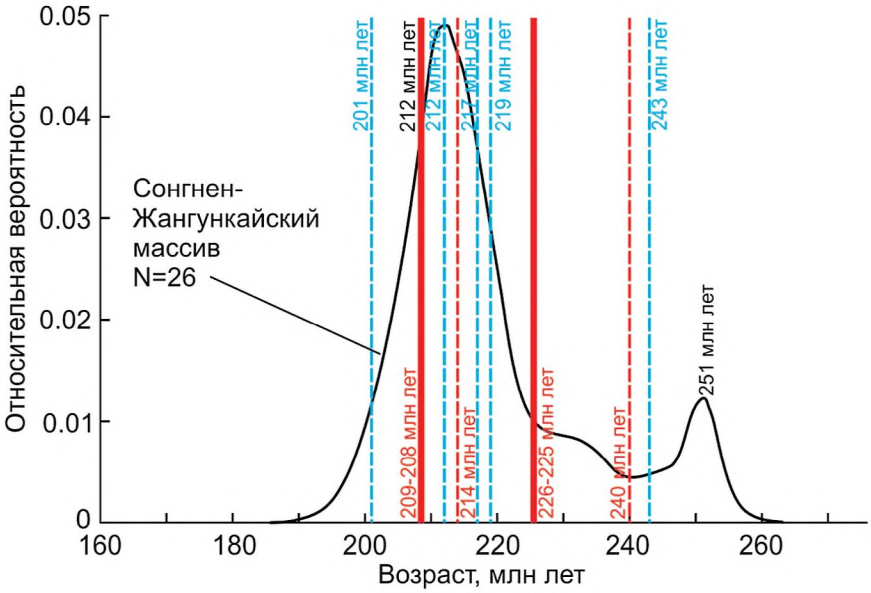


Рис. 7. Геохронологические данные для циркона из магматических и метамагматических комплексов северо-западной (синий цвет (настоящая работа; Агафоненко, 2001; Сорокин и др., 2010; Ovchinnikov et al., 2023)) и центральной частей (красный цвет (Sorokin et al., 2016; Long et al., 2021)) Буреинского континентального массива в сравнении с кривой относительной вероятности возрастов цирконов из триасовых гранитоидов Сонгнен-Жангункайского массива (геохронологические данные из (Wu et al., 2002, 2004; Sun et al., 2004, 2005; Wang et al., 2012, 2015; Wei, 2012; Guo et al., 2016; Zhao et al., 2018; Long et al., 2020, 2022)).

Практически идентичные интервалы проявления магматических процессов в раннем мезозое (рис. 7) характерны также для соседнего с Буреинским Сонгнен-Жангункайского массива: ~251 млн лет (U–Pb метод, LA-ICP-MS; Long et al., 2020, 2022), ~244 млн лет (U–Pb метод, LA-ICP-MS; Wei, 2012), 234–204 млн лет (U–Pb метод, ID-TIMS, SHRIMP, Wu et al., 2002, 2004; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Sun et al., 2004, 2005; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Wang et al., 2012, 2015; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Wei, 2012; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Guo et al., 2016; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Zhao et al., 2018; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Long et al., 2020; U–Pb метод, LA-ICP-MS, Zhu et al., 2022). Нельзя не отметить, что возрастные интервалы проявления триасового магматизма в строении Сонгнен-Жангункайского массива более детальные, что объясняется большей геохронологической изученностью данного массива. Учитывая практически синхронное проявление неопротерозойских (Сорокин и др., 2017; Luan et al., 2017b, 2019, 2022; Yang et al., 2020), раннепалеозойских (Ovchinnikov et al., 2021), позднепалеозойских и раннемезозойских (Ovchinnikov et al., 2023) магматических процессов в строении Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, можно предполагать общую геологическую историю этих массивов, по крайней мере, с позднего неопротерозоя.

Раннемезозойские интрузивные образования широко распространены в строении континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Wu et al., 2011; Zhou, Wilde, 2013; Tang et al., 2016; Li et al., 2017; Wang et al., 2017) и являются отражением масштабных тектонических процессов, имевших определяющее значение в формировании структуры Восточной Азии. На этот отрезок геологической истории приходится окончательное закрытие Палеоазиатского (Cao et al., 2013; Jing et al., 2022) и Монголо-Охотского океанов (Парфенов и др., 2003; Sorokin et al., 2020), а также начало формирования конвергентной границы вдоль тихоокеанской окраины Азии (Wu et al., 2011; Xu et al., 2013).

Для определения палеотектонических обстановок формирования исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи, прежде всего, необходимо обратиться к геохимическим данным. Рассматриваемые метавулканиты характеризуются высокими содержаниями Nb (15.9–23.3 мкг/г), Ga (19.8–22.0 мкг/г), Th (16.2–24.2 мкг/г), при низких содержаниях Sr (7.41–30.9 мкг/г) (табл. 1). Они обладают железистым валовым составом (Fe_2O_3*/(Fe_2O_3* + MgO) = 0.82–0.86) (рис. 3е) и отвечают кислым породам семейства пантеллеритов-комендитов на дискриминационной диаграмме Винчестера и Флойда (рис. 3б). На графиках распределения РЗЭ (рис. 4а) отмечается слабофракционированное распределение тяжелых РЗЭ ($[Gd/Yb]_n$ = 0.52–2.25) и ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu*= 0.09–0.28).

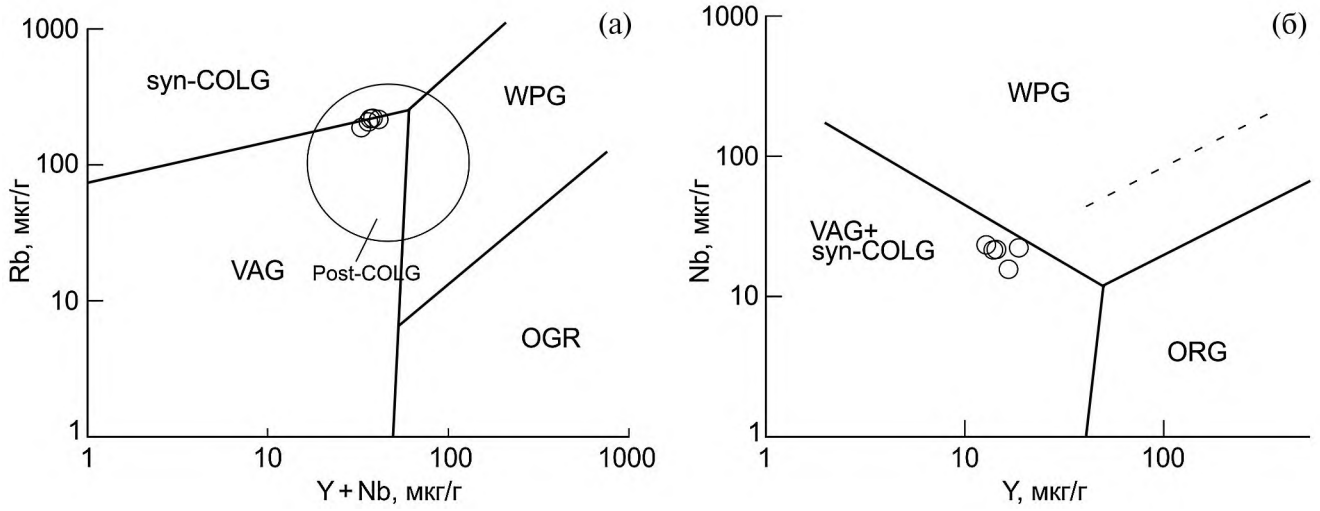


Рис. 8. Тектонические дискриминационные диаграммы Rb–(Y + Nb), Nb–Y (а, б) (Pearce et al., 1984) для метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.
Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических рифтов; VAG – граниты вулканических (островных) дуг; syn-COLG – синколлизионные граниты; post-COLG – постколлизионные граниты; WPG – внутриплитные граниты.

Данные геохимические особенности характерны для гранитоидов и вулканитов А-типа (Whalen et al., 1987). При этом стоит отметить умеренные и низкие содержания Ce (5.02–71.6 мкг/г), Y (13.1–18.7 мкг/г) и Zr (94–151 мкг/г) относительно содержаний в гранитах А-типа (Whalen et al., 1987). На тектонических диаграммах Пирса (Pearce et al., 1984) Rb–(Y + Nb), Nb–Y (рис. 8а, 8б) фигуративные точки составов метавулканитов дягдаглейской толщи занимают переходное положение между полями составов магматических пород, сформировавшихся в геодинамических обстановках островных дуг, син- и постколлизионных условиях.

Принимая во внимание близкое пространственное положение рассматриваемых метавулканитов с Монголо-Охотским складчатым поясом (рис. 1), их позднетриасовый возраст (217 ± 7 млн лет), широко проявленную, связанную с субдукцией океанической плиты Монголо-Охотского океана позднетриасовую магматическую активность в пределах Аргунского массива (~225 млн лет и 205 млн лет; Tang et al., 2016) и северо-восточной части массива Сингъян (228–223 млн лет; Li et al., 2017), а также геохимические особенности, можно предполагать, что формирование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи связано с позднетриасовым этапом магматизма в тыловой зоне субдукции океанической плиты Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива. В рамках имеющихся ограниченных данных мы предполагаем, что механизмом, ответственным за растяжение в тыловой части вулканической дуги, являлся отрыв слэба с образованием слэб-виндоу, последующим плавлением континентальной коры и проявлением в задуговой области внутриплитного магматизма (Gordienko, 2019).

ВЫВОДЫ

(1) Метавулканиты дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского континентального массива имеют позднетриасовый (217 ± 7 млн лет), а не раннедокембрийский возраст, как традиционно считалось ранее.

(2) Для метавулканитов дягдаглейской толщи характерны отрицательные величины $\varepsilon_{Nd(t)} = -10.6$ и палеопротерозойские значения $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет, свидетельствующие о плавлении преимущественно коровых источников с палеопротерозойскими модельными возрастами в процессе формирования родоначальных для них расплавов.

(3) Полученные и опубликованные ранее геохронологические данные позволяют выделить как минимум два этапа магматической активности в триасе в пределах северо-западной части Буреинского массива: ~243 и 219–201 млн лет назад. Принимая во внимание синхронное проявление неопротерозойских, раннепалеозойских, позднепалеозойских и раннемезозойских магматических процессов в строении Буреинского и Сонгнен-Жангункайского массивов, можно предлагать общую геологическую историю этих массивов, по крайней мере, с позднего неопротерозоя.

(4) Формирование исходных расплавов метавулканитов дягдаглейской толщи связано с позднетриасовым этапом внутриплитного магматизма в тыловой зоне субдукции океанической плиты

Монголо-Охотского океана под северную, в нынешних координатах, окраину Буреинского континентального массива.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, А.И. Палажченко, В.И. Рождествину, Е.В. Ушакову, Н.В. Мудровскую) за выполнение аналитических исследований.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00001, https://rscf.ru/project/22-77-00001/

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агафоненко С.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI. Ред. Махинин А.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист N-53-В. Ред. Турбин М.Т. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. Ред. Ханчук А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г., Кременецкая Н.А., Махинин А.В., Опалихина Е.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Зубков В.Ф., Васькин А.Ф. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист М-52-Б. Ред. Кулиш Е.А. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Зубков В.Ф., Турбин М.Т. Геологическая карта региона БАМ. Масштаб 1 : 500 000. Лист N-52-Г. Ред. Золотов М.Г. Л.: ВСЕГЕИ, 1984.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.

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

Красный Л.И., Пэн Юньбяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999.

Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО “Дальгеология”, 1990. 215 с.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Возраст условно раннедокембрийских интрузивных комплексов северной части Буреинского континентального массива (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 56–70.

Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Раннепалеозойский возраст и природа протолита метаморфических пород дягдаглейской толщи, Буреинский континентальный массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 48–62.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кульмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Петрук Н.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист М-52. Третье поколение. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Комплект схем. Хабаровск: ХГГГП, 1994.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я., Толмачева Е.В. Мезозойский возраст урильской свиты амурской серии (Малохинганский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2013. Т. 453. № 4. С. 416–419.

Серёжников А.Н., Волкова Ю.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000. Третье поколение. Серия Дальневосточная. Лист N-52 (Зея). СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Возраст и геохимические особенности массива раннемезозойских гранитоидов южной части Буреинского террейна // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 5. С. 55–66.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Кудряшов Н.М., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гранитоиды тырмо-буреинского комплекса северной части Буреинско-Цзямусинского супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст и геодинамическая позиция // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 717–728.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.

Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Ковач В.П. Возраст и источники терригенных отложений туранской серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm–Nd) и геохронологических (U–Pb LA-ICP-MS) исследований // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 6. С. 707–711.

Сорокин А.А., Овчинников Р.О., Кудряшов Н.М., Котов А.Б., Ковач В.П. Два этапа неопротерозойского магматизма в истории формирования Буреинского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1479–1499.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U–Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) // Докл. АН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.

Ханчук А.И., Аленичева А.А., Голозубов В.В., Кандауров А.Т., Юрченко Ю.Ю., Сергеев С.А. Ханкайский массив: гетерогенность фундамента и региональные корреляции // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 4. С. 3–22.

Чепыгин В.Е. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Хингано-Буреинская серия. Лист M-52-VI (р. Иса). Ред. Путинцев В.К. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.

Cao H.H., Xu W.L., Pei F.P., Wang Z.W., Wang F., Wang Z.J. Zircon U–Pb geochronology and petrogenesis of the Late Paleozoic–Early Mesozoic intrusive rocks in the eastern segment of the northern margin of the North China Block // Lithos. 2013. V. 170–171. P. 191–207.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Gordienko I.V. Relationship between subduction-related and plume magmatism at the active boundaries of lithospheric plates in the interaction zone of the Siberian continent and Paleoasian Ocean in the Neoproterozoic and Paleozoic // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. Iss. 2. P. 405–457.

Guo P., Xu W.L., Yu J.J., Wang F., Tang J., Li Y. Geochronology and geochemistry of Late Triassic bimodal igneous rocks at the eastern margin of the Songnen- Zhangguangcai Range Massif, Northeast China: petrogenesis and tectonic implications // Int. Geol. Rev. 2016. V. 58. Iss. 2. P. 196–215.

Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 2341–2357.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Jing Y., Yang H., Ge W.C., Dong Y., Ji Z., Bi J.H., Zhou H.Y., Xing D.H. When did the final closure occur of the eastern Paleo-Asian Ocean: constraints from the latest Early–Middle Triassic adakitic granites in the southeastern Central Asian Orogenic Belt? // Gondwana Res. 2022. V. 103. P. 146–171.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 84. P. 27–41.

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.

Li Y., Xu W.-L., Wang F., Pei F.-P., Tang J., Zhao S. Triassic volcanism along the eastern margin of the Xing'an Massif, NE China: constraints on the spatial–temporal extent of the Mongol–Okhotsk tectonic regime // Gondwana Res. 2017. V. 48. P. 205–223.

Long X.Y., Xu W.L., Guo P., Sun C.Y., Luan J.P. Opening and closure history of the Mudanjiang Ocean in the eastern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical constraints from early Mesozoic intrusive rocks // Gondwana Res. 2020. V. 84. P. 1429–1444.

Long X.Y., Xu W.L., Yang H., Tang J., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O. Late Permian–Triassic tectonic nature of the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from the geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bureya Massif // Lithos. 2021. V. 380–381. 105924.

Long X.Y., Tang J., Xu W.L., Sun C.Y., Luan J.P., Guo P. A crustal growth model for the eastern Central Asian Orogenic Belt: constraints from granitoids in the Songnen Massif and Duobaoshan terrane // Gondwana Res. 2022. V. 107. P. 325–338.

Luan J.P., Wang F., Xu W.L., Ge W.C., Sorokin A.A., Wang Z.W., Guo P. Provenance, age, and tectonic implications of Neoproterozoic strata in the Jiamusi Massif: evidence from U–Pb ages and Hf isotope compositions of detrital and magmatic zircons // Precambrian Res. 2017a. V. 297. P. 19–32.

Luan J.P., Xu W.L., Wang F., Wang Z.W., Guo P. Age and geochemistry of the Neoproterozoic granitoids in the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2017b. V. 148. P. 265–276.

Luan J.P., Yu J.J., Yu J.L., Cui Y.C., Xu W.L. Early Neoproterozoic magmatism and associated metamorphism in the Songnen Massif, NE China: petrogenesis and tectonic implications // Precambrian Res. 2019. V. 328. P. 250–268.

Luan J.P., Tang J., Xu W.L., Guo P., Long X.Y., Xiong S. Petrogenesis of Neoproterozoic magmatic rocks in the Songnen Massif (northeastern China): implications for basement composition and crustal growth // Precambrian Res. 2022. V. 376. P. 106687.

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.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Bull. Geol. Soc. Am. 1989. V. 101. P. 635–643.

McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.

Miao L., Zhang F., Zhu M., Liu D. Zircon SHRIMP U–Pb dating of metamorphic complexes in the conjunction of the Greater and Lesser Xing'an ranges, NE China: timing of formation and metamorphism and tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 114. P. 634–648.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W., Yang H., Kovach V.P., Kotov A.B., Plotkina Yu.V. Provenance and tectonic implications of Cambrian sedimentary rocks in the Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt, Russia // J. Asian Earth Sci. 2019. V. 172. P. 393–408.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Kydryashov N.M. Early Paleozoic magmatic events in the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // Lithos. 2021. V. 396–397. P. 106237.

Ovchinnikov R.O., Sorokin A.A., Xu W.L., Kudryashov N.M. Late Paleozoic and early Mesozoic granitoids in the northwestern Bureya Massif, Central Asian Orogenic Belt: timing and tectonic significance // Int. Geol. Rev. 2023. V. 65. Iss. 20. P. 3248–3271.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Ross P.S., Bédard J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // Can. J. Earth Sci. 2009. V. 46. Iss. 11. P. 823–839.

Sorokin A.A., Kotov A.B., Kudryashov N.M., Kovach V.P. Early Mesozoic granitoid and rhyolite magmatism of the Bureya Terrane of the Central Asian Orogenic Belt: age and geodynamic setting // Lithos. 2016. V. 261. P. 181–194.

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

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78.

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

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun D.Y., Wu F.Y., Gao S. LA-ICPMS zircon U–Pb age of the Qingshui pluton in the east Xiao Hinggan Mountains (in Chinese with English abstract) // Acta Geoscientica Sinica. 2004. V. 25. P. 213–218.

Sun D.Y., Wu F.Y., Gao S., Lu X.P. Confirmation of two episodes of A-type granite emplacement during Late Triassic and Early Jurassic in the central Jilin Province, and their constraints on the structural pattern of the east Jilin– Heilongjiang area, China (in Chinese with English abstract) // Earth Science Frontiers. 2005. V. 12. Iss. 2. P. 263–275

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–346.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279–281.

Tang J., Xu W.L., Wang F., Zhao S., Wang W. Mesozoic southward subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna massif, NE China // Gondwana Res. 2016. V. 31. P. 218–240.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its evolution and composition. Oxword: Blackwell, 1985. 312 p.

Wang F., Xu W.L., Gao F.H., Meng E., Cao H.H., Zhao L., Yang Y. Tectonic history of the Zhangguangcailing Group in eastern Heilongjiang Province, NE China: constraints from U–Pb geochronology of detrital and magmatic zircons // Tectonophysics. 2012. V. 566–567. P. 105–122.

Wang F., Xu W.L., Xu Y.G., Gao F.H., Ge W.C. Late Triassic bimodal igneous rocks in eastern Heilongjiang Province, NE China: implications for the initiation of subduction of the Paleo-Pacific Plate beneath Eurasia // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 97. P. 406–423.

Wang T., Tong Y., Zhang L., Li S., Huang H., Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D.,

Tserendash N. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. P. 368–392.

Wei H.Y. Geochronology and Petrogenesis of Granitoids in Yichun-Hegang Area, Heilongjiang Province. Jilin University (in Chinese with English abstract), 2012.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. Iss. 4. P. 407–419.

Wilde S.A., Zhang X., Wu F. Extension of a newly identified 500 Ma metamorphic terrane in North East China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan Complex, Heilongjiang Province, China // Tectonophysics. 2000. V. 328. Iss. 1–2. P. 115–130.

Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977. V. 20. P. 325–343.

Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S.A. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // Chem. Geol. 2002. V. 187. P. 143–173.

Wu F.Y., Wilde S.A., Sun D.Y., Zhang G.L. Geochronology and petrogenesis of post-orogenic Cu, Ni-bearing mafic-ultramafic intrusions in Jilin, NE China // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 781–797.

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

Wu G., Chen Y.C., Chen Y.J., Zeng Q.T. Zircon U–Pb ages of the metamorphic supracrustal rocks of the Xinghuadukou Group and granitic complexes in the Argun massif of the northern Great Hinggan Range, NE China, and their tectonic implications // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 214–233.

Xu M.J., Xu W.L., Wang F., Gao F.H. Age, association and provenance of the "Neoproterozoic" Fengshuigouhe Group in the northwestern Lesser Xing'an Range, NE China: constraints from zircon U–Pb geochronology // J. Earth Sci. 2012. V. 23. № 6. P. 786–801.

Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Xu M.J., Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic systems // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 74. № 25. P. 167–193.

Yang H., Ge W.C., Zhao G.C., Bi J.H., Wang Z.H., Dong Y., Xu W.L. Zircon U–Pb ages and geochemistry of newly discovered Neoproterozoic orthogneisses in the Mishan region, NE China: constraints on the high-grade metamorphism and tectonic affinity of the Jiamusi-Khanka Block // Lithos. 2017. V. 268–271. P. 16–31.

Yang H., Ge W.C., Bi J.H., Wang Z.H., Tian D.X., Dong Y., Chen H.J. The Neoproterozoic–early Paleozoic evolution of the Jiamusi Block, NE China and its East Gondwana connection: geochemical and zircon U–Pb–Hf isotopic constraints from the Mashan complex // Gondwana Res. 2018. V. 54. P. 102–121.

Yang H., Xu W.L., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // Precambrian Res. 2020. V. 342. P. 105676.

Yang Y., Liang C., Zheng C., Xu X., Zhou X., Hu P. The metamorphic characteristics of metapelites of the Mashan Group in Mashan area, eastern Heilongjiang Province, China: constraint on the crustal evolution of the Jiamusi Massif // Gondwana Res. 2022. V. 102. P. 299–331.

Zhao D., Ge W., Yang H., Dong Y., Bi J., He Y. Petrology, geochemistry, and zircon U–Pb–Hf isotopes of Late Triassic enclaves and host granitoids at the southeastern margin of the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, Northeast China: evidence for magma mixing during subduction of the Mudanjiang oceanic // Lithos. 2018. V. 312–313. P. 358–374.

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

Zhou J.B., Wilde S.A. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 1356–1377.

Zhu C.Y., Gao R., Zhao G. Permian to Cretaceous tectonic evolution of the Jiamusi and Songliao blocks in NE China: transition from the closure of the Paleo-Asian Ocean to the subduction of the Paleo-Pacific Ocean // Gondwana Res. 2022. V. 103. P. 371–388.

Рецензенты А.Б. Котов,
Н.М. Кудряшов

Age and Sources of Melts of Metavolcanic Rocks of the Djagdagle Formation of the Northwestern Part of the Bureya Continental Massif, Central Asian Orogenic Belt

R. O. Ovchinnikov[a, #], A. A. Sorokin[a], E. B. Sal'nikova[b], V. P. Kovach[b], Yu. V. Plotkina[b], and N. Yu. Zagornaya[b]

[a] *Institute of Geology and Nature Management, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Blagoveshchensk, Russia*
[b] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*
[#] *e-mail: ovchinnikov@ignm.ru*

The paper presents the results of U–Pb (ID-TIMS) geochronologic, geochemical, Sm–Nd isotopic-geochemical studies of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation, which are among the key elements in the structure of the Bureya continental massif. It was established that the age of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation is 217 ± 7 Ma and corresponds to the Late Triassic. This fact contradicts the traditional ideas, according to which the Early Precambrian age is attributed to the Djagdagle formation. The results of Sm–Nd isotope studies of the considered metavolcanic rocks indicate the melting of rocks of continental crust with Paleoproterozoic model ages during the formation of their initial melts. The new geochronologic data and previously published data allow us to distinguish at least two stages of magmatic activity in the Triassic within the northwestern part of the Bureya massif ~243 and 219–201 Ma. On the basis of synchronous manifestation of Neoproterozoic, Early Paleozoic, Late Paleozoic and Early Mesozoic magmatic events in the history of geologic development of the Bureya and Songnen– Zhangguangcai Range massifs, an assumption about their common geological history at least since the Late Neoproterozoic has been put forward. The close spatial position of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation with Mongol–Okhotsk orogenic belt, their Late Triassic age (217 ± 7 Ma) and geochemical features allow us to link the formation of initial melts of metavolcanic rocks of the Djagdagle formation with within-plate magmatism in the rear zone of subduction of the Mongol–Okhotsk Ocean beneath the northern (in modern coordinates) margin of the Bureya continental massif.

Keywords: Bureya-Jiamusi-Khanka superterrane, within-plate magmatism, meta-rhyolites, U–Pb geochronology, Sm–Nd method

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 21–49

УДК 551.77.87+248.2

ВЕРХНЕМОЛАССОВАЯ БЕЛОРЕЧЕНСКАЯ СВИТА ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ (ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН–НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН) В КОНТЕКСТЕ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ РЕГИОНА

© 2024 г.
Я. И. Трихунков[1], Д. М. Бачманов[1], А. С. Тесаков[1], В. В. Титов[2, 3], В. С. Ломов[1], С. А. Соколов[1, *], А. В. Латышев[4, 5], А. Н. Симакова[1], Е. В. Сыромятникова[6], Х. Челик[7], В. Е. Щелинский[8], П. Д. Фролов[1], Е. А. Шалаева[1], П. П. Никольская[1]

[1]*Геологический институт РАН, Москва, Россия*
[2]*Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия*
[3]*Академия биологии и биотехнологии Южного федерального университета, Ростов-на-Дону, Россия*
[4]*Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия*
[5]*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[6]*Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия*
[7]*Firat University, Elazig, Turkey*
[8]*Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург, Россия*
**e-mail: sokolov-gin@yandex.ru*
Поступила в редакцию 04.07.2023 г.
После доработки 15.09.2023 г.
Принята к публикации 27.10.2023 г.

Важным индикатором новейших орогенных поднятий, а также источником данных об изменениях климата и ландшафтов являются молассы предгорных прогибов. В долинах рек Белая, Пшеха и Псекупс на стыке Западного и Северо-Западного Кавказа с предгорными Восточно-Кубанским и Западно-Кубанским прогибами исследован один из самых полных разрезов неоген-четвертичных отложений. Их формирование отвечает основным этапам развития горного сооружения Большого Кавказа, а также самих прогибов. Обобщение обширного корпуса литературных и оригинальных тектоностратиграфических материалов показало, что равнинная, а позднее низкогорная суша в осевой зоне Западного Кавказа существовала начиная, как минимум, со среднего миоцена. В то же время северное крыло современного горного сооружения, а также предгорные прогибы располагались на уровне моря и многократно затоплялись водами морских бассейнов вплоть до акчагыльского времени, а Западно-Кубанский прогиб – и позднее. Основные данные о стратиграфии верхних молосс и плиоцен-четвертичных тектонических движениях региона получены на основании фациального анализа, а также био- и магнитостратиграфических исследований белореченской свиты (верхний плиоцен–нижний плейстоцен). Ее формирование началось в начале акчагыла как результат увеличения энергии горных рек вследствие поднятия их истоков. Утверждается, что минимальная осредненная скорость поднятий осевой зоны Западного Кавказа в бассейне р. Белая составляет 0.8 мм/год за последние 4 млн лет с ускорением до 1.7 мм/год с начала апшерона. Белореченская свита представлена тремя подсвитами, последовательно приобретающими все более грубообломочный характер и отвечающими основным этапам накопления верхних молосс в позднем плиоцене и раннем плейстоцене на фоне усиления поднятий и ландшафтно-климатических изменений Западного Кавказа и Предкавказья.

Ключевые слова: Предкавказский прогиб, Западный Кавказ, Адыгейский выступ, белореченская свита, молассы, неотектоника, стратиграфия, магнитостратиграфия, биостратиграфия, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X24040024, **EDN:** CMPCWP

ВВЕДЕНИЕ

Изучение неоген-четвертичных молосс Предкавказского прогиба, их источников и путей сноса позволило получить данные о новейшей тектонике и истории развития природы Кавказа. Грубообломочные “верхние” молассы предгорных прогибов выступают индикатором новейших орогенных поднятий и источником данных об изменениях климата и ландшафтов. Вопросам

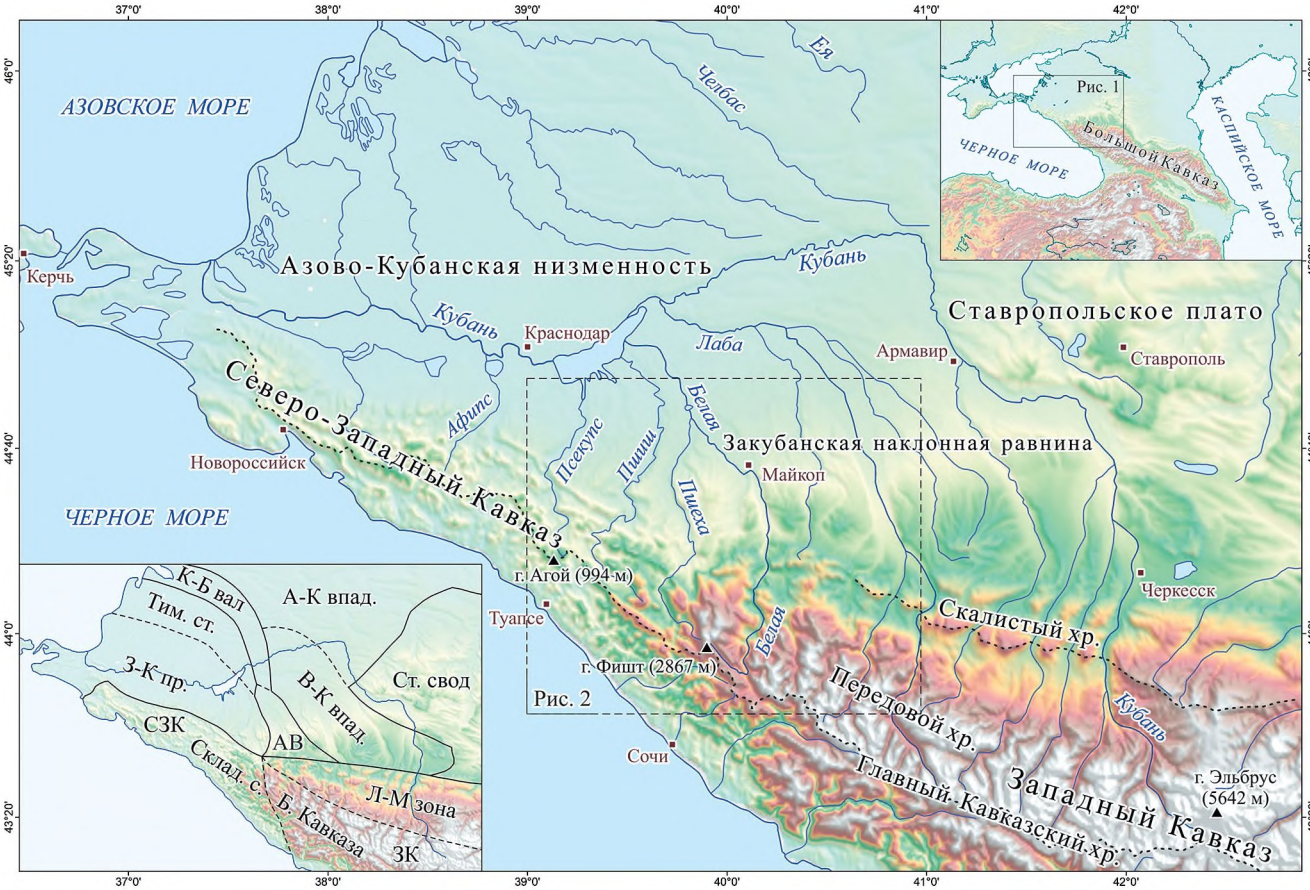


Рис. 1. Орогидрографическая схема Западного Кавказа и Предкавказья.
На врезке тектонические структуры: складчатое сооружение Большого Кавказа (Склад.с. Б. Кавказа), Лабино-Малкинская зона Б. Кавказа (Л-М зона), Западно-Кубанский прогиб (З-К пр.), Восточно-Кубанская впадина (В-К впад.), Ставропольский свод (Ст. свод), Адыгейский выступ (АВ), Тимашевская ступень (Тим. ст.), Каневско-Березанский вал (К-Б вал), ЗК – Западный Кавказ. Составлено с использованием данных Н.В. Клавдиевой (2007).

стратиграфии неоген-четвертичных отложений Предкавказского прогиба, а также новейшей тектоники региона посвящены фундаментальные работы Н.И. Андрусова, В.В. Богачева, Г.Ф. Мирчинка, В.П. Колесникова, А.Л. Рейнгарда, С.И. Чарноцкого, В.П. Ренгартена, К.А. Прокопова, А.Г. Эберзина и других, обобщенные в монографии “Стратиграфия СССР. Неогеновая система” (1940). Более детальные исследования второй половины XX в. опубликованы в работах Н.А. Лебедевой (1961, 1963, 1978), Е.М. Великовской (1960, 1964), А.А. Стеклова (1966), И.Н. Сафронова (1957, 1961, 1972), Е.Е. Милановского (1968), А.Н. Шарданова (Геологические..., 1973), Л.И. Алексеевой (1977) и других, а также в объяснительных записках к листам государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 первого издания (Государственная..., 1971). Работы данного периода обобщены в трудах “Геология СССР. Том 9. Северный Кавказ” (1968) и “Стратиграфия СССР. Неогеновая система” (1986).

В поздне- и постсоветское время объем исследований сократился. Следует отметить работы Э.А. Вангенгейм с соавторами (1990); А.С. Тесакова и др. (2014; Tesakov et al., 2017). Наиболее подробные и полные описания стратиграфии региона выполнены сотрудниками ОАО “Кабардино-Балкарская геологоразведочная экспедиция” (г. Нальчик) и ОАО “Кавказгеолсъемка” (г. Ессентуки) при создании второго поколения геологических карт 1 : 200000 (Государственная..., 2004). В рамках данных работ Е.В. Белуженко выделил многие местные стратиграфические подразделения, в частности белореченскую свиту (Белуженко, Бурова, 2000; Белуженко, 2002а, 2002б, 2005, 2006, 2011; Белуженко и др., 2007; Белуженко, Письменная, 2016, 2018). Максимально полной и референтной работой по вопросам стратиграфии миоцен-плейстоценовых отложений, в частности моласс, Западного

Предкавказья является кандидатская диссертация Е.В. Белуженко (2006).

Однако по сей день изучение и, особенно, датирование верхних моласс Предкавказского прогиба остается актуальной задачей по ряду причин: 1) грубость материала и слабая палинологическая и фаунистическая информативность отложений; 2) отсутствие достаточного количества материала для палеомагнитного датирования и слабый магнитный сигнал; 3) отсутствие материала для радиоизотопного датирования; 4) труднодоступность разрезов: естественные обнажения гавердовской и белореченской свит позднего миоцена–квартера находятся преимущественно на высоких отвесных обрывах террас рек, недоступных без применения альпинистской техники.

В статье представлены результаты исследования белореченской свиты, как первого и наиболее мощного звена грубых моласс западной части Предкавказского прогиба. Ее исследования проводились в пределах Адыгейского выступа – узлового блока на стыке высокогорного Западного и низкогорного Северо-Западного Кавказа с одной стороны, а также Западно-Кубанского прогиба и Восточно-Кубанской впадины – с другой. Район работ расположен в пределах Пшехско-Адлерской зоны разломов – крупнейшего конседиментационного поперечного нарушения Большого Кавказа и Предкавказья, отделяющего высокогорья от низкогорий и ограничивающего распространение новейших отложений Предкавказского прогиба (рис. 1).

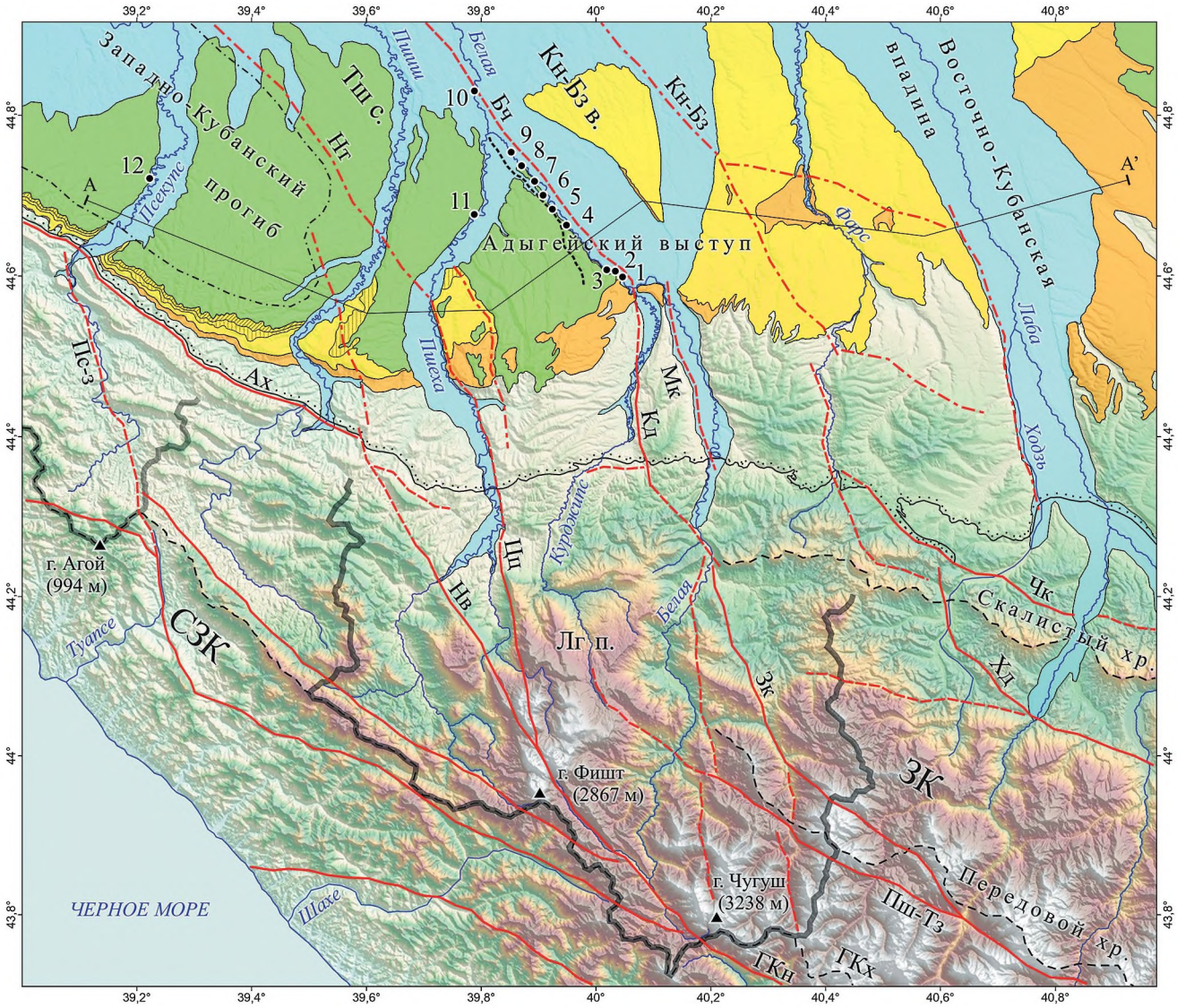
При анализе полученных результатов мы учитывали, что накопление валунно-галечных моласс может быть обусловлено двумя факторами: 1) увеличением энергии водотоков в результате поднятия источников сноса (водоразделов); 2) увеличением энергии водотоков в результате глубокого падения базиса эрозии. Учитывая изученную с высокой степенью детальности динамику Понто-Каспийских трансгрессивно-регрессивных циклов неогена–квартера (Невесская и др., 2004; Попов и др., 2010; Янина, 2012; Свиточ, 2014; Krijgsman et al., 2019), мы не использовали отложения, накопившиеся в эпохи значительных падений базиса эрозии, в качестве индикаторов горообразования.

МЕТОДЫ И МАТЕРИАЛЫ

Проведен морфоструктурный анализ района Адыгейского выступа, основанный на интерпретации цифровых моделей рельефа (Consortium..., 2017) с разрешением 3 с, структурно-геоморфологических и геолого-геофизических материалов (Государственная..., 1971, 2004; Структурная..., 1983; Геоморфологическая..., 1987). Комплексная обработка данных позволила уточнить выраженность в рельефе тектонических структур, для оценки положения и неотектонического значения которых требуется сочетание обзорности рассмотрения с детальностью дешифрирования. В полевых условиях были изучены детали структурного рельефа Западного и Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. В результате представлена новая оригинальная схема неотектонического районирования региона. Описанные в статье элементы новейшей структуры были выделены по признакам контроля ими новейших отложений и выраженности в рельефе. Дешифрирование космических снимков, цифровых моделей рельефа, а также структурно-геологическое, геоморфологическое картирование и профилирование выполнено Д.М. Бачмановым и Я.И. Трихунковым.

Экспедиционные работы проводились в течение полевых сезонов 2019–2023 гг. и были посвящены исследованию новейшей структуры Адыгейского выступа, а главное – изучению стратиграфии, литологии и датированию новейших отложений. В долине р. Белая в пределах Адыгейского выступа (рис. 1) обнажен один из самых полных и непрерывных разрезов неоген-четвертичных отложений Предкавказского прогиба. Здесь нами изучены молассовые отложения блиновской, гавердовской, а главное, белореченской свит неогена–квартера (рис. 2, точки 1–12). Отложения последней исследованы также в разрезах долин рек Пшеха и Псекупс.

Работы проводились группой палеонтологов под руководством А.С. Тесакова (ГИН РАН) и В.В. Титова (ЮНЦ РАН), при участии Е.В. Сыромятниковой (ПИН РАН), А.Н. Симаковой, П.Д. Фролова, П.Б. Ранджана, П.П. Никольской (ГИН РАН), а также тектоно-стратиграфической группой ГИН РАН под руководством Я.И. Трихункова при участии С.А. Соколова, В.С. Ломова, Е.А. Шалаевой, а также студентов геологического факультета МГУ, географического факультета МПГУ и СПБГУ А.О. Ревуновой, М.А. Васильевой, И.А. Надуткина, А.А. Тузова, Л.Н. Гаврилова, А.Х. Медведева. В левом борту долин рек Белая, Пшеха и Псекупс детально исследованы стратиграфия и литология разрезов белореченской свиты (рис. 2). В задачи работ входили: детальное описание разрезов, фациальный анализ отложений, анализ галек для определения источников сноса моласс, палеомагнитное (473 образца), споро-пыльцевое, фаунистическое (собрана обширная коллекция и выделен новый комплекс фауны) опробование, поиск материалов для радиоизотопных датировок. Обнаружению фаунистических остатков помог низкий уровень воды в реках Белая и Пшеха во время полевых работ 2019–2023 гг., благодаря чему вскрылись ранее недоступные фауноносные пласты белореченской свиты. Исследованы гранулометрические характеристики, степень окатанности и качество сортировки обломочного материала, что позволило уточнить генетические особенности отложений.


Западно-Кубанский прогиб
Адыгейский выступ
Восточно-Кубанская впадина
Тш с.
Нт
Кн-Бз в.
Кн-Бз
Бч
Пс-3
Ах
Мк
Кл
Цц
Нв
Лг п.
Скалистый хр.
Чк
Хд
ЗК
СЗК
Пш-Тз
Передовой хр.
ГКн
ГКх
г. Агой (994 м)
г. Фишт (2867 м)
г. Чугуш (3238 м)
ЧЕРНОЕ МОРЕ
Псекупс
Пшиш
Пшеха
Белая
Курджипс
Фарс
Лаба
Ходзь
Туапсе
Шахе
A
A'

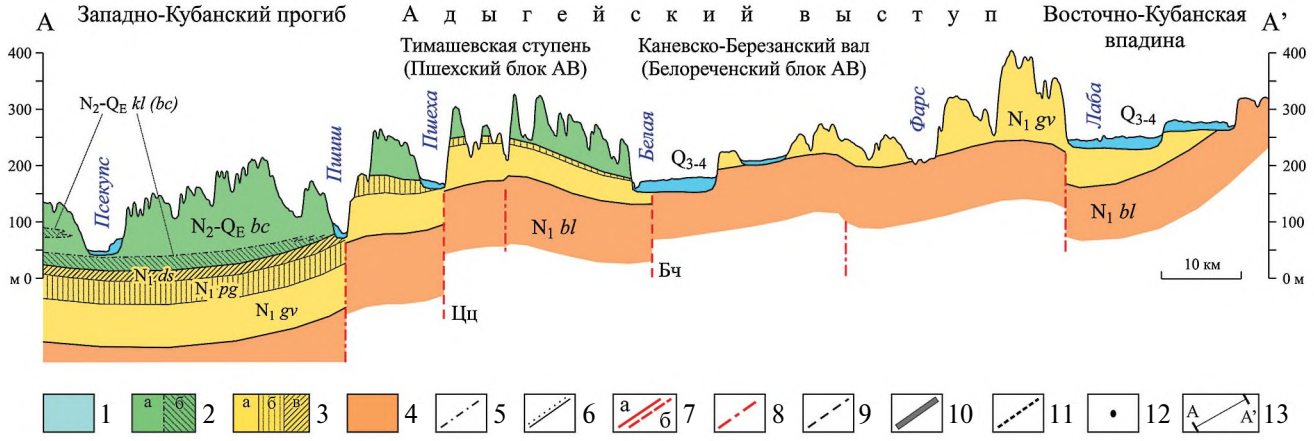

A
Западно-Кубанский прогиб
Адыгейский выступ
Восточно-Кубанская впадина
A'
Тимашевская ступень (Пшехский блок АВ)
Каневско-Березанский вал (Белореченский блок АВ)
N_2-Q_E kl (bc)
N_2-Q_E bc
N_1 ds
N_1 pg
N_1 gv
N_1 bl
Q_{3-4}
Псекупс
Пшиш
Пшеха
Белая
Фарс
Лаба
Цц
Бч
10 км
м 0
100
200
300
400
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 2. Геолого-геоморфологическая карта (со снятым чехлом среднеплейстоценовых отложений) и продольный геолого-геоморфологический профиль зоны сочленения Северо-Западного Кавказа, Западного Кавказа и Предкавказского прогиба.
1 – верхний плейстоцен и голоцен; 2 – плиоцен-четвертичные субконтинентальные и континентальные отложения: а – белореченская свита (N_2–Q_E*bc*, акчагыл–апшерон), б – морские аналоги белореченской свиты (N_2–Q_E*kl (bc)*, куяльник); 3 – надсарматские субконтинентальные отложения: а – гавердовская свита (N_1*gv*, верхний сармат–мэотис), б – песчано-глинистая толща (N_1*pg*, понт), в – дышевская толща (N_1*ds*, киммерий); 4 – блиновская свита (N_1*bl*, низы среднего сармата–верхний сармат); 5 – подошва майкопской серии (P_3 – нижний олигоцен); 6 – новейшие разломы: а – установленные (Ах – Ахтырский, ГКн – Главный Кавказский надвиг, Зк – Заканский, Кд – Курджипский, Нв – Навагинский, Пш-Тз – Пшекиш-Тырныаузская зона, Хд – Ходзинский, Цц – Цицинский, Чк – Черкесский), б – предполагаемые (Бч – Белореченский, Мк – Майкопский, Пс-з – Псекупская зона разломов); 7 – разломы, установленные геофизическими методами (Кн-Бз – Каневско-Березанский, Нт – Новотитаровский); 8 – орографические элементы (ГКх – Главный Кавказский хр., ЗК – Западный Кавказ, СЗК – Северо-Западный Кавказ, Лг п. – плато Лагонаки); 9 – границы водосборных бассейнов рек Псекупс и Белая; 10 – палеодолина; 11 – изученные разрезы (*1* – Туапсинский мост, *2* – Гавердовский, *3* – Волчья балка, *4* – Шпиль, *5* – Веселый, *6* – Кругозор, *7* – Белореченский I, *8* – Белореченский II, *9* – Белореченский III, *10* – ГЭС I и II, *11* – Пшехский I и II, *12* – Игнатенков Куток). Структуры северного продолжения Адыгейского выступа (АВ): Тш с. – Тимашевская ступень, Кн-Бз в. – Каневско-Березанский вал; 12 – линия геолого-геоморфологического профиля.

←

Структурно-фациальный анализ выполнен авторами при участии седиментолога проф. Хасана Челика (Фиратский университет, Турция).

Для оценки возраста горных пород использовалось сочетание методов био- и магнитостратиграфии, а также археологии. Палеонтологические образцы, рассмотренные в настоящей статье, были извлечены непосредственно из разрезов вручную, а также с использованием массовой промывки ручными ситами с размером ячеек 0.5 мм. Фракции большего размера обрабатывались во время полевых работ, фракции меньшего размера сортировались в лаборатории. Результаты изучения фауны были сопоставлены с актуальными биостратиграфическими шкалами кайнозоя Понто-Каспийского региона (Krijgsman et al., 2019). Анализ собранных фаунистических коллекций выполнен в лабораториях ГИН РАН, ПИН РАН и ЮНЦ РАН А.С. Тесаковым, Е.В. Сыромятниковой, В.В. Титовым, П.Д. Фроловым. Споро-пыльцевой анализ проведен А.Н. Симаковой (ГИН РАН). Археологический материал из стоянки Игнатенков Куток был изучен и интерпретирован В.Е. Щелинским (ИИМК РАН, Санкт-Петербург).

Палеомагнитные образцы были отобраны вручную Я.И. Трихунковым, С.А. Соколовым, В.С. Ломовым в виде ориентированных блоков коренных пород. Пробы отбирались из крутых и местами вертикальных обрывов по берегам рек Белая, Пшеха и Псекупс с использованием альпинистского снаряжения. Ориентация образцов определялась с помощью геологического компаса. Ориентированные образцы были искусственно сцементированы разбавленным силикатным клеем и отобраны с помощью землеройных инструментов. В лаборатории каменные блоки были разрезаны на кубики 2 × 2 см. Локальное магнитное склонение было рассчитано с использованием модели IGRF. Образцы были подвергнуты ступенчатому размагничиванию переменным магнитным полем с использованием размагничивающей установки, встроенной в криогенный магнитометр 2G Enterprises, в Лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН А.В. Латышевым. Размагничивание переменным полем выполнялось в 7–9 шагов до 130 мТл с постепенным увеличением шага. Остаточную намагниченность образцов измеряли с помощью криогенного магнитометра 2G Enterprises. Выделение компонент естественной остаточной намагниченности (NRM) проводилось с использованием программного пакета (Enkin, 1994) методом главных компонент (Kirschvink, 1980).

Сочетание стратиграфических, палеонтологических, палеомагнитных и археологических данных позволило получить непротиворечивую модель стратиграфического расчленения осадочного разреза плиоцен-четвертичных отложений Адыгейского выступа и Западно-Кубанского прогиба.

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Предкавказский краевой прогиб включает в себя систему частных предгорных прогибов и впадин, среди которых выделяются: Западно-Кубанский прогиб (восточная часть Индоло-Кубанского прогиба), Восточно-Кубанская впадина и Терско-Каспийский прогиб, разделенные Адыгейским и Минераловодским выступами соответственно (рис. 1, врезка). Оба выступа продолжаются внутрь Скифской плиты дугообразными в плане системами поднятий фундамента: Каневско-Березанской и Ростовско-Ставропольской. В пределах Адыгейского выступа фундамент залегает на глубинах от 3.5 до 5 км, в то время как в соседнем Западно-Кубанском прогибе глубина увеличивается до 11–12 км (Структурная..., 1983; Тектоника..., 2009). Ось Западно-Кубанского прогиба протягивается параллельно горному сооружению Северо-Западного Кавказа по линии: г. Апшеронск – ст. Калужская – ст. Анастасиевская.

Прогиб сформировался на стыке Скифской плиты и складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и отделен от последнего Ахтырским надвигом. Днище прогиба отвечает структурному положению подошвы майкопской серии (Тектоника..., 2009). Прогиб выполнен морскими и континентальными формациями олигоцена, неогена и квартера. Отсутствие расчлененного рельефа и преобладание аккумулятивных экзогенных процессов может свидетельствовать о продолжении развития прогиба в условиях погружения фундамента Скифской плиты под надвигающийся с юго-запада по линии Ахтырского надвига ороген Северо-Западного Кавказа.

Адыгейский выступ с востока граничит с Восточно-Кубанской впадиной, где глубина поверхности фундамента понижается до 8 км. Ось впадины маркируется долиной р. Лаба между станицами Ахметовская и Темиргоевская. В пределах впадины развит расчлененный овражно-балочный рельеф, а современная аккумуляция сосредоточена лишь в долинах крупных рек. Это свидетельствует об отсутствии здесь, в отличие от Западно-Кубанского прогиба, обстановки активного прогибания.

Адыгейский выступ ориентирован субмеридионально и простирается между долинами рек Фарс и Курджипс по данным (Белуженко и др., 2007), а согласно нашим данным, приведенным ниже, его западная граница приурочена к долине р. Пшеха. Структурными границами выступа в первом варианте его площадной интерпретации на востоке является Ходзинский разлом, а на западе – Курджипский. Оба разлома являются конседиментационными сдвигами с вертикальной компонентой смещений. Она выражена разными мощностями олигоцен-миоценовых отложений в их поднятых и опущенных крыльях. Амплитуда перемещений по этим практически вертикальным разломам снижалась с позднемелового по позднемиоценовое время от 400–500 м до десятков метров, практически полностью затухая в плиоцен-четвертичное время. Согласно данным (Белуженко и др., 2007), Курджипский разлом имеет левосдвиговую кинематику и амплитуду суммарных смещений за время с позднего мела по конец миоцена в 3.5–4 км; правосторонние смещения по Ходзинскому разлому за аналогичный период оцениваются в 10–12 км. Мы полагаем, что Ходзинский разлом продолжается далее на северо-запад и кулисно подставляется структурами Каневско-Березанского взбросо-надвига (Тектоника..., 2009), ограничивающего с севера одноименный вал.

Проведенные исследования позволяют утверждать, что Курджипский разлом продолжается далее в сторону прогиба, изгибаясь к северо-западу. Вдоль него на отрезке Майкоп–Белореченск и, вероятно, далее, почти до устья, заложена долина р. Белая. На данном участке разлом проявляется в виде ее прямолинейной долины. Кроме этого, в пределах его северо-восточного крыла нигде не обнаруживаются отложения белореченской свиты, сокращены мощности гавердовской и блиновской свит. Последняя, как будет показано ниже, накапливалась в мелководном морском бассейне. Основная часть гавердовской свиты, а также нижняя часть белореченской свиты (нижнебелореченская подсвита) накапливались в крупных озерных бассейнах, вероятно лиманах или лагунах. По всей видимости, поднятое крыло разлома ограничивало распространение этих бассейнов в пределах Адыгейского выступа в понимании предыдущих исследователей (Белуженко и др., 2007). Отсюда следует, что Курджипский разлом сохранял активность и на протяжении плиоцена–квартера. Его северо-западное продолжение мы предлагаем называть Белореченским разломом (рис. 2).

Западнее, между долинами рек Белая и Пшеха, то есть в опущенном крыле Курджипского и Белореченского разломов (далее Курджипско-Белореченский разлом), расположен еще один крупный блок, сопоставимый по ширине с Адыгейским выступом в представлении предшественников (Белуженко и др., 2007). Он ограничен с запада Цицинским разломом – главным разломом Пшехско-Адлерской зоны с наибольшей амплитудой вертикальных деформаций. Разлом трассируется по спрямленным долинам р. Цице и далее р. Пшеха вплоть до пос. Вперед к северу от Апшеронска и далее не проявляется на поверхности, будучи перекрыт молодыми осадками прогиба. Однако, согласно данным (Тектоника..., 2009), севернее он продолжается Новотитаровским глубинным разломом, ограничивающим Западно-Кубанский прогиб с востока и отделяющим последний от Тимашевской ступени.

Продольное геолого-геоморфологическое профилирование показывает, что блок в междуречье Пшеха–Белая в неотектоническом плане поднят выше основной территории Западно-Кубанского прогиба на 200 м (рис. 2). Однако он поднят примерно на 40–50 м и выше основной территории блока, расположенного в восточном крыле Курджипско-Белореченского разлома и ассоциирующегося (Белуженко и др., 2007) с Адыгейским выступом. Это отчетливо видно при профилировании (рис. 2), а также при полевых наблюдениях: левый борт долины Белой в западном крыле разлома гипсометрически выше правого, занятого обширной аккумулятивной равниной. Таким образом, налицо инверсия тектонического режима данного блока: ранее он находился в опущенном крыле конседиментационного Курджипско-Белореченского разлома, однако в настоящий момент, напротив, оказался поднят выше. В связи с этим все изученные нами разрезы белореченской свиты в левом борту долины р. Белая оказались в поднятом ныне крыле разлома (рис. 2). Описанный блок на юге напрямую сочленяется с моноклиналью плато Лагонаки

и, судя по продолжению его западного разломного ограничения, простирается на север Тимашевской ступенью, фактически являясь ее частью. На большинстве известных тектонических профилей и схем Тимашевская ступень показана структурой, идущей параллельно Каневско-Березанскому валу и образующей вместе с ним единое поднятие фундамента (рис. 1, врезка). В связи с этим мы считаем, что Адыгейский выступ продолжает на юг обе данные структуры и состоит из двух блоков, которые мы предлагаем называть Пшехским и Белореченским.

Многочисленные полевые данные, а также морфоструктурный анализ на основе цифровых моделей рельефа позволяют утверждать, что на плиоцен-четвертичном этапе тектонического развития региона все перечисленные выше разломы, ограничивающие или рассекающие Адыгейский выступ, проявляли преимущественно вертикальную компоненту смещений. Они пересекают несколько палеодолин в пределах выступа, а также Лагонакской ступени, не вызывая их существенных латеральных деформаций. Это подтверждается и приведенными выше геологическими данными Е.В. Белуженко (Белуженко и др., 2007).

В целом блок Адыгейского выступа имеет моноклинальную структуру осадочного чехла, свойственную также Лабино-Малкинской зоне, и лишь местами нарушаемую локальными трудноуловимыми складчатыми структурами. Несмотря на то, что блок отделен от данной зоны Черкесским разломом, он испытывает влияние общего воздымания Западного Кавказа. В пределах выступа очевидна разница новейшего поднятия: его южная и особенно юго-восточная части подняты до высот 600–700 м, в то время как на широте ст. Ханская средние высоты колеблются в интервале 100–200 м, а на крайнем севере, в районе разреза ГЭС (рис. 2, точка 10), средние высоты варьируют от 80 до 130 м. Моноклинальная структура выступа видна в падении в северных румбах пород верхнего сармата и мэотиса (блиновская свита (N_1bn) и гавердовская свита (N_1gv)). На широте г. Майкопа угол их падения в нескольких точках измерения составляет 16°–12°, в то время как на широте г. Белореченска снижается до 14°–10°. Из данных бурения следует, что аналогичным образом на север падают и слои понтических морских осадков, распространенные севернее и западнее ст. Ханская (Белуженко, 2006). Существенно положе падают осадки белореченской свиты, что будет описано ниже.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНИХ МОЛАСС ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Мы придерживаемся представления о делении молассовых отложений на нижние и верхние (Гроссгейм, 1974). Под нижними молассами мы понимаем морские, преимущественно терригенные отложения, представленные главным образом сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов и мергелей, под верхними – преимущественно континентальные конгломераты с подчиненными прослоями песчаных и глинистых отложений.

Нижние молассы среднего–позднего миоцена. В послемайкопское время на протяжении миоцена основная территория Западного Предкавказья покрывалась мелководными морями, где сформировалась более чем полукилометровая толща преимущественно тонкозернистых отложений. Однако уже в основании морских толщ чокракского и караганского ярусов среднего миоцена в долинах рек Белая, Фарс и Лаба встречаются базальные слои конгломератов из галек осадочных пород (Буряк, 1960; Геология..., 1968). Вместе с находками в караганских отложениях раковин наземных моллюсков (Стеклов, 1966), а также листовых отпечатков флоры (Корсаков и др., 2013) это указывает на существование кавказской суши уже в среднем миоцене.

Морские отложения конкского яруса представлены адыгейской свитой (N_1ad), сложенной морскими алевритами и песками с прослоями глин и песчаников. Крупнообломочных отложений в ней не зафиксировано.

Отложения сарматского яруса в пределах Адыгейского выступа представлены морскими осадками с преобладанием глин, мергелей, известняков, алевритов, алевролитов, песков и песчаников тульской (N_1tl), красномостовской (N_1ks) и краснооктябрьской (N_1ko) свит. Грубообломочные отложения описаны только в блиновской свите (N_1bn) верхов среднего сармата–верхнего сармата (Tesakov et al., 2017). Свита исследована нами в разрезах Туапсинский мост и Гавердовский (рис. 2) и представлена песчано-глинистыми лагунными осадками теплого солоноватоводного морского бассейна, а также органогенно-детритовыми известняками, которые перекрываются пачкой гравелитов и конгломератов из глыб и валунов известняков и мелких слабоокатанных галек глин и мергелей.

Конгломераты также описаны в пределах Западно-Кубанского прогиба в междуречье Псекупса и Афипса (район ст. Калужская) в основании среднесарматских мелководных морских толщ мальцевской свиты – аналога блиновской свиты по Е.В. Белуженко (2011). Эти грубые молассы были снесены с поднимавшегося в ту эпоху Северо-Западного Кавказа. Наиболее мощные неогеновые фации галечников (до 10 м) описаны в основании отложений верхнего сармата восточной части Восточно-Кубанской впадины на ее стыке со Ставропольским сводом. Однако отсутствие в их составе обломков кристаллических пород свидетельствует о том, что кристаллическое ядро Кавказского орогена в то время не обнажалось.

Гавердовская свита (N_1gv, верхи верхнего сармата–мэотис). Согласно залегает на блиновской свите

и включает первые в сводном разрезе региона отложения субконтинентального ряда: прибрежно-морские, лагунные, дельтовые, речные, озерные и болотные (Белуженко, Бурова, 2000), характерные для перехода от прибрежной суши к морскому бассейну, постепенно отступавшему в северо-западном направлении. Нижнегавердовская подсвита, исследованная в разрезах Туапсинский мост (точка 1 на рис. 2; 44°35′56″ с.ш., 40°02′49″ в.д.), Гавердовский (точка 2 на рис. 2; 44°36′23″ с.ш., 40°01′56″ в.д.), Волчья балка (точка 3 на рис. 2; 44°36′22″ с.ш., 40°01′25″ в.д.), сложена переслаиванием песков и глин с редкими прослоями супесей и гравийников в верхней части. Пески разнозернистые, иногда косослоистые, с прослоями песчаников и гравелитов, местами окрашенные марганцевыми и железистыми минералами в серо-черные или рыжие тона. Глины неслоистые, комковатые, пятнистые (голубовато-серые с бурыми пятнами ожелезнения), иногда песчанистые, часто с карбонатными стяжениями размером до 20–30 см. По р. Белая общая мощность свиты достигает 170 м (Корсаков и др., 2013). Палиноспектры и состав герпетофауны показывают, что отложения нижнегавердовской подсвиты накапливались в окружении влажных субтропических и теплоумеренных лесных ландшафтов позднего сармата–мэотиса (Белуженко, Бурова, 2000; Tesakov et al., 2017), что подтверждается данными по наземным моллюскам (Стеклов, 1966).

Вдоль южного борта Западно-Кубанского прогиба в основании морских мэотических аналогов гавердовской свиты (ключевская свита по (Государственная..., 2004)) залегают базальные конгломераты из крупных галек песчаника, известняка, кремнистых пород (Геология..., 1968). Развитие подобных отложений в предгорном прогибе также свидетельствует о существовании в мэотическое время кавказской суши, откуда шел снос как тонко-, так и грубообломочного материала.

Понтические отложения. В пределах Адыгейского выступа в нашем понимании его площадного распространения эти отложения обнажаются на небольшой площади левобережья р. Пшеха напротив ст. Кубанская (песчано-глинистая толща по (Государственная..., 2004)) и представлены чередованием песков и глин с прослоями известняков, накопившихся на дне мелководного морского бассейна. Согласно данным бурения, эти отложения мощностью до 50 м залегают над осадками нижнегавердовской подсвиты и распространяются с северо-запада со стороны Западно-Кубанского прогиба в пределы Адыгейского выступа до широты ст. Ханской, а далее к юго-востоку выклиниваются из разреза (Белуженко, 2006). В пределах Западно-Кубанского прогиба мощность морских осадков понта увеличивается до 300 м, и они представлены объединенными песчано-глинистой и дышевской толщами. В их основании описаны конгломераты мощностью до 7 м (Геология..., 1968). Эти данные также подтверждают существование западнокавказской суши в понтическое время.

Нижние молассы раннего плиоцена (киммерийский ярус). Отложения киммерийского яруса широко распространены в пределах Западно-Кубанского прогиба и Восточно-Кубанской впадины. В бассейнах рек Псекупс и Пшиш они представлены дышевской толщей, несогласно залегающей на песчано-глинистой (понтический регионярус) толще. В основании ее разреза описаны галечники, иногда сцементированные в конгломераты. Основная часть разреза представлена песками желтыми и бурыми, ожелезненными, часто косослоистыми, с прослоями песчаников и реже глин. Киммерийский возраст и морской генезис подтверждаются фауной двустворчатых моллюсков (Государственная..., 2002).

В пределах Восточно-Кубанской впадины Н.А. Лебедева (1963, 1978) относила к киммерию пески, а также красно- и пестроцветные глины надпонтической толщи правобережья р. Кубань в окрестностях Армавира. Однако на картах (Государственная..., 1971, 2004), а также в объяснительных записках к ним (Государственная..., 2021) отложения киммерия в пределах Восточно-Кубанской впадины не показаны. Находки фауны млекопитающих на нескольких уровнях армавирской толщи позволяют датировать эти отложения поздним сарматом–мэотисом (Тесаков и др., 2013). Не описаны киммерийские отложения и в работах Е.М. Великовской (1960, 1964), А.А. Стеклова (1966) в пределах Адыгейского выступа.

В детальных работах Е.В. Белуженко и его соавторов из коллектива ФГУГП “Кавказгеолсъемка” (Белуженко, Бурова, 2000; Белуженко, 2006; Государственная..., 2004; Корсаков и др., 2013) описана верхнегавердовская подсвита мощностью более 100 м. Она представлена чередованием пестроцветных пятнистых неслоистых глин и желто-серых, часто глинистых песков с прослоями и линзами известняков. Однако возраст подсвиты остался не до конца определенным. Палинокомплекс, выделенный в ней, отнесен к плиоцену (Белуженко, Бурова, 2000), однако позднее Е.В. Белуженко (2006) отказался от такой трактовки и отнес верхнегавердовскую подсвиту к мэотису–понту. Палеомагнитная характеристика подсвиты, полученная ранее (Белуженко, Бурова, 2000), позволяет соотнести ее с верхами хрона C3A и низами хрона C3 с характерным продолжительным эпизодом отрицательной намагниченности в его нижней части (две верхние трети разреза подсвиты), то есть к верхам мэотиса–понту. Е.В. Белуженко и Н.С. Письменная (2016) указывали, что отложения северного возрастного аналога белореченской свиты – азово-кубанской свиты – залегают с несогласием на отложениях нижнего понта.

Рис. 3. (а) Общий вид разреза Шпиль; (б) пачка 1, аллювиальные галечники нижнебелореченской подсвиты (N_2^2 *bc1*); (в) контакт озерно-лиманных глинисто-алевритистых отложений пачки 2 (N_2^2 *bc1*) и аллювиальных косослоистых песков и гравелитов пачки 3 (N_2^2–Q_E *bc2*). Стрелкой показано направление течения р. Белая.

В пользу перерыва в осадконакоплении в киммерийское время в пределах Адыгейского выступа свидетельствует и выразительное угловое несогласие в 11°–13° между гавердовской свитой и перекрывающей ее белореченской. Отложения гавердовской свиты в разрезе Волчья Балка (рис. 2, точка 3) падают в северных румбах под углами 16°–12°. Контакт свит описан в долине Белой, примерно посередине между точками 3 и 4 (рис. 2) (Белуженко, Бурова, 2000), однако в данный момент он не обнажается. Следует отметить, что описанные упомянутыми авторами отложения верхнегавердовской подсвиты, залегающие на данном отрезке долины субгоризонтально, возможно, представляют собой низы белореченской свиты. Так или иначе, в разрезе Шпиль отложения нижнебелореченской подсвиты (пачка 1) падают в северных румбах положе падения реки (около 1°) (рис. 3; рис. 2, точка 4). Ниже по разрезу моноклинали Адыгейского выступа подобных несогласий не описано; все свиты залегают согласно или с эрозионными контактами. Столь существенное угловое несогласие свидетельствует о втягивании Адыгейского выступа в поднятия Лабино-Малкинской зоны и всего Западного Кавказа в киммерийское время. Этим и может объясняться перерыв в осадконакоплении данной эпохи, описываемый и в более восточных районах Восточно-Кубанской впадины. О киммерийских поднятиях Центрального Кавказа и восточной части Западного Кавказа,

а также Центрального Предкавказья свидетельствуют и данные в работе (Геология..., 1968).

Из вышесказанного следует, что отложения гавердовской свиты Адыгейского выступа являются первой, начиная со среднего миоцена, фацией, с одной стороны, субконтинентальных отложений – аллювия пра-Белой, пра-Пшехи и пра-Лабы, а с другой – отложений, не содержащих грубой молассы. Этим доказывается отсутствие гор в пределах суши, служившей источником сноса материала до киммерийского времени.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНИХ МОЛАСС ЗАПАДНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Белореченская свита (N_2–Q_1*bc*). Свита была названа Е.В. Белуженко (2006) и является аналогом выделенной Г.Н. Родзянко в 1943 г. “надпонтической” свиты, позднее переименованной в азово-кубанскую (Стратиграфический..., 1982). Однако вплоть до настоящего времени данные отложения были недостаточно полно изучены по причинам, описанным выше. Нами исследована стратиграфия и литология десяти разрезов белореченской свиты в долинах рек Белая, Пшеха и Псекупс (рис. 2): Шпиль (точка 4; 44°39′43.96″ с.ш., 39°56′52.21″ в.д.), Веселый (точка 5; 44°40′58.35″ с.ш., 39°55′23.64″ в.д.), Кругозор (точка 6; 44°41′58.18″ с.ш., 39°54′27.11″ в.д.), Белореченский I (точка 7; 44°43′16.99″ с.ш., 39°53′21.33″ в.д.), Белореченский II (точка 8; 44°44′9.85″ с.ш., 39°52′14.11″ в.д.), Белореченский III (точка 9; 44°45′15.61″ с.ш., 39°51′1.39″ в.д.), Белореченская ГЭС I и II (точка 10; 44°49′45.99″ с.ш., 39°47′19.70″ в.д.), Пшехский I и II (точка 11; 44°40′34.31″ с.ш., 39°47′9.76″ в.д.) и Игнатенков Куток (точка 12; 44°43′22.15″ с.ш., 39°13′35.24″ в.д.).

Сводный разрез свиты составлен на основании корреляции всех перечисленных разрезов. Он подразделен на подсвиты, каждая из которых, в свою очередь, делится на пачки, представленные несколькими слоями. Отдельные слои повторяются в нескольких разрезах, а некоторые представлены единично. В связи с этим корреляция разрезов и создание сводного разреза свиты явились весьма сложными задачами, решение которых стало возможным только благодаря детальному литологическому описанию слоев, а также палеомагнитному, палеофаунистическому и, частично, палинологическому опробованию. Сводный разрез описан на уровне подсвит и пачек, поскольку послойное описание затруднено из-за изменчивости стратиграфических элементов пачек от разреза к разрезу. Нумерация пачек от нижней до верхней подсвиты сквозная. Нами были выделены три главных члена свиты, повсеместно залегающих друг на друге с эрозионными контактами и различающихся литологически: нижне- (N_2^2*bc1*), средне- (N_2^2–Q_E*bc2*) и верхнебелореченская (Q_E*bc3*) подсвиты.

Нижнебелореченская подсвита (N_2^2bc1). Представлена в разрезах Шпиль, Веселый, Пшехский, Кругозор и Белореченский. Она с угловым несогласием в 10°–14° перекрывает гавердовскую свиту и падает в северных румбах под углом 1°–2°, немного круче падения р. Белая. Отложения свиты вскрываются в береговых обрывах долин Белой и Пшехи от ст. Ханской до г. Белореченска, формируя цоколь их древних террас, и полностью погружаются в точке 9 (рис. 2, точки 4–9, 11). Подсвита сложена двумя пачками.

Пачка 1. Горизонтально-слоистые галечники и серые пески разной размерности: вверх по разрезу наблюдается переход от галечников до мелкозернистых песков и алевритов. Видимая мощность пачки 4.5 м. В основании лежат галечники полимиктовые, мелкой (до 5 см) фракции, с примесью и прослоями охристо-бурого среднезернистого песка мощностью до 3 м. В составе галечников преобладают обломки размером до 5 см первого–третьего классов окатанности, представленные серыми мусковитовыми гранитами, пелитоморфными известняками, кварцем, кремнями, реже серыми песчаниками и метаморфическими породами. Выше по разрезу пачки галечники сменяются метровым слоем горизонтально-слоистых серых и охристых кварцевых песков, а выше – полуметровым слоем серых алевритов. Пачка представлена только в разрезе Шпиль (рис. 3а, 3б). Данные галечные отложения являются первой достоверной порцией верхних континентальных моласс Адыгейского выступа и Западно-Кубанского прогиба.

Пачка 2. Горизонтально-слоистые серые и охристые глины, глинистые алевриты с линзами песков и мелкогалечных конгломератов в верхней части. Слоистость внутри пачки выражена отчетливо и носит преимущественно озерный характер: слои ритмичны, параллельны друг другу и простираются на многие километры вдоль русел Белой и Пшехи в их нижнем течении (рис. 3а, 3в, 4, 5). Отложения вскрываются во всех разрезах белореченской свиты по берегам, а также в русле Белой (в межень) на протяжении 13 км между разрезом Шпиль (на левом берегу реки напротив южной части ст. Ханская) и разрезом Белореченский III напротив нового городского парка г. Белореченска (рис. 2, точки 4 и 9), где погружаются под толщи среднечетвертичного аллювия. Суммарная мощность пачки достигает 21 м. В связи с полого-моноклинальным падением пачки, в точке 4 можно наблюдать ее подошву, а в точке 9 – кровлю.

Отложения пачки подвержены карбонатной цементации, возрастающей вверх по разрезу: если в разрезах Шпиль и Веселый, где представлена нижняя часть пачки, карбонатизация слабая, то в нижних частях разрезов Пшехский, Кругозор

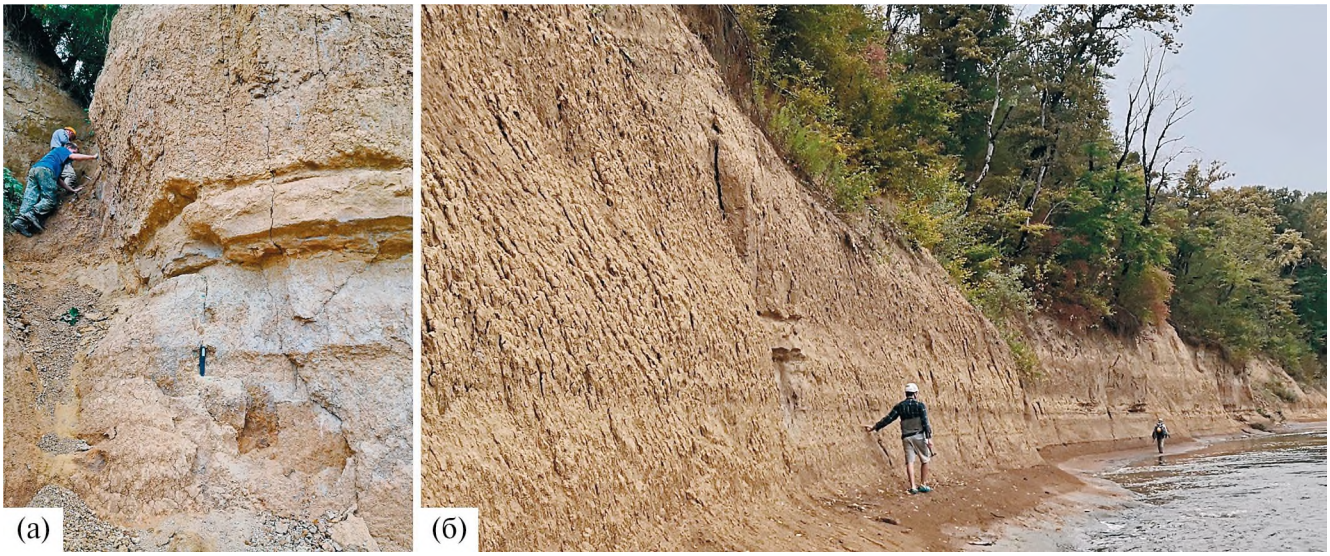


Рис. 4. Разрез Веселый, пачка 2 нижнебелореченской подсвиты (N_2^2bc1).
(а) – глинисто-алевритистые озерно-лиманные отложения с карбонатной цементацией; (б) – озерно-лиманные отложения с параллельной слоистостью.

и Белореченский (в верхней части пачки 2) она выражена более отчетливо. Типичны разнообразные формы карбонатных конкреций типа каличе: стяжения, журавчики, пятна, трубочки.

В верхних слоях пачки 2 в разрезах Кругозор, Пшехский и Белореченский в толщах глин и алевритов с карбонатным цементом распространены линзы и прослои мелкогалечных конгломератов с косой слоистостью дельтового облика, описанной ниже. Преобладание галечных дельтовых серий в разрезах, лежащих ниже по течению, и в верхней части подсвиты может свидетельствовать об их отложении в эпоху регрессии крупного озерного бассейна, в котором накопилась основная часть пачки 2. Однако общая тенденция для подсвиты – уменьшение гранулометрического состава отложений вверх по разрезу.

***Среднебелореченская подсвита* (N_2^2–Q_E*bc2*).** Также наиболее полно представлена в разрезах Шпиль, Кругозор и Белореченский, а в разрезах Веселый и Пшехский – в сильно урезанном виде в связи с размывом палеореками (рис. 2). В разных обнажениях отложения этой свиты с эрозионным несогласием перекрывают разные части сводного разреза нижнебелореченской подсвиты и в целом отличаются от последней более грубым составом и более выраженной карбонатной цементацией. При этом тенденция уменьшения размерности обломков вверх по разрезу подсвиты сохраняется. Однако мощность аллювия грубых фракций в ее пределах заметно выше мощности тонких озерных отложений. Элементы залегания отложений совпадают с таковыми для нижней подсвиты.

Пачка 3. Представлена преимущественно ожелезненными охристыми песками с прослоями гравийников и галечников мелкой фракции, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с цементом из карбонатных глин. Отложения пачки полнее всего развиты в разрезах Кругозор и Белореченский, где их мощность составляет 9.2–9.5 м, а суммарная мощность сводного разреза пачки достигает 13.5 м.

В разрезе Шпиль пачка 3 представлена ожелезненными косослоистыми песками с прослоями гравийников, мелкой гальки, алевритов и карбонатных глин. Ее отложения врезаны в пачку 2 в виде линзы шириной, сравнимой с современным руслом Белой (рис. 3в). Характер слоистости внутри линзы типично аллювиальный: косые серии параллельны друг другу и падают вверх по течению, наиболее грубый материал в них концентрируется в нижней части слоев. Галечники полимиктовые, включающие обломки серых мусковитовых гранитов, пелитоморфных известняков, кварца, кремней и метаморфических пород. Вверх по разрезу материал истончается до мелкозернистых песков и алевритов с прослоями карбонатных глин.

В разрезе Веселый отложения данной пачки представлены в сильно урезанном виде в низах верхней части разреза. В их составе крупно- и среднезернистые ожелезненные пески с прослоями гравийников и алевритов. В сводном разрезе Пшехский в отложениях пачки 3 возрастает карбонатная цементация. Пачка представлена линзой серых косослоистых песчаников, слабо сцементированных карбонатным цементом и врезанных в глины пачки 2 аналогично разрезу Шпиль. Косые

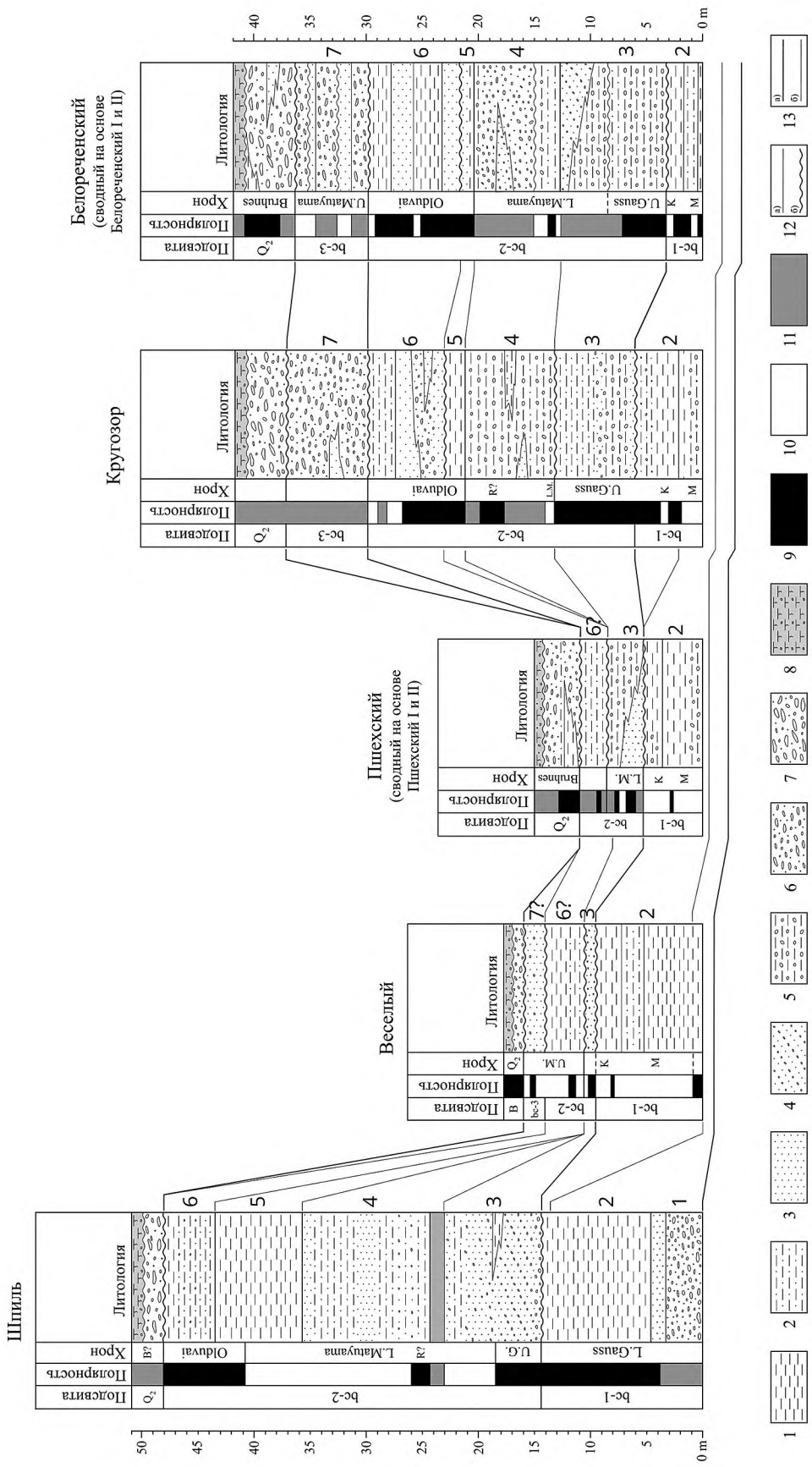


Рис. 5. Схема соотношения основных разрезов белореченской свиты в пределах Адыгейского выступа.
1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – пески с гравием; 5 – галечные конгломераты; 6 – галечники; 7 – галечники-валунники; 8 – современные почвы на галечниках и лессовидных суглинках; 9 – прямая полярность; 10 – обратная полярность; 11 – пропуски в отборе; 12 – границы слоев: а – согласное налегание; б – эрозионные несогласия; 13 – корреляционные кривые: а – между подсвитами; б – дополнительные. Слева от разрезов показаны номера пачек. Аббревиатуры: U.G. – верхняя часть хрона Гаусс; M – субхрон Маммот; K – субхрон Каена; U.M. – верхняя часть хрона Матуяма; L.M. – нижняя часть хрона Матуяма; R – субхрон Реюньон; B – хрон Брюнес; bc1 – нижнебелореченская подсвита; bc2 – среднебелореченская подсвита; bc3 – верхнебелореченская подсвита.

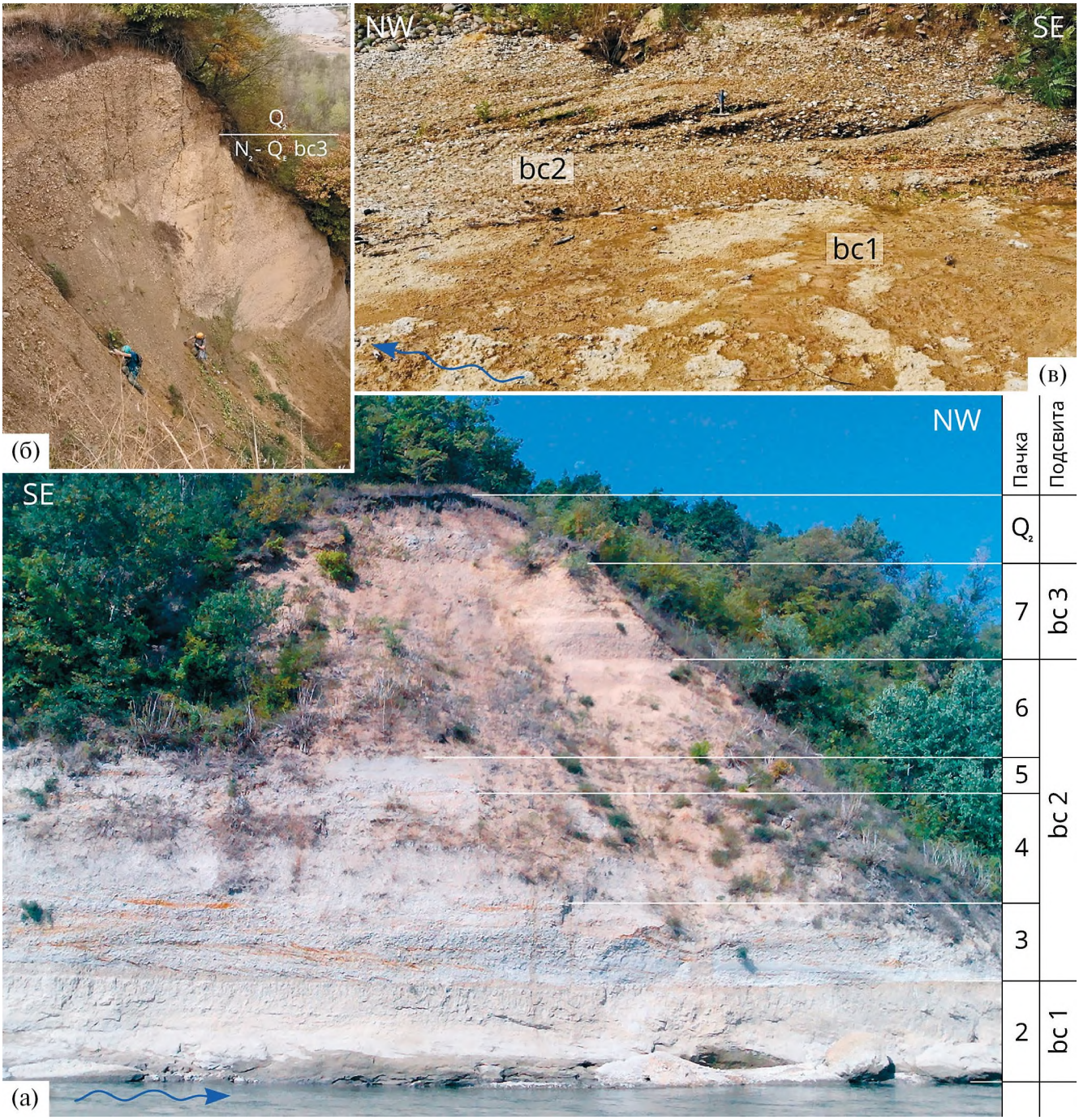


Рис. 6. (а) Общий вид разреза Белореченский I; (б) верхняя часть разреза Белореченский II, контакт песчано-галечного аллювия верхнебелореченской подсвиты (Q_E*bc3*) и галечников среднего плейстоцена; (в) контакт озерно-лиманных глинисто-алевритистых отложений (пачка 2, N_2^2*bc1*, основной фауноносный горизонт белореченской свиты) и галечных конгломератов со слоистостью дельтового облика (пачка 3, N_2^2–Q_E*bc2*). Стрелками показано направление течения р. Белая.

слои падают также вверх по течению современной р. Пшеха. Над ними залегает толща мелко-среднегалечных конгломератов, сцементированных карбонатом кальция. В составе обломков преобладают светло-бежевые известняки, бледные пурпурно-розовые или бледные красновато-пурпурные мраморизованные известняки, серые или светло-коричневые песчаники, серо-черные аргиллиты, кремни.

В разрезах Кругозор и Белореченский отложения пачки 3 формируют прирусловые обрывы, местами залегая в цоколе пойм. Они контрастно

Рис. 7. Общий вид разреза Кругозор: нижняя озерно-лиманная (N_2^2*bc1*), средняя аллювиально-дельтовая (N_2^2–Q_E*bc2*) и верхняя аллювиальная (Q_E*bc3*) подсвиты белореченской свиты, перекрытые с размывом аллювиально-пролювиальным покровом галечников и валунников (Q_2).

выделяются на фоне глинисто-алевритистых отложений пачки 2. В этих разрезах, а особенно в разрезе Белореченский, находящемся ниже остальных по течению, мелкогалечные конгломераты имеют косую слоистость ярко выраженного дельтового облика, что подтверждается следующими признаками: а) падением косых слойков вниз по течению современной р. Белая и пра-Белой (в разные стороны в пределах северной полусферы) (рис. 6в); б) клиновидным профилем косых слойков с приуроченностью наиболее крупнозернистого материала к средней части слоев, а не к их основанию, что характерно для типичного речного косослоистого аллювия разрезов Шпиль и Пшехский; в) вогнутым основанием косых серий. Возникновение такой слоистости может быть связано с многократным изменением направления течения в устьевой части пра-Белой и/или с флуктуациями уровня воды принимающего бассейна. Эта тенденция характерна также для верхов пачки 2 (см. выше) и свидетельствует о регрессивной стадии развития озерного бассейна, сформировавшего ее отложения.

Пачка 4. Представлена чередованием мелкогалечных конгломератов с карбонатным цементом, песков с прослоями и линзами гравия, глинистых алевритов, с размывом залегающих на нижележащих осадках. Отложения полнее всего развиты в разрезе Шпиль, где их мощность составляет 11.5 м, а также в разрезах Кругозор и Белореченский – 6.5 и 7.7 м соответственно, а суммарная мощность сводного разреза пачки достигает 16 м.

В разрезах Веселый и Пшехский данные отложения полностью размыты. В разрезе Шпиль они представлены преимущественно глинистыми алевритами с различными формами карбонатных конкреций типа каличе, с прослоями и линзами песков и гравия. В разрезах Кругозор и Белореченский прослои и линзы глинистых алевритов, а также песков с гравием имеют подчиненное значение, а основной объем пачки занимают мелко- и среднегалечные конгломераты с сильной карбонатной цементацией. В составе обломков присутствуют: серые и мясо-красные граниты, пелитоморфные светло-бежевые или бледные пурпурно-розовые

известняки, кварц, кремни, реже серые песчаники, серо-черные аргиллиты и глинистые сланцы, темные и зеленоцветные метаморфические породы.

Пачка 5. Глины горизонтально-слоистые, оскольчатые, светло-серые до белых, карбонатные, местами с пятнами ожелезнения. Типичны разнообразные формы карбонатных конкреций типа каличе: стяжения, журавчики, пятна, трубочки. Отложения пачки полнее всего развиты в разрезе Шпиль, где их мощность составляет 7.2 м, а также в разрезах Кругозор и Белореченский – 1.8 и 1.2 м соответственно. В разрезах Веселый и Пшехский данные отложения полностью размыты. Отложения предположительно имеют озерное происхождение. Указанная пачка наиболее контрастно выделяется в разрезе Кругозор: выше нее по разрезу исчезает карбонатная цементация отложений (рис. 7).

Пачка 6. Алевриты горизонтально-слоистые, охристые и коричневые, местами глинистые, пески горизонтально-слоистые, мелко- и среднезернистые, гравийники, полимиктовые галечники. Галька мелкой и средней фракции, второго–третьего классов окатанности. Пачка контрастно выделяется в сводном разрезе отсутствием карбонатной цементации на фоне карбонатных глин пачки 5. Пачка 6 представлена в разрезах Шпиль (5.8 м), Кругозор (4.8 м), Белореченский (4.5 м), а суммарная ее мощность составляет 6.5 м. Ее присутствие в разрезе Веселый дискуссионно (рис. 5).

Верхнебелореченская подсвита **($Q_E bc3$).** Представлена только одной пачкой 7 в разрезах Кругозор и Белореченский и являет пример типичного аллювия горной реки (рис. 5, 6б). Ее присутствие в разрезе Веселый дискуссионно. Подсвита представлена галечниками полимиктовыми, с прослоями охристых средне- мелкозернистых песков и алевритов, с размывом перекрывающими среднебелореченские отложения. Галька среднеразмерная, второго–третьего класса окатанности. В галечниках наблюдается косая слоистость с падением слойков в южных румбах вверх по течению р. Белая. Для подсвиты характерно отсутствие карбонатной цементации отложений, свойственное нижнебелореченской (пачка 2) и среднебелореченской (пачки 3–5) подсвитам. Максимальную мощность 7 м подсвита имеет в разрезе Кругозор.

Таким образом, в пределах Адыгейского выступа сводный разрез отложений белореченской свиты достигает мощности 76 м и имеет трехчленное строение; три ее выделенные подсвиты отражают три стадии накопления верхних моласс в плиоцене–квартере. Нижне- и среднебелореченская подсвиты отражают эрозионно-аккумулятивные циклы, начинавшиеся с накопления грубых фракций речного аллювия (галечников, гравийников, песков) и завершавшиеся стадиями озерной аккумуляции глин и алевритов. При этом нижнебелореченская подсвита начинается с галечников, являющихся первым звеном верхних грубых моласс Западно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа. Верхнебелореченская подсвита представлена галечниками с подчиненным содержанием песков и гравийников и отражает стадию усиления врезания рек в связи с поднятиями их бассейнов.

Отложения среднего плейстоцена. В верхней части всех исследованных разрезов в долинах Белой, Пшехи и Псекупса залегает коричнево-бурая галечно-валунная толща мощностью 5–7 м. Состав обломков сходен с таковым верхнебелореченской подсвиты: во всех разрезах, кроме Игнатенкова Кутка, встречаются породы кристаллического ядра горной системы. Отложения залегают с эрозионным несогласием на различных членах разреза белореченской свиты, часто формируя русловые врезы (рис. 7), и слагают аккумулятивный чехол высоких террас. Однако данная галечно-валунная толща описывается и на водораздельных пространствах Адыгейского выступа (Корсаков и др., 2013), что делает ее похожей на подгорный шлейф, образованный слиянием конусов выноса крупных горных рек при их выходе из ущелий в зону аккумуляции предгорного прогиба.

БИО- И МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМОЛАССОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Нижнебелореченская подсвита ($N_2^2 bc1$). Основание нижнебелореченской подсвиты (пачка 1) вскрыто лишь в разрезе Шпиль и представлено толщей (4.5 м) галечников и песков, лишенных карбонатной цементации, прямо намагниченных в верхней части. Над ними залегают карбонатные глины и глинистые алевриты пачки 2, намагниченные аналогично. Среди бедных спорово-пыльцевым материалом отложений эти осадки – единственные в разрезах белореченской свиты, откуда удалось получить палинологические данные. В пыльцевом спектре доминирует пыльца голосеменных растений (81%), в основном сосны. Присутствуют зерна Cathaya, Picea, Cedrus, Podocarpus, Abies, Taxodiaceae. Широколиственные породы представлены единичной пыльцой Fagaceae, Carya, Liquidambar. Количество трав и спор не превышает 5% от общего состава спектра (Asteraceae, Cyperaceae, Polypodiaceae). Спектр показывает доминирование сосновых лесов и является отражением прохладного и влажного климата, что, в свою очередь, объясняет отсутствие карбонатного цемента в нижней части подсвиты. Однако выше по разрезу пачки 2 карбонатность осадков резко увеличивается, что может свидетельствовать о потеплении и аридизации. Вероятно, именно, в связи с этим многочисленные спорово-пыльцевые пробы из пачек 2, 3, 4 и 5 не дали результата.

Можно предположить, что возраст отложений пачки 1 в основании разреза Шпиль раннеплиоценовый и их пыльцевые спектры могут коррелироваться с верхнекиммерийскими спектрами Западной Грузии (Shatilova et al., 2011). Однако отсутствие в основании белореченской свиты обратной полярности (рис. 5, разрез Шпиль), характерной для эпохи Гильберт, свидетельствует о начале накопления ее осадков в средней части хрона C2A в раннем акчагыле в условиях прохладного влажного климата до начала позднеплиоценового климатического оптимума.

В разрезах Белореченский и Пшехский на ограниченной площади с поверхности пачки 2 – глинистых алевритов с карбонатным цементом (рис. 6а, 6в), вскрытых на осушенном дне Белой и Пшехи, впервые на Северном Кавказе собрана богатая фауна позвоночных раннего виллафранка (позднего плиоцена), включающая зайцев Hypolagus cf. brachygnathus (Kormos, 1930), кротов Talpa sp., бурундуков Eutamias ex gr. orlovi (Sulimski, 1964), бобров Trogontherium cf. minus (Newton, 1890), слепышей Spalacidae gen., хомяков cf. Neocricetodon, примитивных корнезубых полевок Mimomys cf. stehlini (Kormos, 1931) и Pliomys jalpugensis Nesin, 1983, лесных мышей Apodemus sp., енотовидных собак Nyctereutes sp., медведей Ursus minimus Devèze et Bouillet, 1827, рыси Lynx cf. issiodorensis (Croizet et Jobert, 1828), мастодонтов Anancus sp., древнейших слонов Archidiskodon meridionalis cf. rumanus (Stefanescu, 1924), носорогов Stephanorhinus sp., оленей Arvernoceros cf. ardei (Croizet et Jobert, 1828), Procapreolus sp. и свиней Sus cf. arvernensis Depéret 1885, а также лягушек cf. Pelophylax, протеев Mioproteus sp., исполинских саламандр Andrias sp. и пресноводных черепах сем. Emydidae. Здесь же найдены крышечки наземных мезофильных моллюсков Pomatias, а также пресноводных форм Valvata sp. и Lymnaea sp.

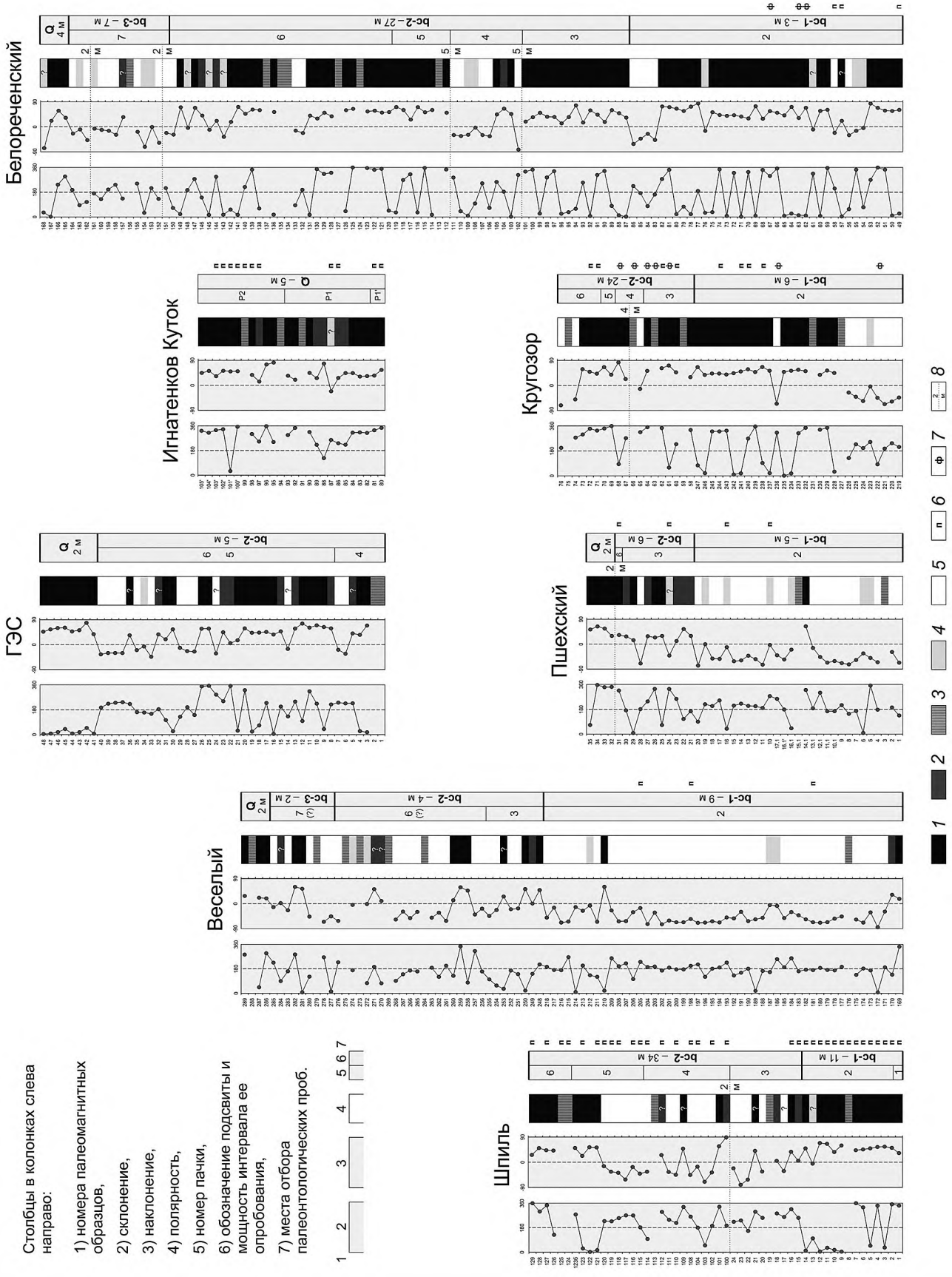
Состав и степень эволюционного уровня позвоночных этой фауны позволяют сопоставить ее с ранним виллафранком, ранним вилланием и зоной MN16a европейской биохронологической шкалы (Hilgen et al., 2012) и так называемым теплым периодом середины позднего плиоцена в интервале 3.3–3.0 млн лет. Состав фауны свидетельствует о преобладании закрытых биотопов лесного типа и околоводных стаций, а присутствие остатков гигантских саламандр, по-видимому, дополнительно указывает на очень теплый климатический интервал. Смена знака намагниченности в костеносном слое глинистых алевритов в разрезе Белореченский с обратной на прямую позволяет предположить их корреляцию с магнитохронами 2An.2r (Маммот) и 2An.2n, граница между которыми датируется как 3.207 млн лет (Ogg, 2012). В то же время такая датировка фауны делает ее моложе известного изотопно-кислородного события M2 (3.312–3.264 млн лет), маркирующего краткое интенсивное глобальное оледенение (Tan et al., 2017) и вымирание теплолюбивых элементов неогеновой фауны, что позволяет рассматривать и вариант датировки теплолюбивой фауны Белореченска древнее уровня 3.3 млн лет.

При этом в разрезах выше по течению рек, где вскрывается пачка 2, многократные поиски фауны крупных млекопитающих, а также многократная промывка на кости мелких позвоночных результатов не дали. Единичные неопределимые кости, а также крышечки наземных моллюсков Pomatias sp. были собраны на этом уровне лишь в разрезе Кругозор. Подобная концентрация на ограниченной площади в разрезах Белореченский и Пшехский объясняется выносом пра-Белой и пра-Пшехой остатков позвоночных и аккумуляцией их в дельтах рек, что подтверждается дельтовым характером описанных выше галечных конгломератов верхов пачки 2, а также пачки 3 в данных разрезах. Тафономические признаки показывают, что захоранивались целые туши или части скелетов животных. Мы предполагаем, что они переносились крупными палеореками до их устьев, где и накапливались в придельтовых лиманах. Наличие остатков пресноводных рыб (линя cf. Tinca, плотвы Rutilus sp., сома Silurus sp., щуки Esox sp.; определения С.В. Куршакова) и пресноводных стагнофильных моллюсков в совокупности с ожелезненными растительными остатками указывает на наличие слабопроточного водоема.

Отложения нижнебелореченской подсвиты (пачки 2) характеризуются преобладанием прямой полярности в разрезах Шпиль, Кругозор и Белореченский, при наличии одного или двух интервалов обратной полярности в разрезах Веселый, Пшехский, Кругозор и Белореченский (рис. 5, 8). Фаунистический комплекс отвечает эпохе плиоценового климатического оптимума с теплым засушливым климатом, что может объяснить повышенную карбонатизацию основной части разреза подсвиты. Сумма приведенных данных позволяет датировать нижнебелореченскую подсвиту в интервале 3.5–3.0 млн лет (большая часть эпохи Гаусс с эпизодами Кайена и/или Маммот, т.е. хрон C2An).

→

Рис. 8. Палеомагнитные характеристики исследованных разрезов белореченской свиты.
1–5 – результаты определения намагниченности палеомагнитных образцов: 1 – достоверно прямая полярность, 2 – предположительно прямая полярность, 3 – полярность не определена, 4 – предположительно обратная полярность, 5 – достоверно обратная полярность; 6 – места отбора споропыльцевых проб; 7 – фаунистические образцы; 8 – пропуски в опробовании с указанием мощности пропущенного интервала разреза. Высота колонок пропорциональна количеству отобранных образцов и не соответствует реальной мощности разрезов. Разрез Игнатенков Куток изучен нами только в верхней части.


Белореченский
Игнатенков Куток
Кругозор
ГЭС
Пшехский
Веселый
Шпиль
Столбцы в колонках слева направо:
1) номера палеомагнитных образцов,
2) склонение,
3) наклонение,
4) полярность,
5) номер пачки,
6) обозначение подсвиты и мощность интервала ее опробования,
7) места отбора палеонтологических проб.

Среднебелореченская подсвита (N_2^2–Q_E*bc2*). Аналогично нижнебелореченской, данная подсвита представлена аллювиальными фациями песков, часто косослоистых, гравелитов, галечных конгломератов в нижней части сводного разреза подсвиты (пачки 3 и 4) и озерными фациями глин, алевритов и тонкозернистых песков в верхней части (пачки 5 и 6).

Аллювиальные отложения пачки 3, намагниченные прямо в нижней части всех разрезов, в ее верхней части (разрезы Шпиль, Веселый и Пшехский) приобретают обратную полярность (рис. 5, 8). Учитывая биостратиграфические характеристики нижнебелореченской подсвиты, это дает нам основание провести в пределах данной пачки границу Гаусс–Матуяма и отнести ее к верхам хрона C2An – низам C2r. Аллювиальные отложения пачки 4, развитые в разрезах Шпиль, Кругозор и Белореченский и размытые в разрезах Веселый и Пшехский, сохраняют преимущественно обратную намагниченность, с присутствием непродолжительной зоны прямой полярности, которую мы ассоциируем с эпизодом Реюньон.

Озерные отложения пачек 5 и 6 развиты во всех исследованных разрезах и разделены преимущественно литологически: пачка 5 отличается глинистым составом и ярко выраженной карбонатностью, в то время как глины, алевриты и пески пачки 6 таковой не имеют (рис. 7). Отложения пачки 5 намагничены обратно в нижней части и нормально в верхней. Устойчивая прямая намагниченность пачки 6 сменяется обратной в ее верхней части (разрезы Веселый, Кругозор, Белореченский и ГЭС) (рис. 9).

Фаунистические остатки из разрезов Пшехский и ГЭС представлены костями южных слонов Archidiskodon meridionalis meridionalis (Nesti, 1825), лошадей Equus sp., носорогов Stephanorhinus cf. hundsheimensis Toula, 1902, оленей Arvernoceros sp., гиен (копролиты), бобров Trogontherium cf. cuvieri Fischer, 1809, а также водных черепах (Emys sp.). Фауна позвоночных относится к псекупскому фаунистическому комплексу (2.1–1.6 млн лет, гелазий–калабрий). Захоронение, обнаруженное в районе хут. Верхневеденеевского (точка 10 на рис. 2, разрез ГЭС), включает в большей степени животных, предпочитавших питаться древесной и кустарниковой растительностью. Литологические особенности вмещающих отложений, остатки пресноводных болотных черепах, а также лиственно-веточные растительные остатки указывают на существование сообщества в облесенном прибрежном биотопе. Однако в целом для псекупского комплекса фауны были типичны саванноподобные ландшафты.

Эти данные позволяют нам относить отложения пачек 5 и 6 к верхам нижней части эпохи Матуяма – эпизоду Олдувей и низам верхней части эпохи Матуяма (верхи хрона C2r–низы C1r). К нижней части эпохи Матуяма относится также и большая нижняя часть разреза Игнатенков Куток в долине р. Псекупс (рис. 10), являющегося типовым местонахождением псекупского фаунистического комплекса (Вангенгейм и др., 1990).

Верхнебелореченская подсвита (Q_E*bc*3, пачка 7). Развита в разрезах Кругозор и Белореченский, а также, вероятно, присутствует в разрезе Веселый.

Рис. 9. Разрез ГЭС II, отложения среднебелореченской подсвиты (N_2^2–Q_E*bc2*): линзовидное переслаивание аллювиальных галечников и озерно-дельтовых глинистых фаций.

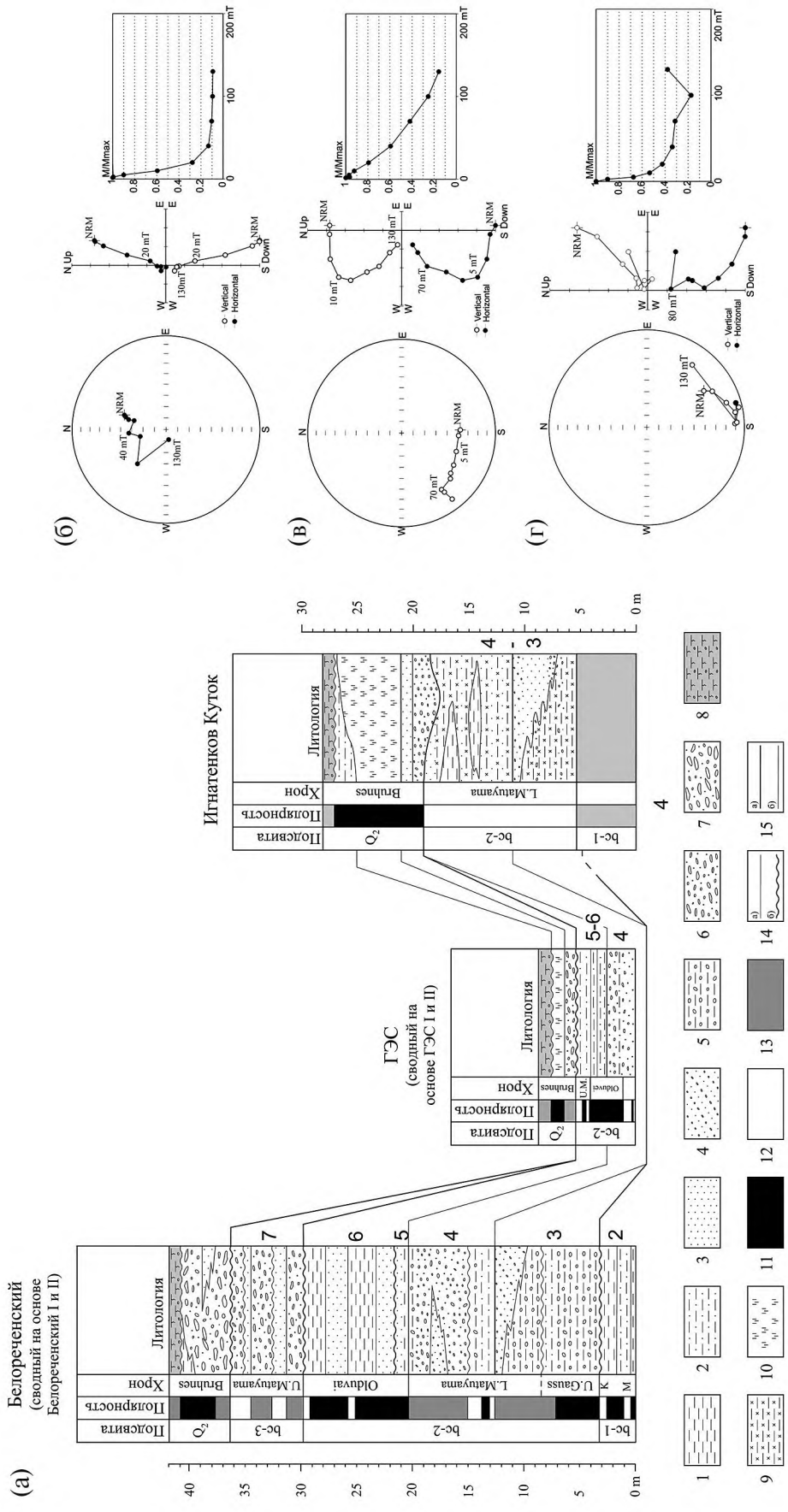


Рис. 10. (а) Схема соотношения разрезов Белореченский и ГЭС белореченской свиты в пределах Адыгейского выступа и разреза Игнатенков Куток в пределах Западно-Кубанского прогиба (долина р. Псекупс); (б–г) результаты магнитной чистки переменным полем: (б) обр. 234, разрез Кругозор, нижнебелореченская подсвита; (в) обр. 39, разрез ГЭС, среднебелореченская подсвита; (г) обр. 161, разрез Белореченский, верхнебелореченская подсвита.
1 – глины; 2 – алевриты; 3 – пески; 4 – пески с гравием; 5 – галечные конгломераты; 6 – галечники; 7 – галечники-валунники; 8 – современные почвы на галечниках и лессовидных суглинках; 9 – песчанистые глины; 10 – суглинки; 11 – прямая полярность; 12 – обратная полярность; 13 – пропуски в отборе; 14 – границы слоев: а – согласное налегание; б – эрозионные несогласия; 15 – корреляционные кривые: а – между подсвитами; б – дополнительные. Разрез Игнатенков Куток (долина р. Псекупс) изучен нами только в верхней части. Колонка нижней части разреза составлена по материалам (Вангенгейм и др., 1990).

Она представлена преимущественно среднеразмерными галечниками с прослоями и линзами песков, с размывом залегающими на отложениях пачки 6. В пачке 7 в разрезе Белореченский развита обратная намагниченность, что в общем стратиграфическом контексте позволяет ассоциировать ее с верхней надолдувейской частью эпохи Матуяма (нижняя часть хрона C1r). Огрубление моласс на фоне отсутствия в данной подсвите озерных отложений сколько-нибудь существенной мощности свидетельствует о том, что накопление подсвиты является результатом увеличения уклонов и энергии рек за счет активизации орогенных поднятий водоразделов.

Отложения среднего плейстоцена. Палеонтологических остатков в них обнаружено не было, однако из редких песчаных и глинистых линз разрезов Веселый, Пшехский, Белореченский и Игнатенков Куток получены палеомагнитные образцы. Их прямая полярность в сочетании со стратиграфической позицией толщи и ее общим обликом позволяют относить ее к эпохе Брюнес и считать подгорным шлейфом, сформировавшимся в одну из стадий дегляциации среднего плейстоцена. Возраст данных покровных галечников также доказывается находками ашельских орудий в верхней положительно намагниченной части разреза Игнатенков Куток (Щелинский и др., 2021). Отметим, что толщи покровных галечников, венчающих все описанные нами разрезы, а также отложения верхнебелореченской подсвиты перспективны для поиска стоянок ашельской эпохи, поскольку могли служить источником материала для каменных орудий и располагались с ту эпоху близ уреза воды западнокавказских палеорек.

Галечники разреза ГЭС перекрываются пачкой коричневых плитчатых лессовидных суглинков мощностью 1.5–2 м (рис. 9). Отложения намагничены прямо и относятся к эпохе Брюнес. Эта же толща описывается и в верхних частях других разрезов региона (Корсаков и др., 2013). В частности, субаэральные эолово-делювиальные отложения мощностью до 50 м помещаются в разрезах среднего течения р. Кубань между отложениями неоплейстоцена и белореченской свитой. Данные осадки относятся Е.В. Белуженко (Белуженко, 2006, 2011) к верхам апшерона (гурия)–низам неоплейстоцена и названы темижбекской свитой. Вероятно, они отчасти перекрываются по возрасту с верхнебелореченской подсвитой.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохронология верхнемолассовой белореченской свиты Западного Предкавказья

Сумма приведенных данных позволяет провести нижнюю границу свиты близ нижней границы эпохи Гаусс (3.59 млн лет) и датировать ее в 3.5 млн лет. Нижнебелореченская подсвита охватывает большую часть эпохи Гаусс с эпизодами Кайена и Маммот, т.е. две нижние трети хрона C2An. Эпизод накопления галечного аллювия пачки 1 мы склонны относить к стадии размыва киммерийских поднятий Западного Кавказа. Об их существенной величине можно судить по появлению в составе галечников пород кристаллического ядра Западного Кавказа, отсутствовавших в нижележащих молассах.

Верхняя граница подсвиты обоснована следующими данными. Во-первых, биоразнообразие, описанное в озерных отложениях верхов пачки 2, резко сокращается над эпизодом Маммот, что подтверждает предположение о развитии описанного фаунистического комплекса до изотопно-кислородного события M2 (3.312–3.264 млн лет). Во-вторых, над фауноносными слоями пачки 2 в четырех из описанных нами разрезов отчетливо выделяется еще один отрицательно намагниченный эпизод в пределах прямо намагниченных отложений нижнебелореченской подсвиты. Мы склонны соотносить его с эпизодом Кайена. В разрезе Кругозор над этим эпизодом залегает еще около 3 метров прямо намагниченных песчано-глинистых осадков (рис. 5, верхи пачки 2), относимых нами к верхам эпохи Гаусс. На этом основании мы проводим верхнюю возрастную границу нижнебелореченской подсвиты в пределах 3 млн лет (рис. 11).

Возрастные характеристики, тонкообломочный характер отложений пачки 2 мощностью 21 м, выдержанная мощность и параллельность ее слоев, широкое площадное распространение (сотни км²) вне какой-либо выраженной впадины, наличие дельтовых серий, а также фаунистические данные свидетельствуют о том, что ее отложения сформировались в крупном непроточном мелководном бассейне с непостоянной береговой линией и преимущественно аридным типом седиментогенеза, куда открывались устья кавказских палеодолин. Вероятно, бассейн был подобен современным Кизилташскому или Витязевскому лиманам Таманского полуострова. Отложения нижнебелореченской подсвиты имеют раннеакчагыльский (раннекуяльницкий) возраст. При этом в 45–50 км к западу от долины Белой в районе станиц Саратовская и Бакинская (бассейн Псекупса, точка 12, рис. 2) возрастным аналогом подсвиты являются типичные морские осадки куяльницкого региояруса черноморской шкалы неогена (Невесская и др., 2004), охарактеризованные малакофауной. Здесь, в осевой зоне Западно-Кубанского прогиба, их кровля описана по скважинам на глубине 150 м, а мощность достигает 200–300 м (Геология..., 1968; Стратиграфия..., 1986). Сумма приведенных данных позволяет считать, что отложения основной части нижнебелореченской подсвиты (пачка 2) имеют лиманно-дельтовое происхождение и накапливались в пределах низменной приморской аккумулятивной равнины с многочисленными

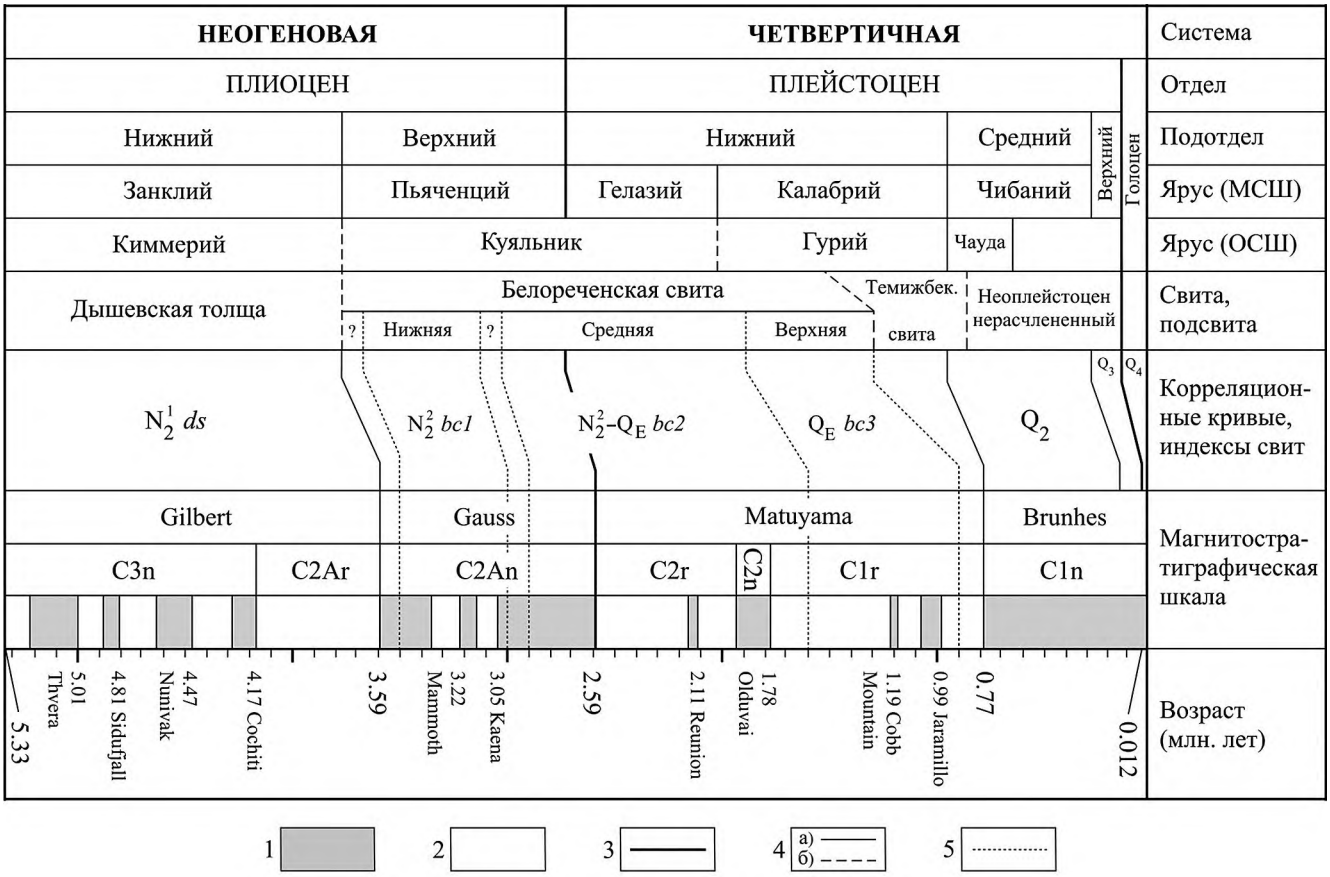


Рис. 11. Схема соотношений плиоцен-четвертичных отложений Западно-Кубанского прогиба и Адыгейского выступа с международной стратиграфической (МСШ), общей стратиграфической (ОСШ) и магнитостратиграфической шкалами. 1 – прямая полярность; 2 – обратная полярность; 3 – границы отделов; 4 – границы подотделов, ярусов и свит: а – установленные, б – предполагаемые; 5 – границы подсвит.

дельтами блуждающих рек, подобной современной Кубано-Приазовской низменности и испытывавшей периодические ингрессии солоноватоводного раннекуяльницкого бассейна. Прекращение врезания и аккумулятивный режим развития низменности во время накопления осадков пачки 2 объясняется сокращением эрозионной способности рек за счет существенного поднятия базиса эрозии во время трансгрессии. За прошедшие 3 млн лет эта равнина на фоне продолжающейся аккумуляции была поднята всего на 100–200 м до современных высот, что свидетельствует о продолжающемся развитии Западно-Кубанского прогиба.

Сумма приведенных выше данных позволяет условно провести нижнюю границу среднебелореченской подсвиты по отметке 2.9 млн лет. При этом учитывается, что отложения пачки 3 охватывают существенную часть верхнего Гаусса, но повсеместно залегают на пачке 2 с размывом. Верхняя граница подсвиты также проведена условно по отметке 1.6 млн лет на основании того, что ее верхняя часть (пачка 6) попадает в зону обратной намагниченности над эпизодом Олдувей, но не захватывает палеомагнитный эпизод Гильса (1.584 млн лет). Таким образом, возраст подсвиты оценивается нами в интервале 2.9–1.6 млн лет (верхи эпохи Гаусс, нижняя часть эпохи Матуяма с эпизодом Реюньон, эпизод Олдувей, низы верхней части эпохи Матуяма, т.е. последние 300 тыс. лет хрона C2An, хроны C2r и C2n, нижняя часть хрона C1r).

Озерный характер отложений пачек 5 и 6 среднебелореченской подсвиты, сходных по облику с описанными выше отложениями пачки 2, а также их возрастные характеристики позволяют утверждать, что осадки накопились в эпоху позднекуяльницкой трансгрессии. Преобладание озерных фаций связано с формированием озерно-аллювиальной равнины на плоской территории Западного Предкавказья той эпохи в условиях поднятия базиса эрозии палеорек бассейна р. Кубань. Следовательно, формирование этих отложений в пределах Адыгейского выступа также происходило

в озерах-лиманах в условиях низкой, близкой к уровню моря, аккумулятивной равнины.

Датировки границ верхнебелореченской подсвиты также условны и проводятся нами в интервале 1.6–0.9 млн лет. Отложения подсвиты представляют собой типичный галечный аллювий горных рек, формировавшийся на начальном этапе прорезания озерно-аллювиальной западнокубанской равнины акчагыльского возраста. Верхняя граница подсвиты обосновывается тем, что отложения намагничены отрицательно и явно относятся к надолдувейской части эпохи Матуяма. Верхняя часть подсвиты представлена в разрезе Веселый аллювием ярко выраженной палеодолины (рис. 2), врезанной в отложения среднебелореченской подсвиты. В верхней части разреза отчетливо выделяется эпизод прямой намагниченности, над которым отобрано еще несколько обратно намагниченных образцов. Данный эпизод может быть интерпретирован либо как Харамильо (1.071–0.990 млн лет), либо как Коб Маунтин (1.208–1.187 млн лет). Более вероятен первый вариант в связи с большей продолжительностью и, соответственно, с большей вероятностью обнаружения.

Таким образом, мы оцениваем возрастные границы белореченской свиты в 3.5–0.9 млн лет. Она является первым и наиболее мощным звеном типичных грубых моласс западной части Предкавказского прогиба, сформировавшихся в результате увеличения уклонов и энергии рек за счет активизации орогенных поднятий.

Молассовые отложения и тектоническая активность Кавказа

Время начала формирования Кавказского острова, описанного во многих палеореконструкциях (Сафронов, 1972; Белуженко, 2006; Попов и др., 2010), дискуссионно. Проведенные исследования показывают, что западно- и, вероятно, центральнокавказская суша, как источник сноса обломочного материала, существовала уже в среднем миоцене. При этом в среднем и позднем сармате Кавказский остров включал в себя только Центральный, Западный, а также Северо-Западный Кавказ. Об этом свидетельствуют, во-первых, находки представителей наземной малакофауны (Стеклов, 1966), а также листовых отпечатков флоры в средне- и позднемиоценовых отложениях Западного Предкавказья (Корсаков и др., 2013); во-вторых, распространение галечных, а местами и валунных конгломератов в Восточно-Кубанской впадине и Западно-Кубанском прогибе; в-третьих, тот факт, что морских отложений сармата не обнаружено ни в осевой зоне, ни в пределах макросклонов данных сегментов горной системы. При этом на Восточном и Юго-Восточном Кавказе морские осадки верхнего сармата описаны в осевой зоне на высотах до 3600 м (Будагов, 1973; Trikhunkov et al., 2021).

Однако характер крупнообломочных отложений, их состав и спорадическое распространение в осадочном разрезе прогиба свидетельствуют об отсутствии высоких или даже средневысотных гор, которые могли бы служить непрерывным источником грубых моласс на протяжении миоцена и киммерия. Они представлены только базальными конгломератами, сложенными обломками исключительно осадочных пород, размывавшихся недалеко от места их отложения. Даже достаточно мощные (до 10 м) крупногалечные толщи верхнего сармата в восточной части Восточно-Кубанской впадины на границе со Ставропольским сводом имеют осадочный состав. Возможно, последние являются индикатором позднесарматского импульса коллизии и горообразования, описанного многими авторами (Милановский, 1968; Хаин и др., 2006; Тектоника..., 2009; Kangarli et al., 2018) и связанного с усилением давления Аравийского индентора на весь Аравийско-Кавказский регион. Однако мы считаем, что этот импульс не привел к развитию высокогорий с расчлененным рельефом. Если и предполагать аллювиальный генезис данных базальных конгломератов, то их состав свидетельствует о том, что кристаллическое ядро кавказского орогена в то время не обнажалось даже на Центральном Кавказе, что является аргументом в пользу отсутствия в пределах Кавказского острова расчлененного высокогорного рельефа.

Наличие в составе средне-позднемиоценовых базальных конгломератов Западно-Кубанского прогиба крупной гальки и даже местами валунов, сносившихся с низкогорного и по сей день Северо-Западного Кавказа и состоящих при этом только из осадочных пород, ставит под сомнение их аллювиальный генезис. Во-первых, типичные песчано-галечные аллювиальные фации верхнебелореченской подсвиты и среднеплейстоценовые галечники, возникшие уже во время достоверного существования высокогорий, представлены только средне-, реже крупноразмерной галькой. Во-вторых, последние имеют полимиктовый состав, говорящий о широком ареале и глубоком размыве источников их сноса в условиях резкорасчлененного горного рельефа. Фации крупнообломочных отложений среднего–верхнего миоцена в составе морских свит Восточно-Кубанской впадины и Западно-Кубанского прогиба представлены преимущественно базальными конгломератами, накопившимися близ береговых линий мелководных морей. Они являются начальными элементами трансгрессивных серий отложений, фиксирующими смену денудационных этапов развития Кавказского острова этапами устойчивого осадконакопления в эпохи трансгрессий. Галечная, а местами валунная размерность этих осадков, а также их концентрация в предгорных прогибах и отсутствие в более

северных районах Скифской плиты (Геология..., 1968) исключают возможность их транспортировки с Русской равнины. Однако при этом невозможно представить себе в пределах сравнительно небольшого по площади и невысокого Кавказского острова существование реки со столь высокой эрозионной способностью, которая была бы достаточной для транспортировки крупной гальки и валунов на десятки и сотни километров, если даже современные реки региона не выносят валунов в предгорные прогибы. Сумма этих фактов – галечная и даже валунная размерность моласс, присутствие обломков исключительно осадочных пород – заставляет нас исключить их дальнюю транспортировку реками и считать, что базальные конгломераты нижних моласс Западно-Кубанского прогиба, Адыгейского выступа и Восточно-Кубанской впадины имеют абразионное происхождение. Первая свита типичных субконтинентальных отложений – гавердовская – представлена лишь песчано-глинистыми фракциями аллювия пра-Белой и пра-Пшехи (Белуженко, 2006). Вся сумма приведенных фактов указывает на то, что Кавказский остров имел равнинный или, максимум, низкогорный рельеф вплоть до киммерийской эпохи.

В киммерийское время территории Восточно-Кубанской впадины и Адыгейского выступа испытали инверсию тектонического режима и были втянуты в поднятия западнокавказской моноклинали. Об этом свидетельствуют перерыв в осадконакоплении и существенное угловое несогласие между осадками гавердовской и белореченской свит. Изменение литолого-петрографического состава гальки говорит о вскрытии в киммерийскую эпоху кристаллического ядра Западного Кавказа. Поднятие сегментов прогиба, разделенных поперечными разломами, происходило поэтапно. В частности, Пшехский блок Адыгейского выступа в междуречье Пшехи и Белой испытал инверсию своего развития позже – только в апшеронское время (рис. 2). При этом латеральные сдвиговые перемещения по поперечным разломам Пшехско-Адлерской зоны, разграничивающим Западный и Северо-Западный Кавказ и обособляющим Адыгейский выступ, сменились вертикальными движениями.

Поднятия киммерийской эпохи описываются и в других частях горной системы и предполагаются преимущественно на основании резкого огрубления моласс. Однако, как показано в работе (Trikhunkov et al., 2021), появление грубых моласс киммерия – континентальных аналогов продуктивной толщи в Восточном Предкавказье и Кусаро-Дивичинском прогибе, прежде всего, является результатом увеличения энергии рек при резком опускании базиса эрозии во время балаханской регрессии Каспия до –750 м (Свиточ, 2014), а не поднятий горной системы. Черноморский базис эрозии, в отличие от Каспийского, не испытывал столь резких и глубоких опусканий на протяжении плиоцена (Невесская и др., 2004; Свиточ, 2014). В частности, киммерийские морские осадки присутствуют в Западно-Кубанском прогибе в бассейнах рек Псекупс, Пшиш и даже Пшеха (рис. 2). В связи с этим можно утверждать, что накопление отложений белореченской свиты является результатом увеличения уклонов и энергии рек за счет активизации орогенных поднятий водоразделов. Однако мы не можем сказать о существенной амплитуде киммерийских поднятий и на Западном Кавказе, поскольку увеличение энергии рек, вызванное ими, оказалось несущественным. Фактически результатом размыва возникших в ту эпоху горных сооружений является только маломощная пачка 1 нижнебелореченской подсвиты, представленная мелкоразмерными галечниками, гравием и песками. При этом субконтинентальный характер вышележащих осадков нижне- и среднебелореченской подсвит с тонкообломочными лиманно-дельтовыми отложениями пачек 2, 5 и 6 свидетельствует о крайне слабой энергии пра-Лабы, пра-Белой и пра-Пшехи. Их долины были плохо разработаны, и реки имели блуждающий характер (Сафронов, 1957). Безусловно, на это отчасти повлиял подъем базиса эрозии во время этапов куяльницкой трансгрессии. Однако в целом изложенные факты указывают на то, что киммерийские и последующие поднятия Западного Кавказа и тем более Северо-Западного Кавказа не были значительными и компенсировались денудацией вплоть до начала апшерона.

Некомпенсированные орогенные поднятия Западного Кавказа начались только в апшероне (калабрии). Их результатом стало формирование преимущественно среднеобломочных галечников верхнебелореченской подсвиты. В отличие от нижележащих озерных отложений, распространенных на обширных площадях, они представляют собой типичный аллювий горных рек и развиты в верхних частях цоколя высоких террас Белой. Это свидетельствует об усилении энергии рек в результате ускорения поднятий и начале формирования еще неглубоких на тот момент долинных врезов.

В среднем плейстоцене поднятия усилились, что привело к формированию покровных галечников-валунников, развитых во всех исследованных разрезах территории Адыгейского выступа и Западно-Кубанского прогиба. Они формируют аккумулятивный чехол высоких террас Белой, Пшехи, Пшиша и Псекупса. Прямая полярность, а также облик обнаруженных в этих отложениях ашельских орудий (Щелинский и др., 2021) заставляют относить их к бакинскому времени или к более поздним этапам среднего плейстоцена. Данные отложения с размывом перекрывают различные элементы сводного разреза белореченской свиты и, помимо размерности, отличаются характерной железисто-бурой окраской (рис. 7). Вероятно, они имеют

флювиогляциальное происхождение и вынесены в прогиб мощными реками, энергия которых дополнительно усиливалась в эпохи дегляциации на фоне орогенных поднятий. Современные долины рек региона выработаны уже в толще данных покровных галечников-валунников в среднем – позднем плейстоцене (рис. 2).

Отложения верхнебелореченской подсвиты и валунно-галечные толщи среднего плейстоцена напоминают молассы подгорных шлейфов, аналогичные описанным в предгорьях Восточного и Юго-Восточного Кавказа (Милановский, 1968; Trikhunkov et al., 2021). Последовательное укрупнение их гранулометрического состава происходило на фоне ускорения орогенических движений.

Основная часть Западно-Кубанского прогиба, примыкающая к Северо-Западному Кавказу, не затронута орогеническими процессами и развивается в режиме прогиба по сей день. Вероятно, это связано с тем, что примыкающий к прогибу Северо-Западный Кавказ не испытал существенных новейших восходящих движений, в отличие от Западного Кавказа. В пределах Западно-Кубанского прогиба в разрезе Игнатенков Куток грубых моласс апшеронского времени не наблюдается (рис. 10). Мелко-среднеразмерные галечники появляются здесь только в среднем плейстоцене. Разрез расположен в долине р. Псекупс, в сходной геоморфологической позиции на равном удалении от подножий горной системы с разрезами Кругозор или Белореченский. Истоки Псекупса стекают с водоразделов Северо-Западного Кавказа, не превышающих на данный момент 1 км (г. Агой – 994 м). Учитывая общие орогенные тенденции региона, на момент формирования галечников поднятия Северо-Западного Кавказа не могли превышать и полукилометра. Следовательно, энергии водотоков, стекающих с холмогорий Северо-Западного Кавказа, было достаточно для формирования мелко-среднеразмерных фракций верхних моласс. При учете того, что климат и, соответственно, скорость эрозии на Северо-Западном и Западном Кавказе не различаются сейчас и не могли различаться в прошлом, следует заключить, что до появления аллювиальных галечников в основании белореченской свиты на рубеже киммерия–акчагыла в осевой зоне Западного Кавказа в верховьях Белой преобладал низкогорный, не превышающий 500–1000 м, рельеф.

Коллизионные деформации продолжаются по сей день. Преобладание субмеридионального сжатия в пределах горной системы регистрируется повсеместно (Маринин, Расцветаев, 2008). В частности, нами описаны многочисленные активные складчатые и разрывные деформации как в осевой зоне Западного и Северо-Западного Кавказа, так и в зоне Таманской периклинали (Трихунков, 2016; Трихунков и др., 2018, 2019; Trikhunkov et al., 2019). Однако амплитуда поднятий этих сегментов Большого Кавказа, начавшихся синхронно в среднем миоцене, на данный момент отличается как минимум вдвое. При учете одинаковых климатических условий и скорости денудации минимальная разность в величине поднятий Западного и Северо-Западного Кавказа за последние 3.6 млн лет от времени начала накопления грубых моласс составляет 2200–2300 м без учета размыва. В связи с этим природу поднятий нельзя объяснить только коллизией. Развитие полной линейной складчатости Северо-Западного Кавказа привело лишь к формированию его низко-среднегорного рельефа. Коллизия Западного Кавказа началась раньше, протекала с большей интенсивностью и на данный момент сменилась преимущественно постколлизионными поднятиями, природа которых подробно описана В.Г. Трифоновым и соавторами (2012). Именно этим и можно объяснить угасание активности сдвиговых перемещений по разломам Пшехско-Адлерской зоны и их смену вертикальными движениями.

Некоторые аспекты динамики климата и ландшафтов Предкавказья в плиоцене–квартере

Климат и ландшафты времени отложения белореченской свиты в позднем плиоцене и раннем плейстоцене реконструируются на основе биотических и, отчасти, геохимических данных. Палинологический спектр образцов из нижней части нижнебелореченской подсвиты (3.5–3.0 млн лет) на контакте пачек 1 и 2 показывает доминирование хвойных лесов и является отражением прохладного и влажного климата, характерного для Западного Кавказа в киммерии–начале акчагыла до плиоценового климатического оптимума. Это, в свою очередь, объясняет отсутствие карбонатного цемента в данном горизонте подсвиты. Во время накопления основной лиманно-дельтовой части подсвиты (пачка 2), в регионе преобладали мезофитные лесные сообщества, отвечающие оптимальным климатическим условиям позднего плиоцена. Об этом свидетельствует богатая и разнообразная фауна позвоночных с присутствием теплолюбивых неогеновых форм и преобладанием животных, обитавших в лесных и околоводных биотопах. Вероятно, в связи с потеплением и некоторой аридизацией выше по разрезу в толще озерно-лиманных глинисто-алевритистых отложений пачки 2 карбонатность осадков увеличивается.

Озерно-аллювиальная среднебелореченская подсвита раннего плейстоцена накапливалась в основном в теплых семиаридных условиях. Об этом свидетельствует повышенная карбонатизация ее основного объема вплоть до пачки 6. Можно предположить, что карбонатизация вторична и связана с привносом карбоната кальция из галечных

толщ, содержащих обломки известняков, доломитов и мергелей, в обилии встречающихся как в Лабино-Малкинской зоне, так и в осевой зоне Западного и Северо-Западного Кавказа в верховьях бассейна р. Белая. Однако галечники сходного литолого-петрографического состава содержатся и в более высоких горизонтах подсвиты (пачка 6), а также в верхнебелореченской подсвите, где карбонатной цементации не наблюдается вовсе. В связи с этим мы считаем, что карбонатизация первична и связана с аридным типом седиментогенеза данной эпохи. Эти выводы подтверждаются присутствием в разрезе ГЭС ассоциации животных раннеплейстоценового псекупского комплекса Восточной Европы, включающего обитателей открытых и полуоткрытых биотопов саванноподобных ландшафтов, таких как южный слон Archidiskodon meridionalis meridionalis. Резкая смена вещественного состава осадков, в том числе степени карбонатизации, на рубеже формирования пачек 5 и 6 (рис. 7) может свидетельствовать об изменении климата в сторону похолодания, увлажнения или и того и другого сразу.

Верхнебелореченская подсвита (апшерон/гурий), а также вышележащие грубые некарбонатные осадки отлагались во время более холодного интервала верхов нижнего плейстоцена – среднего плейстоцена. Формирование этих молассовых толщ происходило на этапе начала заложения широких долин современных рек в условиях резкого усиления их эрозионной способности на фоне активного подъема Западного Кавказа. Орогенные поднятия могли послужить одним из главных факторов изменения климата Предкавказья, осложнив адвекцию тропических воздушных масс из Закавказья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Белореченская свита датируется в интервале 3.5–0.9 млн лет и является первым и наиболее мощным звеном грубых моласс западной части Предкавказского прогиба, сформировавшихся в результате увеличения уклонов и энергии рек за счет активизации орогенных поднятий. Свита разделяется на три подсвиты: нижне-, средне- и верхнебелореченскую, отвечающие трем эрозионно-аккумулятивным циклам накопления моласс. Нижняя и средняя подсвиты являются переходными от нижних к верхним молассам и представлены субконтинентальными преимущественно песчано-глинистыми с карбонатной цементацией отложениями бассейна, связанного с базисом эрозии куяльницкого моря-озера, с участием аллювиально-дельтовых галечников и песков кавказских палеорек и датируются в интервале от 3.5 до 3.0 млн лет и от 2.9 до 1.6 млн лет соответственно. Верхнебелореченская подсвита представлена типичными для верхней молассы галечными аллювиальными отложениями без карбонатной цементации. Она сформировалась на этапе начала заложения широких долин современных рек в условиях резкого усиления их эрозионной способности на фоне активного подъема Западного Кавказа в апшероне (гурии).

2. Подсвиты белореченской свиты последовательно приобретают все более грубообломочный характер, что свидетельствует об ускорении поднятий Западного Кавказа. Их максимальная интенсивность наблюдается в апшеронское время и позднее, в среднем плейстоцене. Это отражается в “грубости” отложений верхнебелореченской подсвиты, а также во втягивании в поднятия этой эпохи территории Адыгейского выступа и формировании здесь первичного расчлененного рельефа. В бассейне р. Псекупс подобного ускорения поднятий не наблюдается: раннеплейстоценовые отложения здесь представлены песчано-глинистыми фракциями, среднеплейстоценовые отложения имеют мелко-среднегалечную размерность, а Западно-Кубанский прогиб не затронут новейшими поднятиями, имеет низменный нерасчлененный рельеф и продолжает свое развитие как зона аккумуляции моласс.

3. Минимальная осредненная скорость поднятий Западного Кавказа в бассейне р. Белая (г. Чугуш, 3238 м) составляет 0.8 мм/год за последние 4 млн лет. Однако со времени начала некомпенсированных поднятий в апшероне (~1.6 млн лет назад) она увеличилась до 1.7 мм/год. Эти значения существенно занижены, поскольку расчеты не учитывают объем эродированного материала, а скорость размыва в условиях влажного климата Западного Кавказа при этом существенно превосходит таковую для более восточных сегментов горной системы. Минимальная оценочная скорость поднятий Северо-Западного Кавказа в бассейне р. Псекупс (г. Агой, 994 м) составляет 0.64 мм/год за последние 780 тыс. лет от начала среднего плейстоцена. При учете одинаковых климатических условий и скорости денудации в пределах Западного и Северо-Западного Кавказа минимальная разность в величине их новейших поднятий составляет 2200–2300 м без учета размыва. Литофациальный анализ и датировки отложений белореченской свиты позволяют утверждать, что данная разность накопилась преимущественно за время с начала апшерона.

4. Новейшие поднятия Западного Кавказа начались не позднее чокрака с ускорением в позднем сармате и киммерии. Они концентрировались в осевой зоне горного сооружения, не превышая равнинных-низкогорных значений. Зона северного крыла и предгорных прогибов располагалась на низменных высотах и неоднократно затоплялась морями вплоть до куяльника включительно. Апшерон-среднеплейстоценовое ускорение орогенных поднятий Западного Кавказа на 8 млн лет отстает от сарматского пика максимального сжатия

и коллизии. Деформации той эпохи привели лишь к формированию низкогорий, подобных современному Северо-Западному Кавказу. К воздыманию Западного Кавказа минимум на 2500–2800 м за 1.7 млн лет привело главным образом общее поднятие Кавказской горной страны, а не дифференцированные складчато-разрывные движения. Коллизия Западного Кавказа началась раньше коллизии Северо-Западного Кавказа, протекала с большей интенсивностью и на данный момент сменилась преимущественно позднеколлизионными поднятиями. Именно этим и можно объяснить угасание в плиоцене–квартере активности сдвиговых перемещений по разломам Пшехско-Адлерской зоны и их смену вертикальными движениями. Северо-Западный Кавказ, отделенный данной разломной зоной, по-прежнему находится на коллизионном этапе развития и, несмотря на формирование полной линейной складчатости, обладает преимущественно низкогорным рельефом.

5. Климат и ландшафты времени отложения белореченской свиты в позднем плиоцене и раннем плейстоцене реконструируются на основе биотических данных. Накопление нижнебелореченской подсвиты происходило в озерно-аллювиальных водоемах, по берегам которых произрастали леса оптимальной фазы позднего плиоцена. Для среднебелореченской подсвиты раннего плейстоцена реконструируются лесостепные стации. Верхнебелореченская подсвита, а также вышележащие грубые некарбонатные осадки отлагались во время более холодного интервала конца раннего, среднего и позднего плейстоцена. Орогенные поднятия могли послужить одним из главных факторов изменения климата Предкавказья, осложнив адвекцию тропических воздушных масс из Закавказья.

Благодарности. Коллектив авторов выражает благодарность В.Г. Трифонову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за ценные консультации, помощь в организации полевых работ и подготовке данной статьи. Также мы благодарим участников полевых и камеральных работ С.В. Куршакова, М.В. Сотникову, М.А. Васильеву, И.А. Надуткина, Л.Н. Гаврилова, А.Х. Медведева, А.Г. Панасюка.

Источники финансирования. Дистанционные геолого-геоморфологические исследования выполнены в рамках работ по бюджетной теме ГИН РАН № FMMG-2023-0006. Магнитостратиграфические исследования выполнены в рамках Гостемы ИФЗ РАН. Полевые работы, палеонтологические и стратиграфические исследования, а также подготовка статьи осуществлены при поддержке гранта РНФ № 22-17-00249 “Плиоцен-раннеплейстоценовая перестройка структурного плана Аравийско-Кавказского региона и ее влияние на палеогеографические обстановки, динамику биоты и среду расселения древнего человека”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы // Тр. ГИН АН СССР. 1977. Вып. 300. 168 с.

Белуженко Е.В. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс–Белая (Северо-Западный Кавказ). Статья 1. Средний миоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002а. Т. 77. Вып. 1. С. 47–59.

Белуженко Е.В. Стратиграфия средне-верхнемиоценовых и плиоценовых отложений междуречья Псекупс–Белая (Северо-Западный Кавказ). Статья 2. Верхний миоцен и плиоцен // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002б. Т. 78. Вып. 2. С. 51–61.

Белуженко Е.В. Некоторые проблемы стратиграфии неогеновых и эоплейстоценовых отложений Западного Кавказа и Предкавказья // Региональная геология и металлогения. 2005. Т. 25. С. 110–118.

Белуженко Е.В. Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена–эоплейстоцена Западного Предкавказья. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Московский гос. ун-т, 2006. 171 с.

Белуженко Е.В. Верхнемиоцен-эоплейстоценовые грубообломочные отложения Западного и Центрального Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 78–95

Белуженко Е.В., Бурова Ж.В. Субконтинентальные верхнемиоцен-плиоценовые отложения р. Белой (гавердовская свита) // Достижения и проблемы геологии, минерально-сырьевой базы и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С. 85–94.

Белуженко Е.В., Письменная Н.С. Континентальные отложения верхнего миоцена–эоплейстоцена Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 82–101.

Белуженко Е.В., Письменная Н.С. Использование местных и вспомогательных стратиграфических подразделений неогеновых отложений Северного Кавказа и Предкавказья при геологической съемке // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 1. С. 21–34.

Белуженко Е.В., Волкодав И.Г., Деркачева М.Г., Корсаков С.Г., Соколов В.В., Черных В.И. Олигоценовые и неогеновые отложения долины реки Белой (Адыгея). Майкоп: Изд-во Адыгейского гос. ун-та, 2007. 110 с.

Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: Элм, 1973. 246 с.

Буряк В.Н. Миоценовые отложения восточной Кубани // Тр. Краснодарского филиала ВПИГПИ. 1960. Вып. 3. С. 67–81.

Вангенгейм Э.А., Певзнер М.Н., Тесаков А.С. Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегионе псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. С. 81–93.

Великовская Е.М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 5. С. 83–95.

Великовская Е.М. Основные черты строения континентальных неогеновых отложений северных предгорий западной части Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. XXXIV. Вып. 2. С. 52–68.

Геология СССР. Том 9. Северный Кавказ. Москва: Недра, 1968. 760 с.

Геологические формации Западного Предкавказья. Ред. Шарданов А.Н. М.: Наука, 1973. 156 с.

Геоморфологическая карта СССР. Масштаб 1:2500000. М.: ГУГК, 1987. 16 л.

Государственная геологическая карта СССР. Сер. Кавказская. Листы L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Масштаб 1 : 200000. М.: Всесоюзный аэрогеологический трест МинГео СССР, 1971.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. второе. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXXIV (Туапсе). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2002. 182 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Издание второе. Сер. Кавказская. Листы L-37-XXXIV, XXXV, XXXVI. Масштаб 1 : 200000. Ред. Ростовцев К.О. Кавказгеолсъемка, 2004.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Изд. второе. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXXVI (Невинномысск). Объяснительная записка [Электронный ресурс]. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2021.

Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение кавказских краевых прогибов в кайнозое. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2007. 263 с.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Издание второе. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2013. 308 с.

Лебедева Н.А. Стратиграфия неогеново-четвертичных отложений Кубанского прогиба // VI конгресс INQUA (доклады советских геологов). Варшава, 1961. С. 117–129.

Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и соотношение их с морскими толщами // Тр. ГИН АН СССР. 1963. Вып. 84. 108 с.

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 178 с.

Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Ред. Глико А.О., Леонов Ю.Г. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191–224.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: ПИН РАН, 2004. 83 с.

Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.

Сафронов И.Н. Материалы к истории речной сети Северо-Западного Кавказа // Тр. Ставропольского гос. педагогич. ин-та. 1957. Вып. 11. С. 31–52.

Сафронов И.Н. Плиоценовая и четвертичная история Западного Предкавказья // Мат. Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Сафронов И.Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. М.: Недра, 1972.

Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 2014. 271 с.

Стеклов А.А. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 262 с.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 608 с.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Т. XII. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1940.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986.

Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1 : 5000000. Гл. ред. Семенович В.В. и др. М.: Центргеология, 1983. 16 л.

Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка к тектонической карте Черноморско-Каспийского региона. Масштаб 1 : 2500 000. Ред. Хаин В.Е., Попков В.И. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2009. 213 с.

Тесаков А.С., Титов В.В., Сотникова М.В. Позднемиоценовые (туролийские) фауны млекопитающих юга Европейской России // Сборник научных трудов Ин-та геол. наук НАН Украины. 2013. Т. 6. Вып. 1. С. 164–176.

Тесаков А.С., Титов В.В., Сыромятникова Е.В. Биостратиграфическое обоснование возраста армавирской свиты (верхний миоцен, Краснодарский край) // Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Мат. LX сессии Палеонтологического общества, 7–11 апреля 2014 г., Санкт-Петербург. С. 178–180.

Трифонов В.Г., Иванова Т.П., Бачманов Д.М. Новейшее горообразование в геодинамической эволюции центральной части Альпийско-Гималайского пояса // Геотектоника. 2012. № 5. С. 3–21.

Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.

Трихунков Я.И., Гайдаленок О.В., Бачманов Д.М., Маринин А.В. Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. 2018. № 4. С. 77–92.

Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. 2019. № 4. С. 78–99.

Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2006. № 2. С. 98–106.

Щелинский В.Е., Трихунков Я.И., Симакова А.Н. Археологические исследования разреза с фауной псекупского комплекса раннего плейстоцена на р. Псекупс у станицы Саратовской (предгорья СЗ Кавказа): первые результаты // Пути эволюционной географии. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко. М.: Институт географии РАН. 2021. С. 743–747.

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во Московского гос. ун-та, 2012. 264 с.

Consortium for Spatial Information (CGIAR-CSI), 2017. SRTM 90m Digital Elevation Database, 4.1. Available from: URL. http://srtm.csi.cgiar.org/. Accessed: June 6, 2023.

Enkin R.J. A Computer Program Package for Analysis and Presentation of Palaeomagnetic Data: Pacific Geoscience Centre. Geol. Surv. Can., 1994. 16 p.

Hilgen F.J., Lourens L.J., van Dam J.A. The Neogene Period // The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Oxford: Elsevier, 2012. P. 924–956.

International Gravimetric Bureau, WGM2012 Earth's gravity anomalies, 2012. Available from: URL. http://bgi.obs-mip.fr/. Accessed: June 6, 2023.

Kangarli T.N., Kadirov F.A., Yetirmishli G.J., Aliyev F.A., Kazimova S.E., Aliyev A.M., Safarov R.T., Vahabov U.G. Recent geodynamics, active faults and earthquake focal mechanisms of the zone of pseudosubduction interaction between the Northern and Southern Caucasus microplates in the southern slope of the Greater Caucasus // Geodyn. Tectonophys. 2018. V. 9 (4). P. 1099–1126.

Kirschvink J.L. The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1980. V. 6. P. 699–718.

Krijgsman W., Tesakov A., Yanina T., Lazarev S., Danukalova G., Van Baak C.G.C., Agustí J., Alçiçek M.C., Aliyeva E., Bista D., Bruch A., Büyükmeriç Y., Bukhsianidze M., Flecker R., Frolov P., Hoyle T.M., Jorissen E.L., Kirscher U., Koriche S.A., Kroonenberg S.B., Lordkipanidze D., Oms O., Rausch L., Singarayer J., Stoica M., van de Velde S., Titov V.V., Wesselingh F.P. Quaternary time scales for the Pontocaspian domain: interbasinal connectivity and faunal evolution // Earth Sci. Rev. 2019. V. 188. P. 1–40.

Ogg J.G. Geomagnetic Polarity Time Scale // The Geologic Time Scale 2012. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Oxford: Elsevier, 2012. P. 85–113.

Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E. The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus). Tbilisi: Georgian National Museum of Paleobiology, 2011. 200 p.

Tan N., Ramstein G., Dumas C., Contoux C., Ladant J.-B., Sepulchre P., Zhang Z.S., De Schepper S. Exploring the MIS M2 glaciation occurring during a warm and high atmospheric CO_2 Pliocene background climate // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 472. P. 266–276.

Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N., Frolov P.D., Syromyatnikova E.V., Kurshakov S.V., Volkova N.V., Trikhunkov Ya.I., Sotnikova M.V., Kruskop S.V., Zelenkov N.V., Tesakova E.M., Palatov D.M. Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology // Fossil Imprint. 2017. V. 73. № 3–4. P. 383–444.

Trikhunkov Ya.I., Zelenin E.A., Shalaeva E.A., Marinin A.V., Novenko E. Yu., Frolov P.D., Revunova A.O., Novikova A.V., Kolesnichenko A.A. Quaternary river terraces as indicators of the Northwestern Caucasus active tectonics // Quaternary Int. 2019. V. 509. P. 62–72.

Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Simakova A.N., Popov S.V., Bylinskaya M.E., Aliyev F.A. Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylian marine deposits and continental molasses // Quaternary Int. 2021. V. 605–606. P. 349–363.

Рецензенты Л.А. Головина,
М.Г. Леонов, В.Г. Трифонов

Upper Pliocene–Lower Pleistocene Upper Molasse Belorechensk Formation of Western Ciscaucasia in Context of Regional Neotectonics and Paleogeography

Ya. I. Trikhunkov[a], D. M. Bachmanov[a], A. S. Tesakov[a], V. V. Titov[b, c], V. S. Lomov[a], S. A. Sokolov[a, #], A. V. Latyshev[d, e], A.N. Simakova[a], E. V. Syromyatnikova[f], H. Çelik[g], V. E. Shchelinsky[h], P. D. Frolov[a], E. A. Shalaeva[a], P. P. Nikolskaya[a]

[a]*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[b]*Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia*
[c]*Biology and Biotechnology Academy of the Southern Federal University, Rostov-on-Don, Russia*
[d]*Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[e]*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*
[f]*Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[g]*Firat University, Elazig, Turkey*
[h]*Institute for the History of Material Culture, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*
[#]*e-mail: sokolov-gin@yandex.ru*

Molasses of foredeeps are important indicators of the newest orogenic uplifts, as well as the data source on climate and landscape changes. One of the fullest sections of Neogene–Quaternary deposits is studied in valleys of the Belaya, Pshekha, and Psekups Rivers at the junction of the Western and Northwestern Caucasus with Eastern Kuban and Western Kuban foredeeps. The formation of the deposits corresponds to the main evolution stages of the Great Caucasus orogen, as well as the foredeeps. Summary of extensive published and original tectonostratigraphic materials has shown that the lowland and then hilly relief in an axial zone of Western Caucasus existed since, at least, from the Middle Miocene. At the same time, the northern flank of the present-day orogen and the foredeeps were located at the sea level and were repeatedly flooded by the seas up to the Kuyalnikian (Piacenzian–Gelasian) time, and the Western Kuban Foredeep – even later. The main data on stratigraphy of the upper molasses and Pliocene–Quaternary tectonic movements of the region are based on facies analysis and bio- and magnetostratigraphic studies of the Upper Pliocene–Lower Pleistocene Belorechensk Formation. Its sedimentation started at the beginning of the Kuyalnikian as a result of an increase of the energy of mountain rivers due to the uplift of riverheads. It is stated that the minimum averaged rate of uplift of the Western Caucasus in the basin of the Belaya River is 0.8 mm/year over last 4 Ma with acceleration up to 1.7 mm/year from the beginning of the Calabrian. The Belorechensk Formation includes three subformations, which successively become coarser-clastic and correspond to the main stages of the accumulation of upper molasses in the Late Pliocene and Early Pleistocene during the intensification of uplifts and landscape-climate changes of Western Caucasus and Ciscaucasia.

Keywords: Ciscaucasian Foredeep, Western Caucasus, Adygean Ledge, Belorechensk Formation, molasses, neotectonics, stratigraphy, magnetostratigraphy, biostratigraphy, paleogeography

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 50–72

УДК 552.313.8

ВЫСОКОКАЛИЕВЫЕ ПОРОДЫ МАРСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНА ПОЗДНЕГО РИФЕЯ, БИРЮСИНСКИЙ ВЫСТУП, ЮГ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2024 г. А. Э. Изох[1, *], Е. Ф. Летникова[1], И. А. Избродин[1], А. В. Иванов[1], С. И. Школьник[1, 2], А. Г. Дорошкевич[1]

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

[2]*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

**e-mail: izokh@igm.nsc.ru*

Поступила в редакцию 04.07.2023 г.
После доработки 05.09.2023 г.
Принята к публикации 09.10.2023 г.

Исследования были сосредоточены в междуречье Мара–Каменка–Уват Бирюсинского выступа фундамента Сибирской платформы, где более полувека назад при поисковых работах на марганец был выделен Марский палеовулкан. Однако специфические вулканогенно-осадочные породы рассматривались в составе карагасской серии позднего рифея. Проведенные нами минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение высококалиевой пирокластики, игнимбритов, трахибазальтов, свидетельствующее о субаэральном взрывном характере вулканизма Марского вулкана. Возраст высококалиевого вулканизма определен на основе U–Th–Pb датирования циркона как 640 млн лет. Lu–Hf изотопная систематика циркона указывает на связь этого вулканизма с магмами мантийного генезиса. Состав и время образования изученных пород не позволяют соотносить их, как это считалось ранее, с осадочными позднерифейскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагасской серии и долеритами нерсинского интрузивного комплекса. Специфические минералого-петрографические особенности изученных пород позволяют использовать их как региональный стратиграфический репер.

Ключевые слова: высококалиевая пирокластика, зиминский щелочной интрузивный комплекс, поздний рифей, Присаянье

DOI: 10.31857/S0869592X24040031, **EDN:** CMIQAN

ВВЕДЕНИЕ

В Бирюсинском Присаянье на юге Сибирской платформы широко распространены магматические комплексы щелочных пород и карбонатитов позднего рифея, относимые к зиминскому интрузивному комплексу: Белозиминский (643 ± 4 млн лет и 645 ± 6 млн лет; Ярмолюк и др., 2005 и Doroshkevich et al., 2016 соответственно), Жидойский (632 ± 2 млн лет; Ярмолюк и др., 2005), Большетагнинский (644 ± 9 млн лет; Савельева и др., 2022) массивы (рис. 1). На широкое проявление в позднем рифее щелочного вулканизма, в том числе и высококалиевого (лампроитового), на этой территории указывал в своих работах К.Н. Егоров с соавторами (2010). Неопротерозойский рифтогенный магматизм на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет (Ярмолюк и др., 2005). При этом отклика этого тектономагматического события в позднедокембрийских осадочных последовательностях юга Сибирской платформы до настоящего момента не было установлено. Считалось, что в неопротерозое накопление осадочных пород Бирюсинского Присаянья происходило в обстановках мелководного шельфа в достаточно короткий интервал времени (Метелкин, 2012). При этом повсеместно в позднедокембрийских разрезах, представленных в основном породами карагасской серии, установлено широкое присутствие долеритов нерсинского комплекса с возрастами 787–718 млн лет (Гладкочуб и др., 2012; Романова и др., 2012), что ограничивает верхнюю границу осадконакопления этой серии.

Традиционно источниками поступления обломочного материала в осадочные бассейны Сибирской платформы считаются породы ее раннедокембрийского фундамента, а также магматические и вулканические образования, связанные с различными этапами ее тектономагматической активизации. В результате их разрушения происходило накопление осадков, где, как правило, обломки кварца

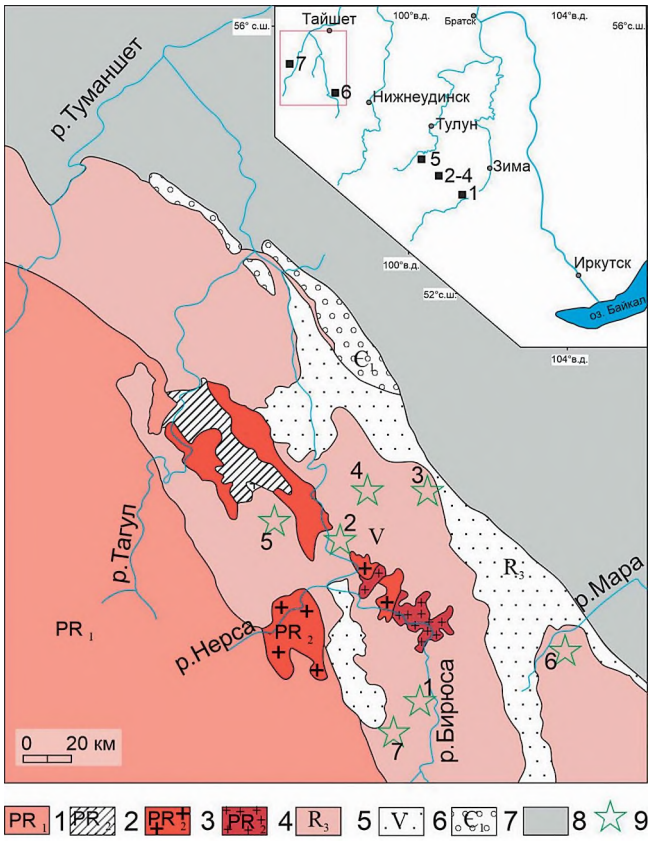


Рис. 1. Схема геологического строения Бирюсинского Присаянья по (Геологическая..., 2012).
1 – бирюсинская серия, PR_1; 2 – сублукская серия, PR_2; 3 – саянский интрузивный комплекс, PR_2; 4 – бирюсинский интрузивный комплекс, PR_2; 5 – карагасская серия, R_3; 6 – оселковая серия, V; 7 – усть-тагульская свита, $Є_1$; 8 – палеозойские породы Сибирской платформы; 9 – палеовулканы Бирюсинского Присаянья (1 – Бирюсинский-1, 2 – Бирюсинский-2, 3 – Изанский, 4 – Слюдянский, 5 – Тайшетский, 6 – Марский, 7 – Кременьшетский). На врезке показан район проведения исследований. Черные квадраты – выходы позднедокембрийских щелочных и высококалиевых пород юго-западной части Сибирской платформы: 1 – лампроиты; 2–4 – щелочные породы Белозиминского, Жидойского, Большетагнинского массивов соответственно; 5, 6 – ультракалиевые трахиты; 7 – слюдяные пикриты (Егоров и др., 2010).

значительно преобладали над другими. При этом в осадочных последовательностях позднего докембрия в южной части платформы встречаются обломочные породы, где среди обломков доминирует калиевый полевой шпат при подчиненном количестве кварца и плагиоклаза. Они характеризуются высокими содержаниями K_2O (5–14 мас.%) и низкими Na_2O (табл. 1). Высококалиевые породы ни в одном из изученных нами коренных обнажений не находятся в контакте с осадочными породами карагасской серии, а представляют собой отдельные, часто протяженные, обособленные фрагменты красноцветных последовательностей. В них наблюдается переслаивание обломочных пород от мелко- до грубозернистых, с текстурами от массивных до слоистых. Повсеместно встречаются конглобрекчии гравелитовой размерности, в которых при петрографических исследованиях определены измененные обломки вулканических пород. Высококалиевые породы резко отличаются по петрографическому, минеральному и геохимическому составу от кварцевых и кварц-двуполевошпатовых терригенных отложений карагасской серии, пород возможных источников сноса метаморфических пород фундамента Бирюсинской глыбы (сублукская свита) и гранитов саянского комплекса, но имеют общие геохимические характеристики с щелочными магматическими породами позднерифейского зиминского комплекса (Летникова и др., 2021). Эта их особенность оставалась до сих пор без должного внимания.

Цель настоящей статьи – показать, что формирование высококалиевых пород междуречья Мара–Каменка–Уват происходило в результате импульса эксплозивного вулканизма, синхронного с щелочным магматизмом зиминского комплекса (640 млн лет), и их отнесение к карагассой серии не правомерно.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химические характеристики высококалиевых пород (петрогенные, редкие и редкоземельные элементы) получены методами РФА и ICP-MS в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) СО РАН, Новосибирск.

Выделение циркона для U–Th–Pb датирования проводилось в ЦКП МИИ СО РАН по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в тяжелых жидкостях. Отбор монофракции циркона для изотопного анализа осуществлялся вручную под бинокулярным микроскопом. Внутреннее строение зерен циркона было изучено на сканирующем микроскопе JEOL JSM 6510LV (ЦКП МИИ СО РАН) в режиме катодолюминесценции. Определение U–Th–Pb возраста зерен циркона проводилось методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре Element XR (Thermo Finnigan) с системой лазерной абляции UP-213 с диаметром кратера 30–40 мкм. Для калибровки и контроля измерений в работе использованы стандарты цирконов GJ и 91500. Подробное описание методики представлено в работе (Костицын, Аносова, 2013). Полученные данные обрабатывали с помощью программы Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для цирконов древнее 1000 млн лет за возраст их кристаллизации в исходной породе принималось значение, рассчитанное по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, а для более молодых цирконов – по отношению $^{206}Pb/^{238}U$.

Таблица 1. Содержания породообразующих оксидов (мас.%), малых и редкоземельных элементов (мкг/г) в высококалиевых породах, докембрийских кристаллических сланцах и гранитоидах Бирюсинского Присаянья

Компонент	Номер образца					
	М41/07	С38/07	А-542-81	А-543-81	К13/14	1097
SiO_2	53.97	75.38	51.97	61.71	67.37	71.97
TiO_2	0.58	0.43	0.61	0.73	0.76	0.24
Al_2O_3	10.35	11.65	14	16.24	14.7	14.15
Fe_2O_3*	1.82	1.09	5.58	4.94	6.3	2.81
MnO	0.08	0.01	0.07	0.12	1.94	0.01
MgO	5.18	0.15	3.04	0.18	0.33	0.69
CaO	7.88	0.46	4.72	0.07	0.95	0.26
Na_2O	0.02	0.07	0.15	0.11	4.66	3.22
K_2O	8.24	9.54	12.01	14.11	0.09	4.83
P_2O_5	0.1	0.33	0.21	0.05	0.1	0.08
H_2O-	0.04	0.09	–	–	0.03	0.25
Ппп	0.09	0.24	–	–	2.36	1.41
CO_2	11.69	0.06	–	–	–	<0.06
Сумма	100.04	99.5	92.36	98.26	99.59	99.92
Rb	87.92	118.56	146.84	168.01	–	290
Sr	43.29	29.11	19.33	18.47	–	60
Y	12.94	20.94	26.22	28.99	–	17
Zr	241.6	295.14	–	–	–	150
Nb	10.5	7.32	–	–	–	24
Ba	306	517.60	355.66	515.70	–	300
La	24.57	30.06	43.53	49.81	–	59.15
Ce	53.97	65.48	83.59	93.23	–	134.28
Pr	5.475	7.29	10.02	11.47	–	15.26
Nd	20.69	26.82	34.54	37.50	–	49.48
Sm	3.63	4.90	6.06	6.63	–	8.6
Eu	0.72	0.97	1.20	1.31	–	0.51
Gd	2.27	4.01	5.64	5.77	–	6.1
Tb	0.37	0.56	0.83	0.91	–	0.7
Dy	2.14	3.38	4.85	5.17	–	4.12
Ho	0.47	0.71	0.91	1.02	–	0.72
Er	1.24	1.99	2.64	2.87	–	2.03
Tm	0.18	0.31	0.40	0.43	–	0.29
Yb	1.28	2.09	2.50	2.67	–	2.09
Lu	0.22	0.30	0.34	0.37	–	0.29
Th	5.24	9.07	–	–	–	41.41
U	1.78	1.50	2.72	3.24	-	5.15

Примечание. Пробы М41/07, С38/07, А-542-81, А-543-81 – высококалиевые породы, проба К13/14 – кристаллические сланцы сублукской свиты протерозоя, проба 01097 – двуслюдяной гранит Бирюсинского массива (Донская и др., 2014).

Все нижеприведенные исследования проводились в ЦКП МИИ СО РАН. Спектры комбинационного рассеяния минералов получены на рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon HR800, оснащенном 1024-пиксельным CCD-детектором с 1800 г/мм решеткой, совмещенном с микроскопом Olympus (объективы 50× и 100× LMPLFLN), и с использованием твердотельного лазера

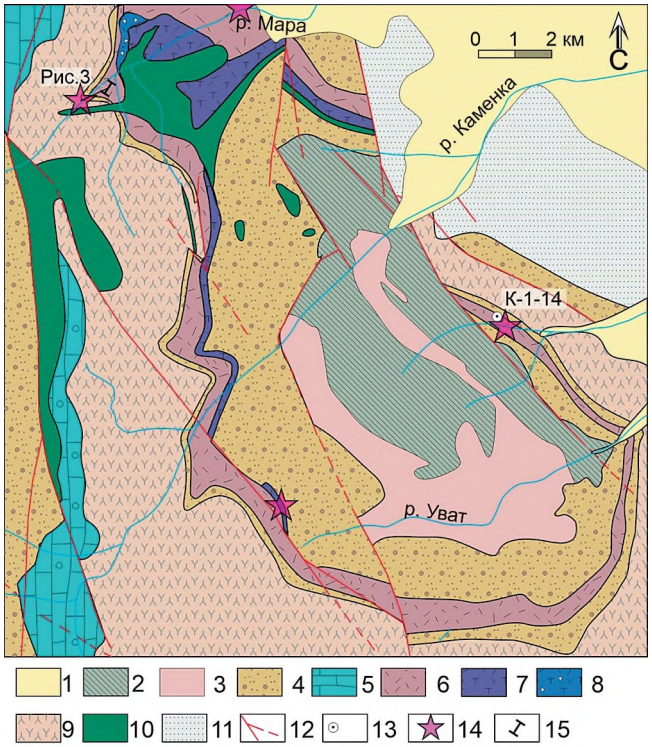


Рис. 2. Схема геологического строения Марского вулканического поля (по Бессолицын и др., 1969), с упрощением и дополнением.
1 – четвертичные отложения; 2, 3 – вулканогенно-осадочные толщи довендского фундамента: 2 – осадочно-метаморфические отложения (нерасчлененные); 3 – вулканиты кислого состава; 4, 5 – карагасская серия: 4 – конгломератово-песчаниковые (континентальные) отложения, 5 – карбонатные отложения; 6 – вулканогенные отложения Марского палеовулкана (нерасчлененные); 7 – щелочные игнимбриты; 8 – брекчии оседания кальдерные (?); 9 – карбонатно-терригенно-туфогенные отложения; 10 – габбро-диабазы, габбро нерсинского комплекса; 11 – осадочные отложения оселковой серии; 12 – разрывные нарушения; 13 – место отбора и номер пробы для U–Pb изотопно-геохронологических исследований; 14 – место отбора проб для минералого-петрографических и геохимических исследований; 15 – местоположение сводного разреза (рис. 3).

Рис. 3. Сводный разрез вулканогенно-осадочных отложений междуречья Мара–Каменка (по Бессолицын и др., 1969).

с длиной волны 532 нм. Калибровка рамановского смещения проводилась относительно стандарта пика кремния, при 520.5 ± 1 см$^{-1}$.

Исследования текстурно-структурных характеристик пород и состава минералов проводились на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Tescan MIRA 3 LMU с ускоряющим напряжением 15 кВ и током 1.5 нА, с помощью энергодисперсионной рентгеновской приставки INCA Energy 450 X-Max 80 Oxford Instruments, совмещенной с СЭМ, и программы микроанализа Oxford Instruments INCA 5.05. Химический состав апатита определен на микрозонде Camebax-micro, при 20–25 нА и 20 кВ, время анализа для каждого элемента 10 с. Для анализа подбирались зерна размером более 10 мкм (размер пучка зонда 2 мкм). Для калибровки в качестве стандартов использовались синтетический хлорапатит и природный фторапатит.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наши исследования были сосредоточены в междуречье Мара–Каменка–Уват (рис. 1, 2), где более полувека назад при поисковых работах на марганец был выделен Марский палеовулкан, располагающийся на Уватском поднятии (Бессолицын и др., 1969). Авторы этого тематического отчета считали, что туфобрекчии бассейна р. Мара относятся к остаткам кальдерных образований бимодального рифтогенного вулканизма. На существование вулканической постройки в этом районе, по их мнению, указывали находки псефитовых туфов в бассейне р. Каменка и наличие слоев игнимбритов щелочных порфиров. О близости вулканического очага свидетельствовали включения лапилли щелочных порфиров и признаки фумарольной деятельности (гематитизация, карбонатизация). По аналогии с Марским палеовулканом, по находкам вулканических брекчий в нижней части второй

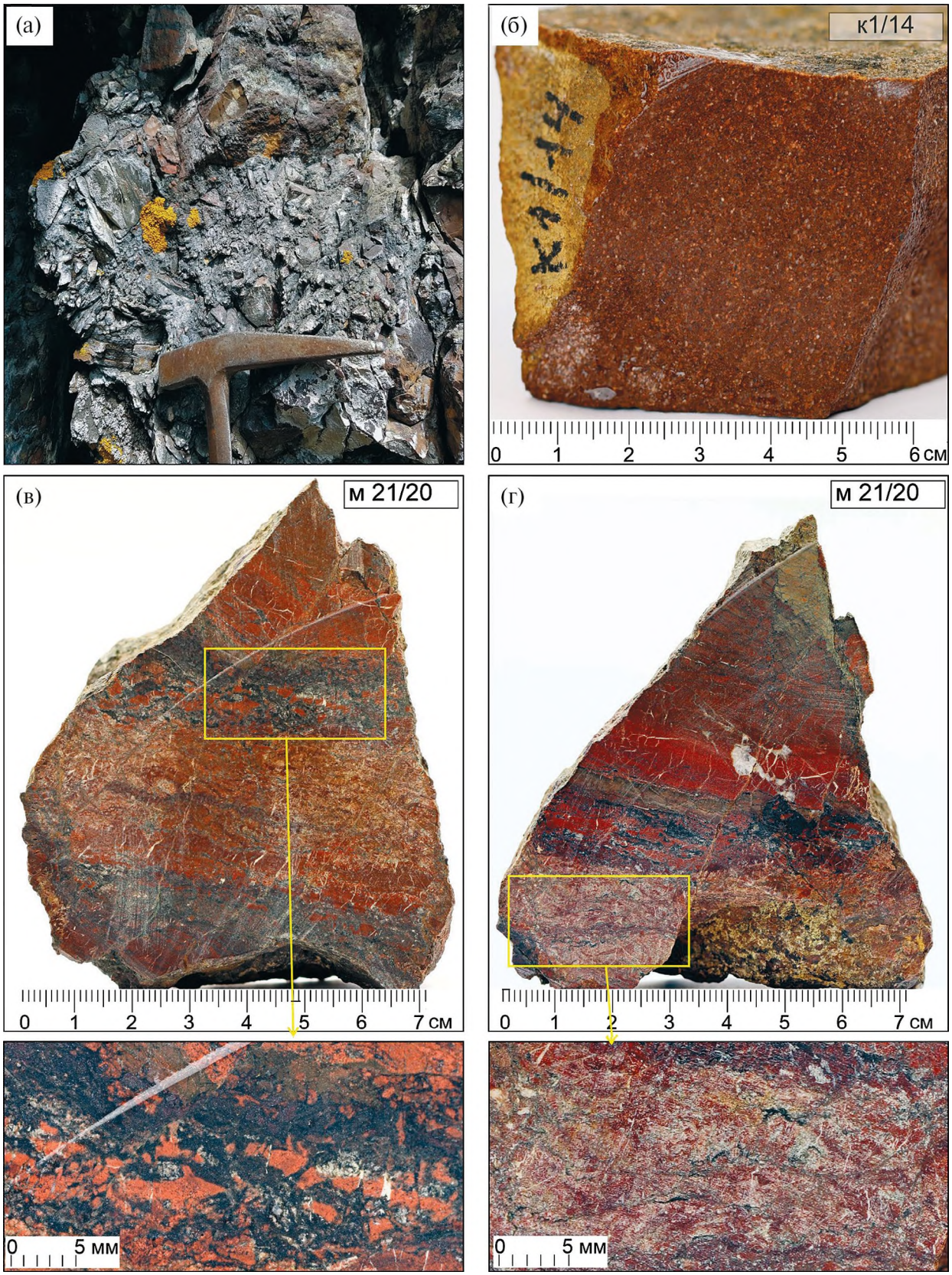


Рис. 4. Фотографии образцов Марского палеовулкана.
(а) – обнажение туфобрекчий; (б) – обр. К1/14-20: туфопесчаник, в котором проводилось U–Pb датирование по циркону; (в, г) – обр. М21/20: переслаивание лиловых туфов и игнимбритов. Фото авторов.

пачки шангульежской свиты были выделены Кременьшетский, Бирюсинский-1, Бирюсинский-2, Изанский, Слюдянский и Тайшетский палеовулканы (рис. 1). Эти вулканы извергали базальтовые, трахитовые и кислые высококалиевые лавы и туфы с высокой степенью эксплозивности (Бессолицын и др., 1969). Однако в дальнейшем эти геолого-съемочные и поисковые материалы не получили должного развития и вулканогенно-осадочные отложения были забыты и включены в осадочную карагасскую серию, а проявленные здесь трахидолериты и трахибазальты были отнесены к интрузивному нерсинскому комплексу.

В междуречье Мара–Каменка–Уват вулканогенно-осадочные породы подстилаются мощной толщей кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, полимиктовых конгломератов, относимых к карагасской серии. Мощность вулканогенно-осадочной толщи 100–125 м. Сводный разрез вулканогенно-осадочных отложений междуречья Мара–Каменка–Уват в северной части Марского палеовулкана показан на рис. 3.

Нами было проведено полевое изучение вулканогенно-осадочных пород эталонного разреза Марского палеовулканического поля (рис. 2, 3). Главное внимание было уделено обоснованию вулканогенной природы этих пород и их составу. В изученном разрезе действительно присутствуют игнимбриты (рис. 4), туфобрекчии, туфы и туффиты, которые переслаиваются с песчаниками и алевролитами (рис. 5а, 5в). Для высококалиевых пород (содержание K_2O достигает 5–14 мас.%) характерны лилово-вишневые и красноватые оттенки, что обусловлено присутствием калиевого полевого шпата и гематита. Отмечаются туфобрекчии (рис. 4а), туфопесчаники (рис. 4б) и туфоалевролиты (рис. 4в) со слабо

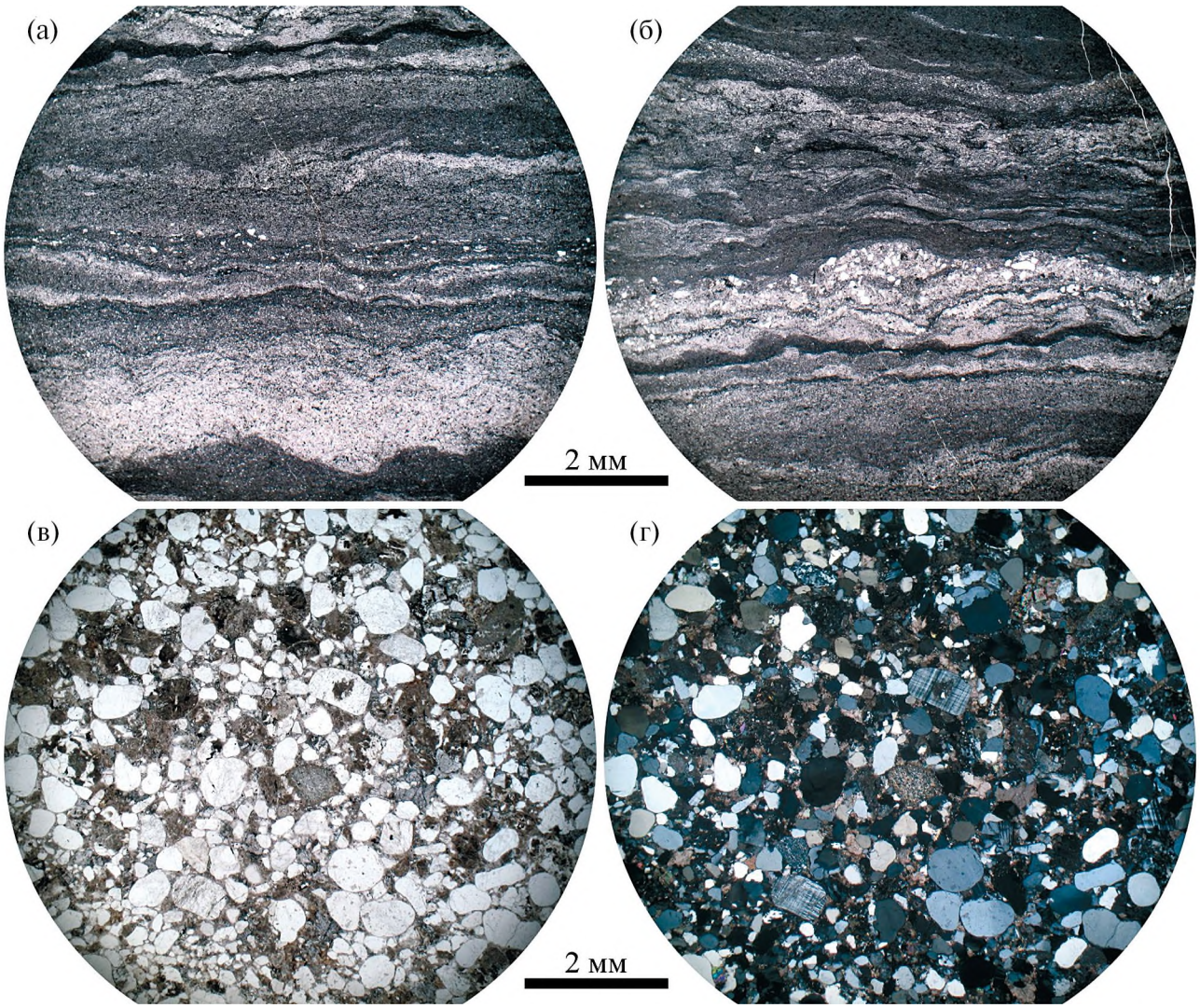


Рис. 5. (а, б) Тонкое переслаивание витрокристаллокластических туфов, туфоалевролитов и песчаников с туфовым материалом (обр. MP15-21), николи параллельны; (в, г) песчаник с примесью вулканогенного материала (обр. MP16-21): (в) – николи параллельны, (г) – николи скрещены. Фото шлифов.

проявленной слоистостью. В последних отсутствуют литокласты, кристаллокласты представлены только калиевым полевым штатом с повышенным содержанием бария. В других прослоях проявлена тонкая слоистость, обусловленная чередованием туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов. При этом в тонкозернистых туффитах отмечаются трещины усыхания, что свидетельствует о наземном характере извержений. Для прослоев туфов характерна грубая сортировка материала и присутствие небольших литокластов базальтов и риолитов. Кристаллокласты представлены лейстами калиевого полевого шпата. В некоторых образцах отмечается чередование слоистых и пористых туфов с карбонатным цементом. Часто в разрезе отмечается тонкое переслаивание витрокристаллокластических туфов и песчаников с примесью туфового материала. В туфовых прослоях кристаллокласты представлены калиевым полевым шпатом (ортоклазом) и остроугольным или неокатанным кварцем, тогда как в песчаниках кварц окатанный. Плагиоклаз в вулканогенных породах отсутствует. Полевые шпаты в песчаниках представлены микроклином и кислым плагиоклазом, из акцессорных минералов присутствует турмалин. Подобные минералы характерны для пород фундамента Бирюсинской глыбы (сублукская свита) и гранитов саянского комплекса, подстилающих вулканогенно-осадочную пачку.

Туфобрекчии встречаются в разрезе ограниченно, что согласуется с данными отчета (Бессолицын и др., 1969). В грубослоистом несортированном витрокристаллокластическом туфе присутствуют остроугольные обломки вулканических пород (рис. 6), туфов и туфопесчаников различной зернистости. Среди вулканических обломков отмечаются трахиты, фельзиты. Встречаются также фрагменты риолитовых лавобрекчий с обломками кварцевого трахита. Размер обломков от 0.5 до 5 мм.

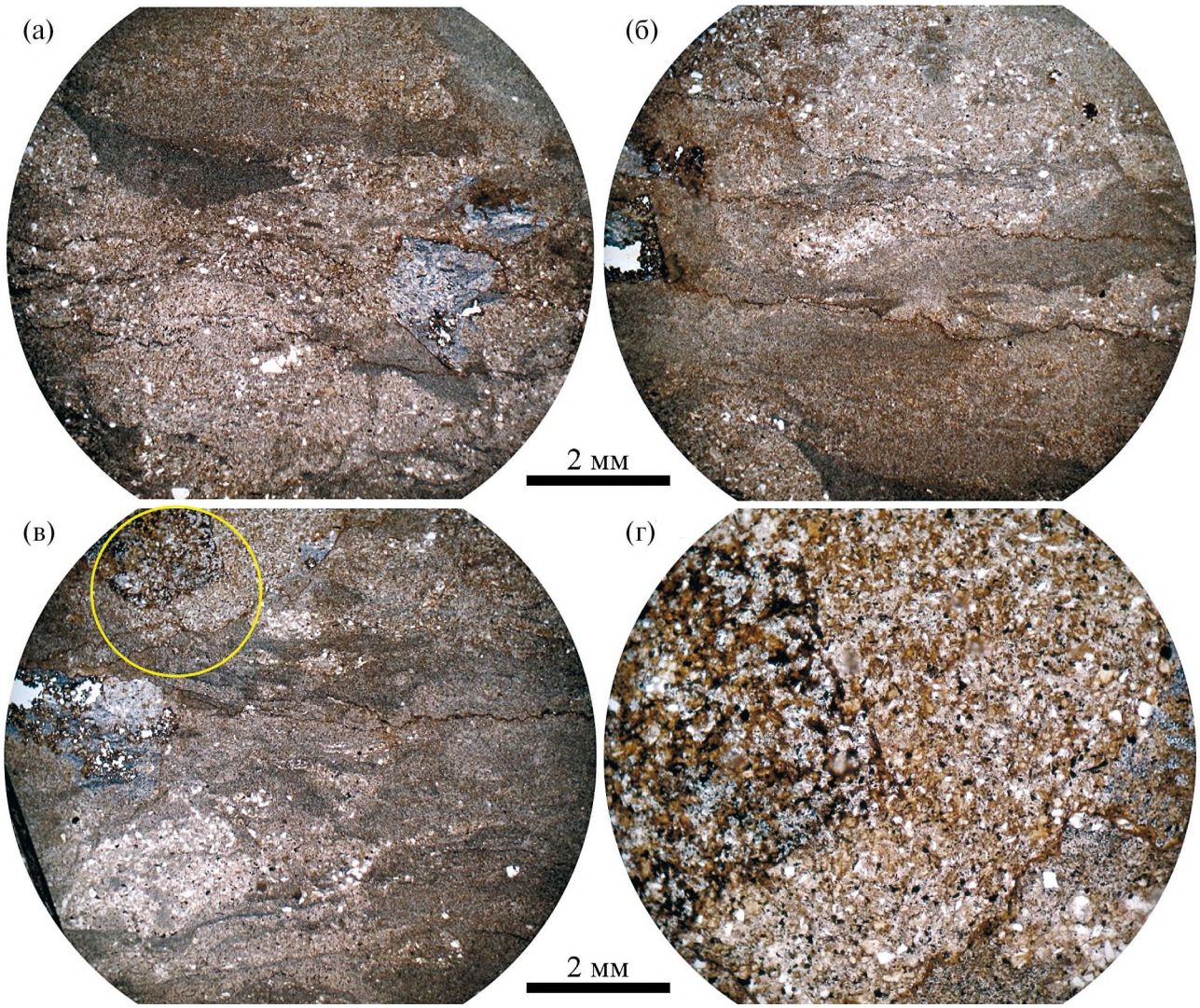


Рис. 6. Туфобрекчия с фрагментами высококалиевых трахириолитов, лавобрекчий, туфов и туфопесчаников (обр. М1-20). Николи параллельны. Фото шлифов.

Таблица 2. Химический состав минералов (мас.%) из вулканокластических пород Марского вулкана

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{total}	MnO	Na_2O	K_2O	BaO	V_2O_3	Сумма
КПШ-I										
M5-20	65.34	–	18.42	–	–	–	16.55	–	–	100.31
M8-20	65.19	–	18.37	–	–	–	16.36	–	–	99.91
M23-20	64.67	–	18.48	0.22	–	–	16.55	–	–	99.92
M2-20	64.8	–	18.35	0.6	–	–	16.42	–	–	100.17
M11-20	64.99	–	18.42	0.26	–	–	16.5	–	–	100.18
КПШ-II										
M35-20	64.61	–	18.48	–	–	0.51	15.84	0.28	–	99.72
M23-20	64.82	–	18.59	–	–	0.46	16.01	0.33	–	100.22
M23-20	64.89	–	18.57	–	–	0.63	15.52	0.78	–	100.39
M23-20	65.31	–	19.06	–	–	0.2	16.25	1.14	–	101.97
M34-20	63.26	–	18.95	–	–	0.49	15.35	1.33	–	99.37
Анатаз										
M1-20	0.22	97.16	0.6	1.11	–	–	1.67	–	–	100.76
M8-20	0.32	99.72	0.47	0.30	–	–	–	–	–	100.81
M11-20	0.56	98.28	0.85	0.71	–	–	0.36	–	–	100.76
M15-20	0.45	99.13	0.28	0.93	–	–	0.16	–	–	100.95
M23-20		99.08	0.68	0.83	–	–	–	–	–	100.59
Магнетит										
M5-20	0.66	0.43	0.36	92.12	0.63	–	0.95	–	0.25	95.40
M11-20	–	0.52	0.89	91.60	0.70	–	0.22	–	0.25	94.18
M30-20	0.36	0.52	0.68	89.84	0.30	–	0.22	–	0.37	92.29
M35-20	0.32	0.35	0.98	92.08	–	–	0.24	–	0.26	94.23
M34-20	0.43	0.27	1.32	90.26	0.45	–	0.84	–	–	93.57
Титаномагнетит										
M1-20	0.98	10.41	1.02	81.95			0.31		0.27	94.94
M1-20	1.99	11.51	0.87	78.49			0.58		0.27	93.71
M1-20	0.48	23.32	0.81	69.29			0.16		–	94.06
Ильменит										
M1-20	2.12	34.20	0.92	62.33	–	–	0.24	–	0.28	100.09
M1-20	0.51	24.82	0.86	73.73	–	–	0.23	–	0.00	100.14
M1-20	0.34	32.94	0.68	63.00	–	–	0.15	–	0.00	97.10
M1-20	0.56	37.08	0.20	62.38	–	–	–	–	0.00	100.22
M29-20	0.34	46.07	0.00	52.45	0.48	–	0.23	–	0.00	99.58

Примечание. Прочерк – содержание элемента ниже предела чувствительности.

Мелкозернистый матрикс породы сложен однородным кварц-калиевополевошпатовым агрегатом, в котором присутствуют анатаз, циркон, монацит, ксенотим и фторапатит. Наблюдаются сростки циркона и ксенотима. Кварц отмечается в виде как мелких остроугольных неориентированных обломков (кристаллокласты), так и окатанных зерен. Также отмечаются кристаллокласты калиевого полевого шпата. Характерна сильная гематитизация. В значительном количестве встречается хлорит,

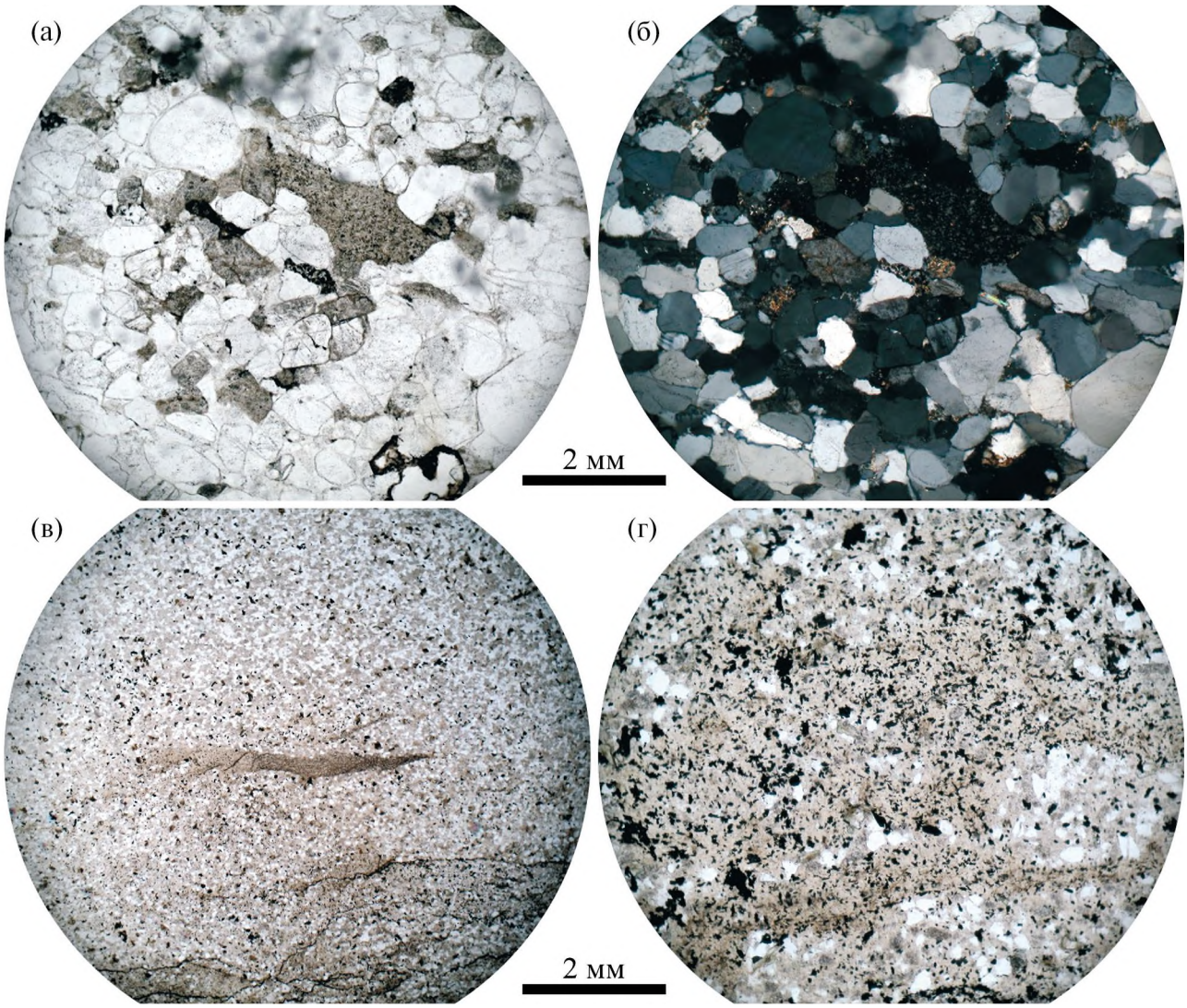


Рис. 7. (а, б) Литовитрокристаллокластический туфопесчаник с неокатанными литокластами трахитов (обр. М10-20): (б) – николи скрещены; (в, г) литовитрокристаллокластический туфопесчаник с фьямме трахитов и лапилли вулканического стекла (обр. М11-20): (г) – увеличение 10, николи параллельны. Фото шлифов.

который развивался по биотиту. В трахите в калиевом полевом шпате из матрикса, в отличие от минерала вкрапленников, отсутствует примесь бария (табл. 2). Валовый состав матрикса по анализу площади на СЭМ соответствует кварцевому трахиту. Характерно полное отсутствие плагиоклаза как во вкрапленниках, так и в матриксе. Встречаются кристаллокласты клинопироксена (титанавгита) и титаномагнетита со структурами распада (ильменит и ульвошпинель), что указывает на присутствие базитов в составе вулканической постройки. В более крупнозернистых участках преобладают окатанные зерна кварца и присутствует микроклин, что не характерно для туфовых прослоев.

Наиболее широко в разрезе представлены литовитрокристаллокластические туфопесчаники с литокластами и фьямме трахитов (рис. 7). Присутствие фьямме позволяет рассматривать эти породы как игнимбриты, которые были детально описаны в этом районе ранее (рис. 3) (Бессолицын и др., 1969). В туфопесчаниках наблюдается грубая слоистость, при этом отсутствуют признаки градационной слоистости и ориентировка зерен кварца и калиевого полевого шпата. В обр. М10/20 отмечаются неокатанные литокласты закаленных трахитов (рис. 7а, 7б), тогда как в обр. М11/20 встречаются фьямме трахитового состава, которые ориентированы согласно слоистости (рис. 7в, 7г). Также в этом интервале широко проявлены стекловатые фрагменты неправильной формы, без резких контактов с обломочным материалом.

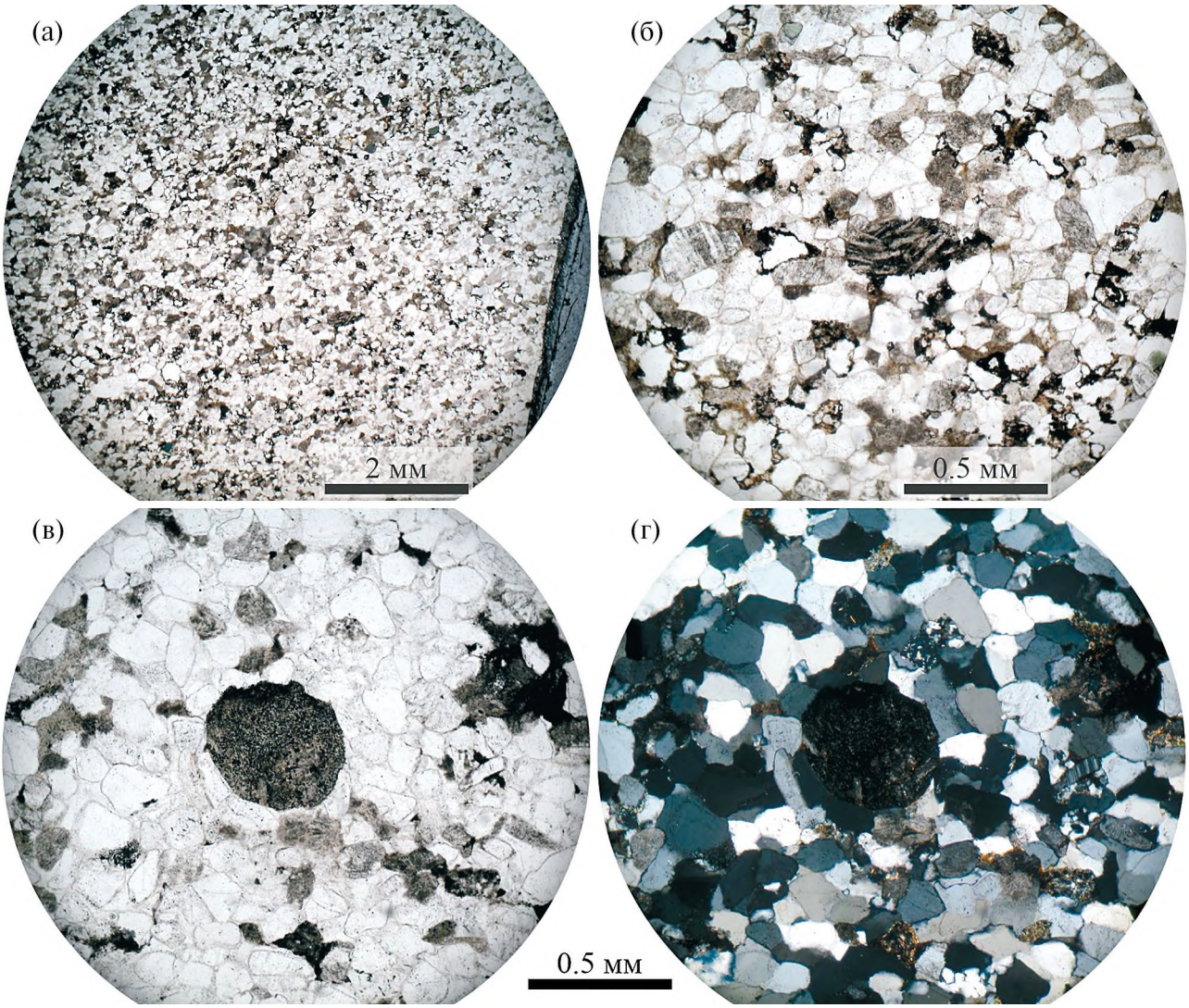


Рис. 8. (а, б) Массивный розовый литовитрокристаллокластический туфопесчаник с неокатанными литокластами трахитов (обр. М7-20); (в, г) розовый литовитрокристаллокластический туфопесчаник с окатанными литокластами трахитов (обр. М8-20). (а) – увеличение 2.5, (б, г) – увеличение 10; (в) – николи параллельны, (г) – николи скрещены. Фото шлифов.

Акцессорные минералы представлены тем же набором, что и в туфобрекчии: фторапатит, монацит, анатаз, циркон, которые располагаются исключительно в калиевополевошпатовом матриксе, что позволяет связывать их с высококалиевым вулканизмом. В некоторых зернах апатита наблюдается обогащение стронцием их центральной части. Встречаются зональные кристаллы циркона, при этом наблюдается обрастание внешних зон монацитом. Отмечаются сростки монацита с фторапатитом, магнетитом и гематитом.

В разрезе встречаются слоистые туфопесчаники с фрагментами трахитов, кристаллокластами кварца и калиевого полевого шпата и окатанными зернами кварца, микроклина. Литокласты представлены неокатанными фрагментами калиевых трахитов (рис. 8).

Вкрапленники сложены лейстами калиевого полевого шпата с повышенным содержанием бария. Также отмечаются неокатанные фрагменты измененного стекла. В обломочном материале преобладает кварц. Присутствует нерешетчатый калиевый полевой шпат (ортоклаз) и решетчатый микроклин. Из акцессорных минералов отмечаются фторапатит, анатаз, циркон, монацит, а также турмалин, который не характерен для вулканогенного материала. Широко развит мусковит, который также не характерен для вулканогенных пород. Присутствие микроклина, мусковита и турмалина свидетельствует о размыве пород фундамента вулканической постройки.

Среди туфопесчаников встречаются отдельные маломощные прослои тонкозернистых туфов, сложенные остроугольными кристаллокластами

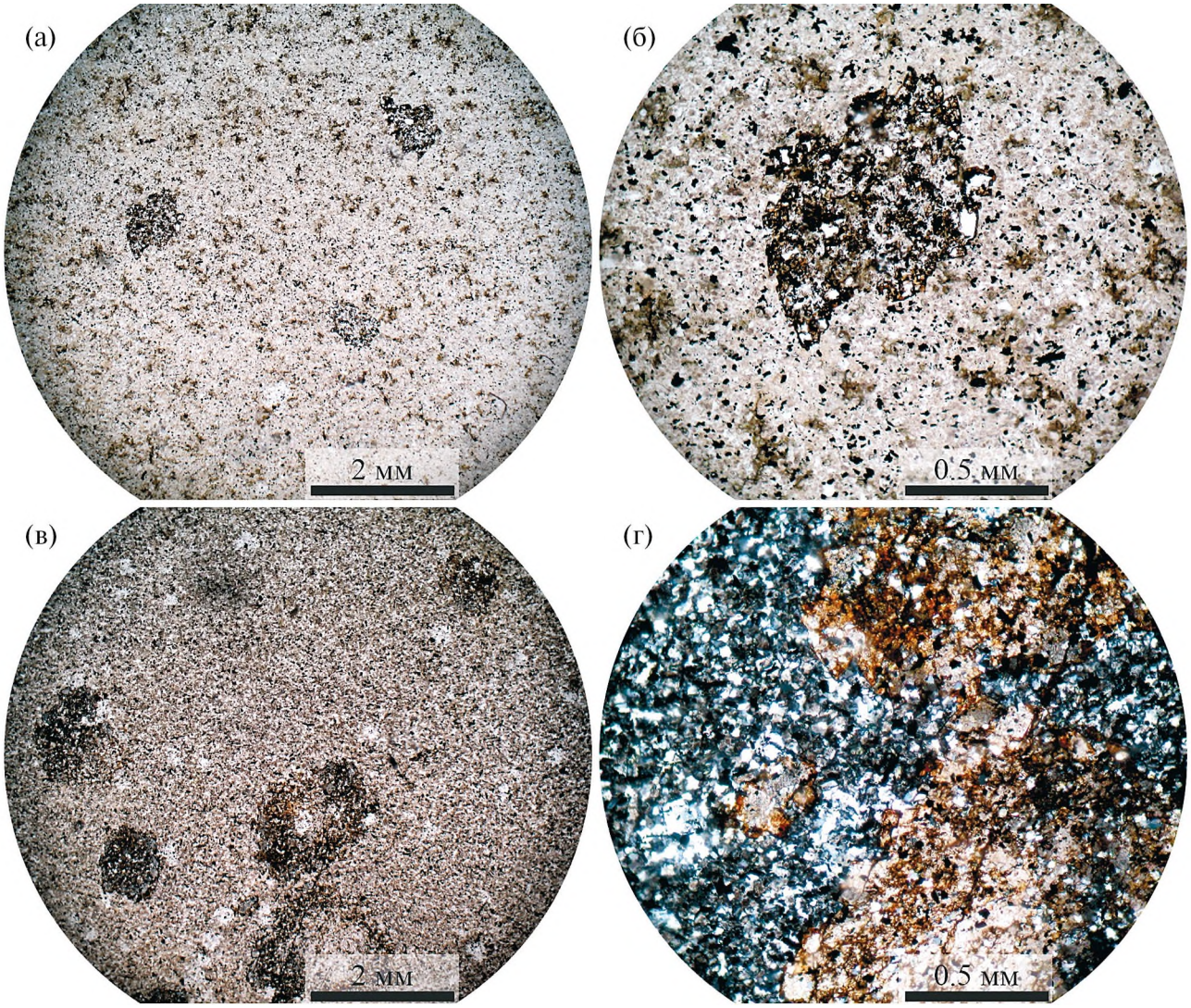


Рис. 9. Тонкозернистый витрокристаллокластический туф с доломитовыми обособлениями. (а, б) – обр. М4-20, (в, г) – обр. М5-20; (а, в) – увеличение 2.5, (б, г) – увеличение 10. Фото шлифов.

кварца и калиевого полевого шпата в тонкозернистом матриксе. Широко проявлен хлоритизированный биотит. В этих прослоях отсутствует градационная слоистость, сортировка и ориентировка кристаллокластов.

В разрезе встречаются высококалиевые породы, в калиевополевошпатовой матрице которых отмечаются ромбические кристаллы доломита с высоким анкеритовым миналом (рис. 9). Подобные обособления зонального доломита выявлены нами в сиенитах в скважине Б-3 Большетагнинского массива, а также в так называемых “песчаниках карагасской толщи” (Изох и др., 2020). В некоторых образцах доломит и сидерит образуют округлые выделения. Ранее подобные образования рассматривались как признак гидротермальной деятельности Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969).

В разрезе была описана секущая вулканогенно-осадочную толщу дайка долерита (рис. 3) (Бессолицын и др., 1969). Авторы отчета проявление базитового магматизма связывали с высококалиевым трахит-риолитовым вулканизмом, однако в дальнейшем эти дайки были отнесены к нерсинскому комплексу, который имеет более древний возраст (780–720 млн лет). Нами была изучена указанная в отчете дайка. Она представлена хорошо раскристаллизованными трахидолеритами с долеритовой структурой. Клинопироксен в долеритах представлен титанавгитом. Основной зональный плагиоклаз сильно соссюритизирован. Широко проявлен титаномагнетит со структурами распада и апатит. Отмечаются отдельные зерна раннего хромита. В интерстициях наблюдается кварц-калишпатовая графика, что свидетельствует о повышенной калиевой щелочности этих долеритов.

Таблица 3. Представительные химические составы апатита и доломита (мас.%) из вулканокластических пород Марского вулкана

Компонент	Номер образца									
	М5-20	М5-20	М23-20	М30-20	М35-20	М5-20	М5-20	М12-20	М23-20	М23-20
SiO_2	0.21	0.24	0.11	0.05	0.11	0.24	0.28	0.24	–	–
FeO	0.6	0.43	0.21	0.12	0.09	1.93	2.08	0.50	2.97	1.78
MnO	0.02	0.02	0.16	0.04	0.09	0.25	0.18	0.15	0.76	0.32
CaO	56.01	55.03	56.55	55.49	56.62	29.52	29.36	30.8	29.61	29.89
MgO	–	–	–	–	–	20.33	20.31	21.56	19.15	20.13
SrO	0.02	0.02	0.04	0.04	0.03	–	–	–	–	–
Na_2O	0.08	0.26	0.08	0.02	0.08	–	–	–	–	–
Ce_2O_3	0.4	0.33	0.15	0.06	0.05	–	–	–	–	–
La_2O_3	0.25	0.18	0.03	0.03	0.02	–	–	–	–	–
Nd_2O_3	0.09	0.1	0.09	–	0.06	–	–	–	–	–
P_2O_5	40.75	40.22	39.91	41.75	41.47	–	–	–	–	–
SO_3	0.1	0.33	0.03	0.01	0.07	–	–	–	–	–
F	4.01	4.06	4.17	4.76	3.87	–	–	–	–	–
O=F	1.69	1.71	1.76	2.00	1.63	–	–	–	–	–
Сумма	99.39	98.18	98.64	99.4	100.03	52.27	52.21	53.25	52.49	52.12

Наличие титанавгита и калиевого полевого шпата позволяет классифицировать эти породы как калиевые трахидолериты, что отличает их от типичных толеитовых долеритов нерсинского комплекса. Следует отметить, что дайки трахидолеритов секут вулканокластические породы, в то же время в туфовом материале присутствуют обломки клинопироксена и титаномагнетита со структурами распада, что указывает в том числе на более раннее проявление базитового магматизма.

Таким образом, присутствие в исследованном разрезе туфобрекчий с фрагментами лав трахитов, высококалиевых риолитов и базальтов, наличие фьямме высококалиевых риолитов, тонкозернистых витрокристаллокластических туфов однозначно свидетельствует о правомерности их отнесения к фрагментам крупной вулканической постройки – Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969). Присутствие туфобрекчий и признаков гидротермальной деятельности (карбонатные стяжения в туфах) указывает на близость вулканической постройки.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Изучение минерального состава вулканитов Марского вулкана показало, что основная масса пород сложена калиевым полевым шпатом и кварцем, также присутствует вулканическое стекло. Среди второстепенных и акцессорных минералов: мусковит, хлорит, рутил, магнетит, ильменит, циркон, апатит, доломит и гидроксиды железа. Вариации химического состава минералов приведены в табл. 2, 3.

На основании морфологии кристаллов, текстуры и минеральных ассоциаций в породе были идентифицированы два различных типа калиевого полевого шпата (рис. 10).

КПШ-I образует срастания с кварцем в основной (интерстициальной) массе и не содержит примесей натрия и бария. Кварц встречается в виде относительно крупных (0.5 мм) зерен редко округлой, чаще вытянутой формы. КПШ-II присутствует в виде вкрапленников – субидиоморфных, иногда таблитчатых кристаллов (рис. 10а). Он характеризуется варьирующими содержаниями бария (0.3–1.7 мас.% BaO) и натрия (до 0.5 мас.% Na_2O). Магнетит распространен повсеместно (рис. 10). Он четко разделяется на две генерации: без структур распада (Mag-I) и массивный со структурами распада ильменита (Mag-II) и ульвошпинели (рис. 10б). В магнетите (Mag-I) содержится переменное количество титана (1.0–5.7 мас.% TiO_2) и в пределах 1 мас.% Al_2O_3, V_2O_3, MnO. Вторая генерация магнетита относится к титаномагнетиту с содержанием TiO_2 10–22 мас.%. Повсеместно распространены мелкие кристаллы оксида титана субидиоморфные призматические, иногда кавернозные (рис. 10а, 10д). Для диагностики кристаллической структуры TiO_2 из вулканитов была применена рамановская

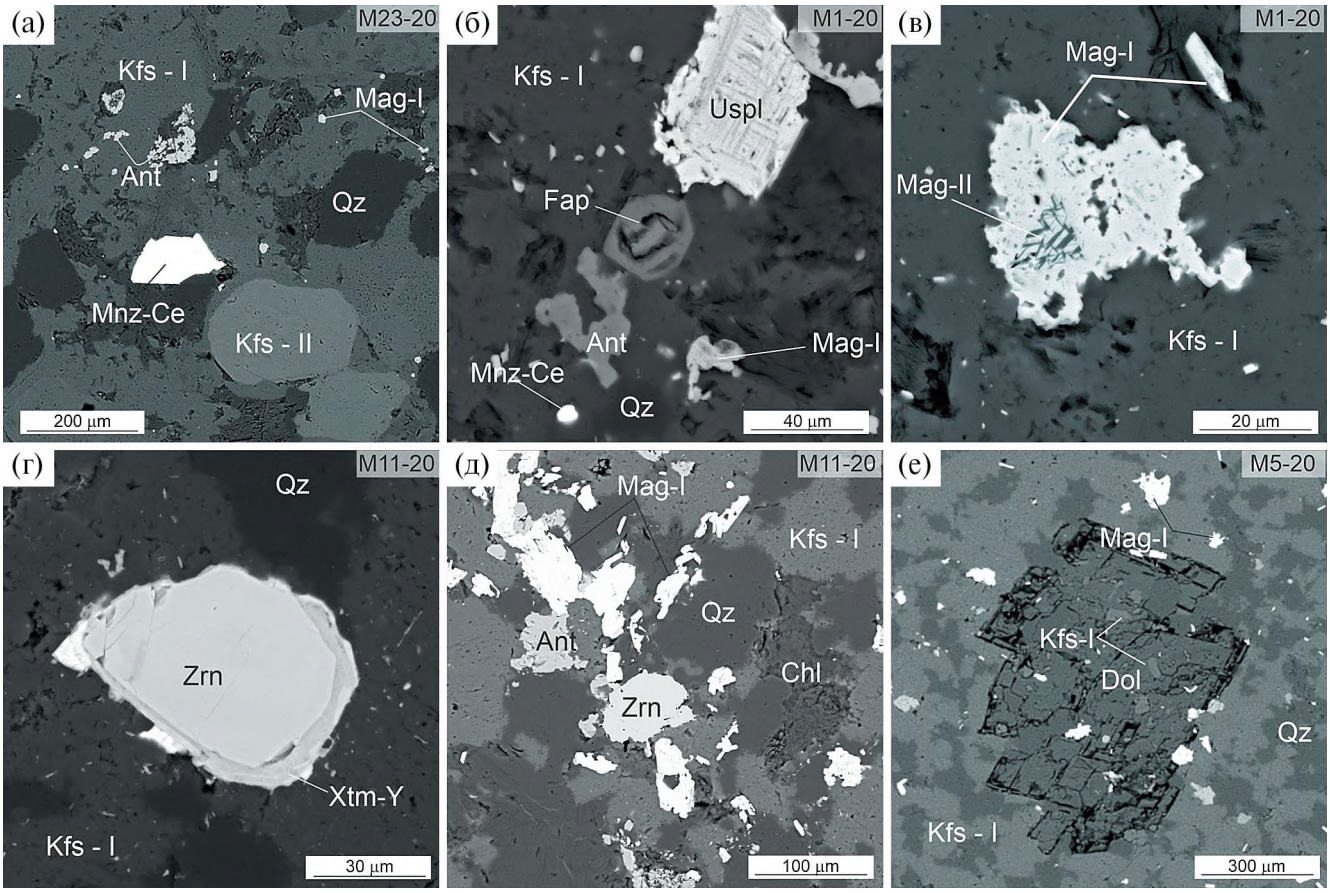


Рис. 10. Особенности структуры и взаимоотношений минералов в породах Марского палеовулкана (BSE-фото). Символы минералов (по Warr, 2021): Ant – анатаз, Fap – фторапатит, Chl – хлорит, Dol – доломит, Kfs-I – калиевый полевой шпат основной массы, Kfs-II – калиевый полевой шпат вкрапленников, Mag-I – магнетит, Mag-II – магнетит со структурами распада ильменита, Mnz-Ce – монацит, Qz – кварц, Uspl – ульвошпинель, Xtm-Y – ксенотим, Zrn – циркон.

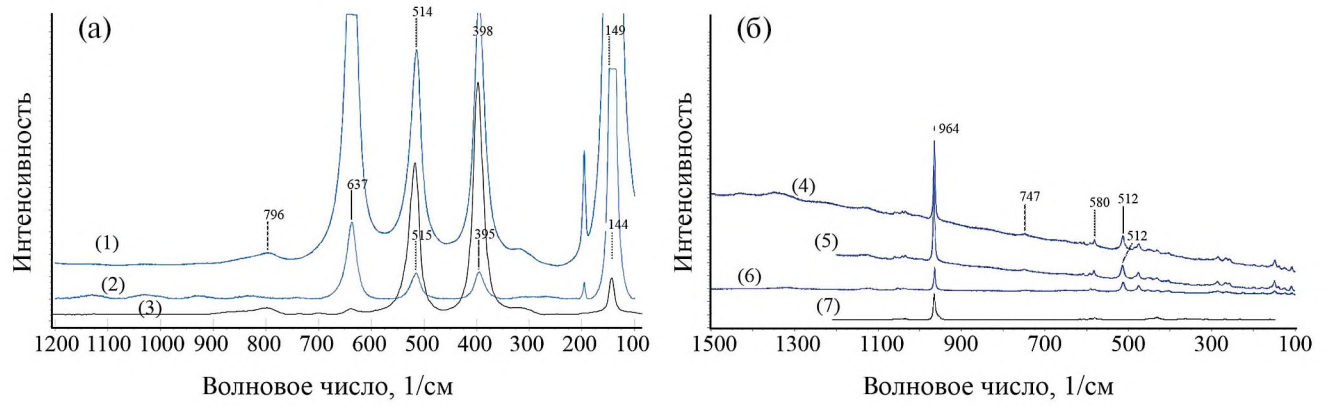


Рис. 11. (а, б) Представительные КР-спектры анатаза (спектры 1, 2) и фторапатита (спектры 4–6) из пород Марского палеовулкана. КР-спектры анатаза (3) и фторапатита (7) взяты из базы данных RRUFF (http://rruff.info).

спектроскопия. Минерал был идентифицирован как анатаз по полосам комбинационного рассеяния при 144, 400, 515 см$^{-1}$ (положения пиков). При этом диагностируется дополнительный пик на 637 см$^{-1}$. На рис. 11а видно, что спектры исследуемых образцов анатаза (1, 2) из вулканитов показывают хорошую сходимость с таковым (3) из базы данных RRUFF (http://rruff.info).

Серия анализов методом СЭМ (табл. 2) позволила установить, что за редким исключением

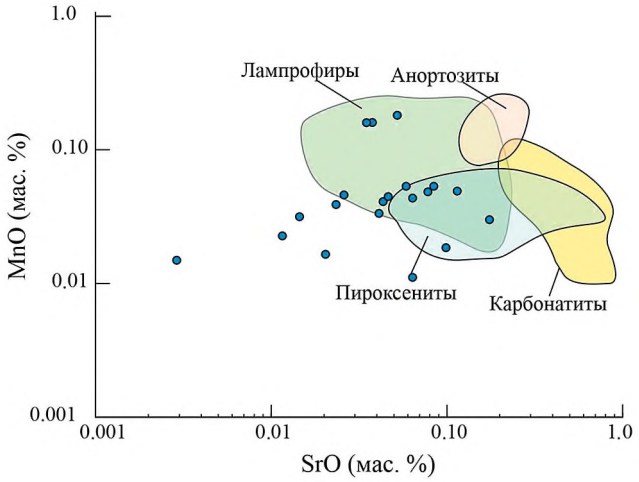


Рис. 12. Соотношение SrO (мас.%) и MnO (мас.%) в апатитах магматических пород (использованы материалы из GEOROC database (http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/)).

содержание Nb_2O_5 в анатазе ниже пределов обнаружения (в четырех случаях колеблется в пределах 0.3–0.5 мас.% и в одном составляет 1.02 мас.%). Минерал постоянно содержит примесь Al_2O_3 (0.28–1.19 мас.%) и FeO (0.3–1.92 мас.%).

Апатит относится к фторапатиту (до 5 мас.% F). Рамановский спектр минерала характеризуется четко выраженным пиком на 964 $см^{-1}$, что согласуется со многими измерениями фторапатита (например, пик 7 на рис. 11б), и двумя дополнительными пиками на 512 и 580 $см^{-1}$. Апатит имеет низкие содержания Na_2O (<0.20 мас.%) и SO_3 (<0.10 мас.%), небольшое количество MnO (<0.10 мас.%) и переменное содержание FeO (0.1 до 0.7 мас.%), включает примесь SrO и Cl до 0.6 мас.%. На графике зависимости концентраций SrO от MnO (рис. 12) большинство составов апатита попадают в поле лампрофиров. Суммарное содержание РЗЭ обычно колеблется от 0.1 до 1.7 мас.%. В его составе небольшая часть анионов $[PO_4]$ замещена на $[SiO_4]$, вплоть до содержаний SiO_2 3.06 мас.%. В части анализов наблюдается дефицит суммы. Поскольку значительных вариаций других элементов, таких как Ca или Sr, не было обнаружено, это предполагает замену CO_3^{-2} на PO_4^{-3}. Однако четких выраженных CO_2 пиков в КР-спектрах обнаружено не было (рис. 11). Помимо апатита, для вулканитов типичен монацит-(Ce). Он образует редкую вкрапленность в калиевом полевом шпате как основной массы, так и вкрапленников (КПШ-II). Размер зерен колеблется от 10 до 70 мкм.

Морфология циркона в вулканитах различна. Преобладают зерна неправильной формы со сложным внутренним строением вплоть до метамиктного, значительно реже отмечаются кристаллы идиоморфной формы с однородным внутренним строением. Все зерна циркона содержат повышенные концентрации гафния (0.9–1.7 мас.% HfO_2). Иногда циркон присутствует в тесной ассоциации с ксенотимом и анатазом, при этом ксенотим образует каймы по циркону (рис. 10г). В некоторых случаях отмечается повышенное количество Y, обусловленное, вероятнее всего, наличием микровключений ксенотима.

Установлено, что карбонаты в породах развиты неравномерно. Они представлены железистым доломитом (0.2–3.3 мас.% FeO) и встречаются в виде как отдельных агрегатных скоплений, так и хорошо сформированных кристаллов (рис. 10е), а также выполняют интерстиции между зернами КПШ-I и кварца. В них наблюдаются включения магнетита, калиевого полевого шпата, рутила и кварца (рис. 10е).

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

На основе U–Th–Pb датирования циркона из вулканомиктовых высококалиевых пород в районе р. Уват (54°50′48′′ с.ш., 98°44′31′′ в.д.) оценен их возраст (табл. 4). Было изучено 95 зерен циркона, из них 5 имели дискордантность выше 5% и были исключены из дальнейшего рассмотрения. Наиболее древние зерна циркона имеют архейский и палеопротерозойский возраст (рис. 13а). Небольшая популяция представлена зернами циркона с неопротерозойским возрастом (около 720 млн лет). Возраст основной популяции циркона (более 40 зерен) оценен в интервале 630–650 млн лет, средневзвешенное значение возраста по изотопному отношению $^{206}Pb/^{238}U$ составляет 640 млн лет (рис. 13б). Зерна этой популяции имеют осцилляторную зональность (рис. 13а).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полевые, минералого-петрографические, изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические исследования высококалиевых пород междуречья Мара–Каменка–Уват позволили показать, что их формирование происходило в результате импульса эксплозивного вулканизма, синхронного с щелочным магматизмом зиминского комплекса (640 млн лет), и их отнесение к карагасской серии не правомерно. В этом районе установлено присутствие игнимбритов кислого состава, туфобрекчий, туфов и туффитов, которые переслаиваются с туфопесчаниками и туфоалевролитами. Вулканогенно-осадочные породы обладают высокими содержаниями K_2O (5–14 мас.%) и низкими Na_2O. Характерной особенностью этих пород является вишнево-лиловая, красноватая и розовая окраска, что обусловлено широким развитием в них наложенной гематитизации и высокими содержаниями

Таблица 4. U–Th–Pb изотопные данные для циркона из высококалиевой пирокластики Марского вулканического поля (проба K1/14)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ п/п	Номер образца, точка	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	
1	K-1-14-01	0.0648	0.0012	1.0175	0.0197	0.1139	0.0015	0.64	767	77	713	20	**695**	**17**	-2.4
2	K-1-14-02	0.1046	0.0014	4.2784	0.0651	0.2966	0.0038	0.67	**1708**	**50**	1689	24	1675	39	-1.9
3	K-1-14-03	0.0600	0.0008	0.8608	0.0124	0.1041	0.0013	0.68	603	55	631	14	**638**	**15**	1.2
4	K-1-14-04	0.0553	0.0029	0.8253	0.0438	0.1083	0.0017	0.56	423	237	611	48	**663**	**19**	8.5
5	K-1-14-05	0.0736	0.0009	1.7423	0.0240	0.1717	0.0022	0.69	**1029**	**47**	1024	17	1021	23	-0.8
6	K-1-14-06	0.0559	0.0014	0.8119	0.0212	0.1053	0.0014	0.61	449	113	603	23	**645**	**16**	6.9
7	K-1-14-07	0.0604	0.0009	0.8741	0.0141	0.1049	0.0013	0.67	618	62	637	15	**643**	**15**	0.8
8	*K-1-14-08*	*0.1073*	*0.0013*	*2.8444*	*0.0394*	*0.1923*	*0.0024*	*0.69*	*1753*	*43*	*1367*	*20*	*1133*	*26*	*-35*
9	K-1-14-09	0.1244	0.0016	6.1911	0.0912	0609	0.0047	0.69	**2020**	**44**	2003	24	1986	44	-1.7
10	K-1-14-10	0.0623	0.0010	0.9124	0.0162	0.1062	0.0014	0.66	684	68	658	17	**650**	**16**	-1.2
11	K-1-14-11	0.0599	0.0010	0.8646	0.0153	0.1047	0.0014	0.66	600	70	632	16	**641**	**16**	1.5
12	K-1-14-13	0.0630	0.0011	0.9252	0.0177	0.1066	0.0014	0.65	705	75	665	18	**653**	**16**	-1.8
13	K-1-14-14	0.0596	0.0013	0.8590	0.0202	0.1045	0.0014	0.62	589	97	629	21	**641**	**16**	1.8
14	K-1-14-15	0.1041	0.0015	4411	0.0726	0025	0.0041	0.67	**1698**	**54**	1701	26	1703	40	0.1
15	K-1-14-16	0.0660	0.0026	1.0950	0.0436	0.1205	0.0019	0.58	804	166	751	41	**733**	**21**	-2.6
16	K-1-14-17	0.1687	0.0022	11.8649	0.1790	0.5102	0.0068	0.69	**2544**	**43**	2593	26	2657	57	4.5
17	K-1-14-18	0.2758	0.0034	25.4494	0715	0.6695	0.0088	0.69	**3338**	**38**	3325	24	3304	67	-1.0
18	K-1-14-19	0.0605	0.0014	0.9020	0.0214	0.1081	0.0015	0.62	622	97	652	22	**661**	**17**	1.5
19	K-1-14-20	0.1028	0.0013	4.0775	0.0622	0.2877	0.0038	0.68	**1675**	**48**	1649	24	1630	37	-2.7
20	K-1-14-21	0.0810	0.0013	2.2086	0.0402	0.1978	0.0027	0.66	**1221**	**64**	1183	24	1163	28	-4.7
21	K-1-14-22	0.0582	0.0016	0.8947	0.0248	0.1116	0.0016	0.61	535	117	648	26	**681**	**18**	5.1
22	K-1-14-23	0.1129	0.0015	4.9075	0.0752	0154	0.0042	0.69	**1845**	**47**	1803	24	1767	40	-4.3
23	K-1-14-24	0.0647	0.0016	0.9782	0.0256	0.1098	0.0016	0.62	762	106	692	26	**671**	**18**	-3.1
24	K-1-14-25	0.0627	0.0017	1.0509	0.0298	0.1216	0.0018	0.61	697	117	729	29	**739**	**20**	1.4
25	K-1-14-26	0.0586	0.0011	0.8434	0.0177	0.1044	0.0014	0.64	551	85	621	19	**640**	**16**	3.1
26	K-1-14-27	0.0607	0.0014	1.0564	0.0258	0.1263	0.0018	0.62	627	100	732	25	**766**	**20**	4.7
27	K-1-14-28	0.0591	0.0015	0.8916	0.0241	0.1094	0.0016	0.61	570	113	647	25	**669**	**18**	3.4
28	K-1-14-29	0.0604	0.0009	0.8609	0.0150	0.1035	0.0014	0.66	616	67	630	16	**634**	**16**	0.6
29	K-1-14-30	0.0596	0.0012	0.8670	0.0192	0.1055	0.0015	0.63	588	90	634	20	**646**	**17**	2.0
30	*K-1-14-31*	*0.1086*	*0.0013*	*3894*	*0.0477*	*0.2263*	*0.0030*	*0.70*	*1776*	*42*	*1502*	*21*	*1315*	*31*	*-26*

Таблица 4. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ п/п	Номер образца, точка	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	
31	K-1-14-32	0.0590	0.0013	0.8692	0.0204	0.1069	0.0015	0.63	565	97	635	21	**654**	**17**	3.1
32	K-1-14-33	0.1130	0.0014	5.4140	0.0790	0 476	0.0046	0.69	**1847**	**44**	1887	24	1923	43	4.1
33	K-1-14-34	0.1112	0.0013	5.2371	0.0758	0 416	0.0045	0.70	**1819**	**43**	1858	23	1894	43	4.1
34	K-1-14-35	0.0641	0.0014	1.0829	0.0246	0.1225	0.0017	0.63	746	91	745	23	**744**	**19**	-0.4
35	K-1-14-36	0.0589	0.0010	0.8708	0.0164	0.1072	0.0015	0.65	563	75	636	17	**656**	**17**	3.2
36	K-1-14-37	0.0601	0.0009	0.8505	0.0142	0.1027	0.0014	0.67	606	63	625	15	**630**	**16**	0.8
37	K-1-14-38	0.0592	0.0009	0.8833	0.0157	0.1083	0.0015	0.66	573	69	642	16	662	17	3.1
38	K-1-14-39	0.0996	0.0016	3.5297	0.0628	0.2569	0.0036	0.67	1617	59	1533	2	1474	36	-8.7
39	K-1-14-40	0.1058	0.0014	4.5278	0.0713	0 105	0.0042	0.68	1727	49	1736	25	1743	41	0.9
40	K-1-14-41	0.0599	0.0009	0.8661	0.0145	0.1049	0.0014	0.67	599	64	633	15.	642	16	1.5
41	K-1-14-42	0.1125	0.0015	5.1110	0.0807	0 296	0.0044	0.68	1839	49	1838	25	1836	43	-0.2
42	K-1-14-43	0.0945	0.0017	2.6710	0.0512	0.2049	0.0029	0.65	1518	66	1320	2	1201	30	-20.9
43	K-1-14-44	0.0612	0.0013	0.8774	0.0199	0.1040	0.0015	0.63	646	92	639	21	637	17	-0.1
44	K-1-14-45	0.0586	0.0014	0.8426	0.0213	0.1042	0.0015	0.62	553	106	620	23	639	17	3
45	K-1-14-46	0.0604	0.0015	0.8642	0.0226	0.1038	0.0015	0.62	617	108	632	24	636	17	0.7
46	K-1-14-47	0.0575	0.0012	0.8282	0.0180	0.1045	0.0015	0.64	510	89	612	19	640	17	4.6
47	K-1-14-48	0.0690	0.0013	1.5064	0.0300	0.1584	0.0022	0.65	897	75	933	24	948	24	1.6
48	K-1-14-49	0.1225	0.0017	6.0723	0.0997	0 596	0.0050	0.68	1992	50	1986	2	1980	47	-0.6
49	K-1-14-50	0.0672	0.0031	1.0869	0.0503	0.1172	0.0021	0.58	844	192	747	4	714	23	-4
50	K-1-14-51	0.0684	0.0010	1 730	0.0224	0.1455	0.0019	0.67	881	59	877	19	876	21	-0.2
51	K-1-14-52	0.1132	0.0014	4.8212	0.0698	0 089	0.0041	0.70	1851	43	1788	23	1735	40	-6.3
52	K-1-14-53	0.0605	0.0009	0.8811	0.0151	0.1057	0.0014	0.67	619	65	641	16	647	16	1
53	K-1-14-54	0.0603	0.0025	0.8719	0.0357	0.1050	0.0016	0.58	612	175	636	38	643	19	1
54	K-1-14-55	0.0751	0.0013	1.7809	0.0348	0.1721	0.0024	0.66	1069	71	1038	25	1023	26	-4.3
55	K-1-14-56	0.0627	0.0010	1.0660	0.0184	0.1233	0.0017	0.67	698	65	736	1	749	19	1.7
56	K-1-14-57	0.0599	0.0010	0.8107	0.0155	0.0982	0.0013	0.65	599	75	602	1	603	15	0.1
57	K-1-14-58	0.0594	0.0013	0.8239	0.0190	0.1005	0.0014	0.63	583	95	610	21	617	16	1.2
58	K-1-14-59	0.0605	0.0010	0.8787	0.0154	0.1054	0.0014	0.66	620	67	640	16	645	16	0.9
59	K-1-14-60	0.0635	0.0012	0.8850	0.0177	0.1011	0.0014	0.65	725	78	643	18	620	16	-3.6

Таблица 4. Продолжение

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ п/п	Номер образца, точка	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	
60	K-1-14-61	0.0606	0.0020	0.8457	0.0284	0.1013	0.0015	0.59	623	142	622	30	622	17	-0.1
61	K-1-14-62	0.0612	0.0010	0.8840	0.0157	0.1048	0.0014	0.66	644	68	643	16	642	16	-0.1
62	K-1-14-63	0.0665	0.0021	0.9220	0.0295	0.1006	0.0015	0.60	821	131	663	30.	618	17	-6.9
63	K-1-14-64	0.1668	0.0021	10.9048	0.1664	0.4741	0.0064	0.69	2525	43	2515	26	2501	55	-1
64	K-1-14-65	0.0602	0.0012	0.8710	0.0183	0.1049	0.0015	0.64	611	84	636	19.	643	16	1
65	K-1-14-66	0.1067	0.0018	4.5128	0.0843	0 068	0.0043	0.66	1743	61	1733	29	1724	42	-1.1
66	K-1-14-67	0.0584	0.0009	0.7522	0.0136	0.0934	0.0013	0.66	544	70	569	15	575	14	1.1
67	K-1-14-68	0.1101	0.0015	4.6433	0.0734	0 059	0.0041	0.68	1800	49	1757	25	1720	40	-4.5
68	K-1-14-69	0.0609	0.0012	0.8717	0.0190	0.1039	0.0015	0.64	633	88	636	20	637	16	0.1
69	K-1-14-70	0.0650	0.0022	0.9116	0.0318	0.1018	0.0016	0.59	773	145	657	33	624	18	-5
70	K-1-14-71	0.0609	0.0011	0.8766	0.0171	0.1044	0.0014	0.65	635	76	639	18	640	16	0.2
71	K-1-14-72	0.0629	0.0025	1.0750	0.0436	0.1241	0.0020	0.58	702	171	741	41	754	22	1.7
72	K-1-14-73	0.0615	0.0009	0.9036	0.0156	0.1065	0.0015	0.67	657	65	653	16	652	17	-0.2
73	K-1-14-74	0.1173	0.0014	5.6248	0.0821	0 479	0.0047	0.70	1915	42	1919	24	1924	44	0.5
74	K-1-14-75	0.0641	0.0009	1.1679	0.0194	0.1322	0.0018	0.68	743	60	785	18	800	20	1.9
75	K-1-14-76	0.0621	0.0010	1.0176	0.0179	0.1188	0.0016	0.67	678	66	712	1	723	18	1.5
76	K-1-14-77	0.0651	0.0018	1.0706	0.0301	0.1193	0.0018	0.61	776	114	739	29	726	20	-1.7
77	K-1-14-78	0.0602	0.0009	0.8725	0.0151	0.1052	0.0014	0.67	609	66	637	16	644	16	1.2
78	K-1-14-79	0.1204	0.0017	5.6289	0.0917	0 391	0.0047	0.69	1962	49	1920	26	1882	45	-4.1
79	K-1-14-80	0.1131	0.0014	5.1884	0.0775	0 327	0.0045	0.70	**1850**	**44**	1850	24	1851	43	0.1
80	K-1-14-81	0.0593	0.0014	0.8344	0.0209	0.1020	0.0015	0.62	578	103	616	22	**626**	**17**	17
81	*K-1-14-82*	*0.1006*	*0.0016*	*3 222*	*0.0596*	*0.2396*	*0.0034*	*0.67*	*1634*	*59*	*1486*	*27*	*1384*	*34*	*-15.3*
82	K-1-14-83	0.0626	0.0022	1.0200	0.0361	0.1181	0.0018	0.59	695	148	714	35	**719**	**21**	0.8
83	K-1-14-84	0.0598	0.0010	0.8521	0.0156	0.1034	0.0014	0.66	595	71	625	17	**634**	**16**	1.4
84	K-1-14-85	0.0602	0.0012	0.8710	0.0185	0.1049	0.0015	0.64	611	85	636	19	**643**	**17**	1.1
85	K-1-14-86	0.1030	0.0018	3.8118	0.0741	0.2684	0.0037	0.65	**1678**	**66**	1595	30	1532	38	-8.7
86	K-1-14-87	0.0692	0.0010	1 395	0.0217	0.1405	0.0019	0.68	903	57	863	18	**847**	**21**	-1.8
87	K-1-14-88	0.0633	0.0012	0.8877	0.0184	0.1017	0.0014	0.64	718	81	645	19	**624**	**16**	-3.2
88	K-1-14-89	0.0693	0.0021	1.1327	0.0355	0.1185	0.0018	0.60	908	126	769	33	**721**	**20**	-6.1

Таблица 4. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
№ п/п	Номер образца, точка	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет						D, %
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	±1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	±1σ	
89	К-1-14-90	0.1025	0.0017	3.8344	0.0693	0.2714	0.0037	0.66	**1669**	**60**	1600	28	1548	37	-7.2
90	К-1-14-91	0.0597	0.0010	0.9099	0.0169	0.1105	0.0015	0.66	592	72	657	17	**676**	**17**	2.9
91	К-1-14-92	0.1157	0.0016	5.1558	0.0831	0 232	0.0044	0.68	**1890**	**49**	1845	26	1805	42	-4.5
92	К-1-14-93	0.1047	0.0017	4.4603	0.0815	0 091	0.0043	0.66	**1708**	**60**	1723	29	1736	42	1.6
93	К-1-14-94	0.0627	0.0011	1.1107	0.0214	0.1285	0.0018	0.65	697	74	758	20	**779**	**20**	2.8
94	*К-1-14-95*	*0.1027*	*0.0015*	*3.5188*	*0.0604*	*0.2486*	*0.0034*	*0.67*	*1672*	*55*	*1531*	*26*	*1431*	*35*	*-14.4*
95	К-1-14-96	0.0638	0.0012	1.0583	0.0210	0.1203	0.0017	0.65	734	77	733	20	**732**	**19**	-0.1

Примечание. Значения возраста менее 1 млрд лет вычислены по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, более 1 млрд лет по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ (в таблице выделены полужирным шрифтом). Курсивом приведены данные с дискордантностью более 10%. D,% – дискордантность, рассчитанная по формуле $D = ((^{207}Pb/^{235}U/^{206}Pb/^{238}U) - 1) \times 100$ для пород моложе 1 млрд лет и по формуле $D = ((^{207}Pb/^{206}Pb/^{238}U) - 1) \times 100$ для пород древнее 1 млрд лет. Rh0 – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{206}Pb/^{238}U$. $Rh0 = [1\sigma/(^{206}Pb/^{238}U)]/[1\sigma/(^{207}Pb/^{235}U)]$.

калиевого полевого шпата. Высокая степень окисленности пород, присутствие в разрезе игнимбритов и туфов, а также трещин усыхания свидетельствуют о наземном характере вулканизма. Высококалиевые породы в одном из изученных нами коренных обнажений не находятся в контакте с осадочными породами карагасской серии, а представляют собой отдельные, часто протяженные, обособленные фрагменты красноцветных последовательностей. В них наблюдается переслаивание обломочных пород от мелко- до грубозернистых, с текстурами от массивных до слоистых. Повсеместно встречаются туфобрекчии гравелитовой размерности, где при петрографических исследованиях определены измененные обломки вулканических пород. Присутствие окатанного кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, мусковита и турмалина свидетельствует о вкладе пород фундамента вулканической постройки.

В Марском вулканическом поле широко проявлены слоистые туфы и туффиты с редкими прослоями игнимбритов и туфобрекчий. По составу вулканические породы отвечают калиевым трахитам и трахириолитам. Потоков базальтов здесь нами не установлено. Трахибазальты широко проявлены в расположенном в этом районе Кременьшетском палеовулкане. В то же время в туфовом материале присутствуют обломки базальтов, клинопироксена (титанавгита) и титаномагнетита со структурами распада, что указывает в том числе на более раннее проявление трахибазитового магматизма. В разрезе Марского палеовулкана картируются дайки трахидолеритов, которые секут вулканокластические породы. Особенности петрографического состава трахидолеритов (состав клинопироксена (титанавгит), кварц-калишпатовая графика и присутствие биотита) не позволяют относить их к толеитовым долеритам нерсинского комплекса (Гладкочуб и др., 2012). Подобные соотношения трахибазальтового, трахитового и высококалиевого риолитового магматизма описаны в пермо-триасовой Семейтауской вулканоплутонической кальдерной структуре Восточного Казахстана, связанной с Сибирским плюмом (Ермолов, Изох, 1977; Добрецов и др., 2010). В Семейтауской структуре калиевые трахибазальты начинают разрез вулканитов, тогда как дайки трахидолеритов прорывают субвулканические гранит-порфиры и проявлены только в пределах вулканической постройки.

В исследованном разрезе присутствуют туфобрекчии с фрагментами лав трахитов, высококалиевых риолитов и базальтов; наличие игнимбритов и фьямме высококалиевых риолитов, тонкозернистых витрокристаллокластических туфов однозначно свидетельствует о правомерности их отнесения к фрагментам крупной вулканической постройки – Марского палеовулкана (Бессолицын и др., 1969). В ранних геолого-поисковых работах описываются породы с лейцитом, однако нами они

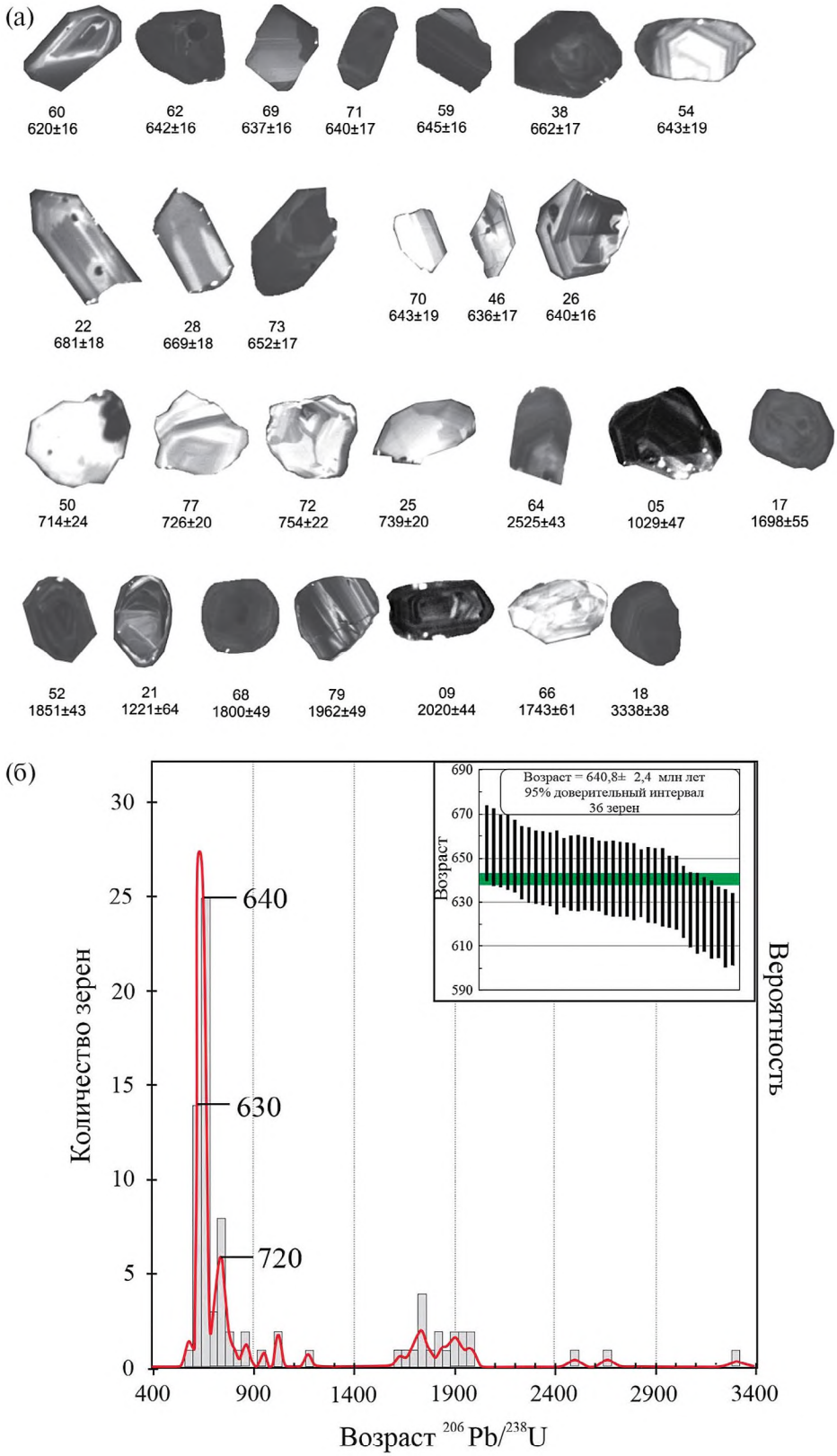


Рис. 13. (а) Катодолюминесцентные изображения цирконов из вулканомиктовых высококалиевых пород (проба K-1-14) с указанием возраста (млн лет); (б) гистограмма, графики плотности вероятности распределения U–Th–Pb изотопного возраста циркона и его средневзвешенное значение из вулканомиктовых высококалиевых пород (по отношению $^{206}Pb/^{238}U$, погрешность 1σ).

пока не установлены. Присутствие туфобрекчий, игнимбритов, признаков гидротермальной деятельности (округлых карбонатных стяжений в туфах) и даек трахидолеритов указывает на близость вулканической постройки.

Изучение минерального состава вулканокластических пород Марского палеовулкана показало, что вкрапленники и кристаллокласты представлены калиевым полевым шпатом с повышенным содержанием бария (до 2%), тогда как этот минерал в основной массе не содержит примесей натрия и бария. Характерным является набор акцессорных минералов: циркон, монацит, ксенотим, анатаз, титаномагнетит, фторапатит. Подобный набор акцессорных минералов и их состав характерен для интрузивных пород зиминского комплекса. Наиболее вероятно, что источником поступления обломочного материала для вулканогенно-осадочных пород Марского поля являются породы, аналогичные зиминскому комплексу. Это подтверждается наличием прослоев пород, содержащих калиевый полевой шпат с включениями зональных, хорошо ограненных кристаллов доломита и анкерита. Подобные породы описаны в скважине Большетагнинского массива (Изох и др., 2020).

Важно отметить, что циркон присутствует в тесной ассоциации с ксенотимом и анатазом, при этом ксенотим образует каймы вокруг циркона. Подобные соотношения циркона, ксенотима и анатаза указывают на связь циркона с щелочным вулканизмом. Зерна этой популяции циркона имеют кристаллографический облик и четкую осцилляторную зональность, а средневзвешенное значение возраста составляет 640 млн лет. Кроме того, изотопный состав гафния в цирконе из высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья аналогичен таковому в цирконе из пород Белозиминского массива, входящего в состав зиминского комплекса, что подтверждает их общий источник и свидетельствует о преобладании вещества изотопно умеренно-деплетированной мантии.

Таким образом, можно считать, что проявление бимодального высококалиевого вулканизма в пределах Бирюсинского выступа Сибирской платформы происходило на рубеже 640 млн лет. Этот вывод согласуется с данными по времени проявления щелочного магматизма на юге и юго-западе Сибирского кратона. Породы Белозиминского карбонатитового массива имеют возраст кристаллизации 643 ± 4 млн лет на основе U–Pb датирования циркона из сиенитов (Ярмолюк и др., 2005), 645 ± 6 млн лет на основе U–Pb датирования граната из ийолитов (Salnikova et al., 2019), 645 ± 6 млн лет на основе Ar–Ar метода по флогопиту из карбонатитов (Doroshkevich et al., 2016). Возраст кристаллизации пород жидойского комплекса составляет 632 ± 2 млн лет на основе U–Pb датирования циркона (Ярмолюк и др., 2005). На интенсивное проявление в позднем рифее высококалиевого и щелочного магматизма и вулканизма на этой территории также указывали в своих работах К.Н. Егоров с соавторами (2010). Следует отметить, что в пострифейских песчаниках Бирюсинского Присаянья на основе U–Pb датирования циркона также выявлен пик, отражающий значительное присутствие среди источников сноса пород с возрастом 600–650 млн лет (Glorie et al., 2014; Васюкова и др., 2019). Столь широкое проявление такого магматизма и вулканизма на юге и юго-западе Сибирского кратона связывают с распадом суперконтинента Родиния в позднем докембрии в интервале 700–600 млн лет. В это время (630–650 млн лет) вдоль края отделяющегося Сибирского континента формировались рудоносные карбонатитовые и ультрамафит-мафитовые магматические комплексы, которые рассматриваются как производные мантийных плюмов (Кузьмин, Ярмолюк, 2014).

На связь высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья с производными мантийных расплавов указывают также Lu–Hf изотопные данные для популяции неопротерозойских цирконов (Летникова и др., 2021). Первичные отношения изотопов гафния, рассчитанные на 640 млн лет, в наиболее молодой популяции цирконов высококалиевых пород Бирюсинского Присаянья варьируют в диапазоне от 0.282883 до 0.282591 при $\varepsilon_{Hf}(t)$ от +18 до +2.3, указывая на изотопную гетерогенность. При этом основная группа (38 зерен) представлена цирконами с отношением $^{176}Hf/^{177}Hf$ (I) = 0.282621–0.282883, $\varepsilon_{Hf}(t)$=+8.8...+18.0. Первичные изотопные отношения гафния в этих цирконах близки к параметрам деплетированной мантии. Незначительная часть цирконов (6 зерен) имеют более низкие значения отношений $^{176}Hf/^{177}Hf$ (I) = 0.282457–0.282591 при $\varepsilon_{Hf}(t)$=+2.3...+7.2, указывая на участие изотопно обогащенного источника, возможно представленного коровым материалом. При этом строго разграничить цирконы с различными изотопными данными не представляется возможным. В данном случае можно судить об изотопно-гетерогенной природе источника вещества при формировании высококалиевой пирокластики. Наблюдаемые значения $\varepsilon_{Hf}(t)$ схожи с таковыми для карбонатитов Белозиминского массива (рис. 14) (Хромова и др., 2022).

Обоснование кальдерного высококалиевого базальт-трахит-риолитового вулканизма в венде (650–630 млн лет) ставит вопрос о ревизии других разрезов карагасской толщи, а также об объеме нерсинского долеритового комплекса. По особенностям высококалиевого вулканизма и набору как вулканических, так и плутонических пород их ближайшим аналогом является современная итальянская высококалиевая провинция. Мощное кампанское игнимбритовое извержение в районе Неаполя (Италия) произошло около 40 тыс. лет назад (39280 ± 110 лет назад). Оно хорошо исследовано и является модельным объектом

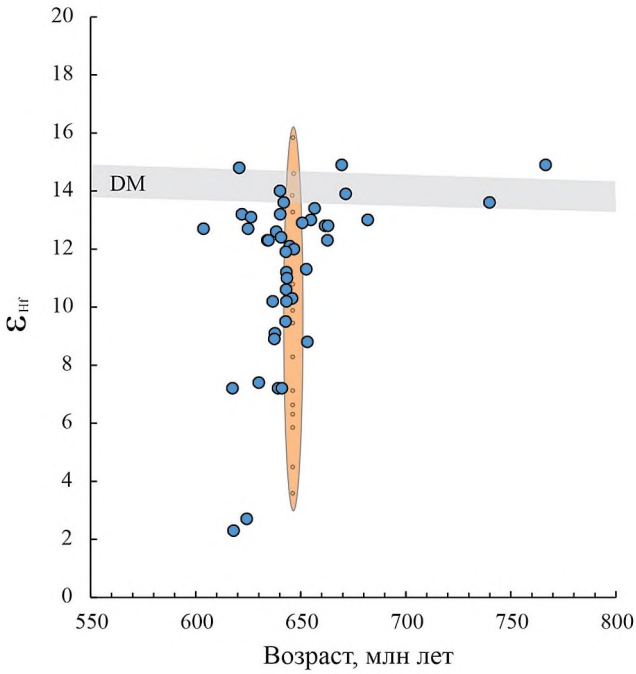


Рис. 14. Диаграмма возраст (млн лет)–$\varepsilon_{Hf}(t)$ для цирконов из высококалиевой пирокластики Марского палеовулкана (залитые (в электронной версии синие) кружки) в сравнении с данными из карбонатитов массива Белая Зима (залитое (в электронной версии оранжевое) вертикальное поле) (Хромова и др., 2020). ДМ – деплетированная мантия.

для оценки характера катастрофических извержений высококалиевого вулканизма. Мегаизвержение состояло из двух фаз – плинианского и игнимбритового. По шкале вулканической активности извержение Флегрейских полей имело 7 баллов. В результате первой фазы выбросы твердых частиц составили 50 км³. Во время последующей фазы в атмосферу было выброшено более 450 км³. Общий объем частиц превысил 500 км³. Вулканические выбросы, постепенно оседая, оставили после себя след из пород, который в форме клина протянулся от Южной Италии на северо-восток до Южного Урала. Слоем пепла было покрыто более 1.1 млн км². Затронутыми оказались в том числе Причерноморье и Каспийское море. От Южной Италии до Румынии слой пепла достигал 1 м. Таким образом, вулканокластический материал при таких извержениях распространялся на очень большие территории и может являться хорошим индикатором и стратиграфическим маркером проявления внутриплитного высококалиевого магматизма в древних осадочных последовательностях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обоснован субаэральный взрывной характер кальдерного высококалиевого базальт-трахит-риолитового вулканизма Марского вулкана в междуречье Мара–Каменка–Уват Брюсинского выступа юга Сибирской платформы. Минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение высококалиевой пирокластики, игнимбритов, трахибазальтов. Возраст высококалиевых вулканических пород на основе U–Th–Pb датирования циркона составляет 640 млн лет. Lu–Hf изотопная систематика циркона указывает на связь этого вулканизма с магмами мантийного генезиса. Состав и время образования изученных пород не позволяют соотносить их, как это считалось ранее, с осадочными позднерифейскими кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками карагасской серии и долеритами нерсинского интрузивного комплекса. Специфические минералого-петрографические особенности изученных пород позволяют использовать их как региональный стратиграфический репер.

Источники финансирования. Петрографическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение проводилось за счет средств гранта РНФ 19-17-00099, изучение минералогии вулканитов – за счет средств проекта РНФ 23-17-00098.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бессолицын Е.Н., Корабельникова В.В., Борисов В.А. и др. Марганценосность Северо-Западного Присаянья. Масштаб 1 : 100 000. Нижнеудинский, Тайшетский районы Иркутской области. Лист N-47. Иркутск, 1969. 447 с.

Васюкова Е.А., Метелкин Д.В., Летников Ф.А., Летникова Е.Ф. Новые изотопные ограничения на время формирования долеритов нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья // Докл. АН. 2019. Т. 485. № 5. С. 594–598.

Геологическая карта: N-47 (Нижнеудинск). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Ангаро-Ленская серия, масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р., Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Писаревский С.А., Вингейт М., Седерлунд У. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // Геотектоника. 2012. № 4. С. 28–41.

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.

Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники алмазоносности // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.

Ермолов П.В., Изох А.Э. Петрология магматических пород Семейтауской вулкано- плутонической структуры // Геология и геофизика. 1977. № 6. С. 52–61.

Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Жмодик С.М. Высококалиевый магматизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск, 2020. С. 133–135.

Костицын Ю.А., Аносова М.И. U–Pb возраст экструзивных пород кальдеры Уксичан в Срединном хребте Камчатки – применение лазерной абляции к датированию молодых цирконов // Геохимия. 2013. Т. 51. № 2. С. 171–179.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д., Школьник С.И., Бродникова Е.А. Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Докл. АН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 55–62.

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

Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.

Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Летников Ф.А., Демонтерова Е.И., Юдин Д.С., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Шарыгин И.С. Возраст и источники расплавов ультрамафитовых даек и пород Большетагнинского щелочно-карбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, юго-западная окраина Сибирского кратона) // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 53–61.

Хромова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А. Редкоэлементный и Lu–Hf изотопный состав цирконов из карбонатитов массива Белая Зима (Восточный Саян) // Петрология и рудоносность магматических формаций. Материалы научной конференции. Новосибирск, 2022. С. 206–209.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

Doroshkevich A.G., Izbrodin I.A., Ripp G.S., Khromova E.A., Posokhov V.F., Veksler I.V., Travin A.V., Vladykin N.V. Stable isotope composition of minerals in the Belaya Zima plutonic complex, Russia: implications for the sources of the parental magma and metasomatizing fluids // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 116. P. 81–96.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Safonova I. Yu. Detrital zircon provenance of Early Palaeozoic sediments at the southwestern margin of the Siberian Craton: insights from U–Pb geochronology // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 82. P. 115–123.

Salnikova E.B., Stifeeva M.V., Kotov A.B., Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Gritsenko Y.D., Nikiforov A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // Lithos. 2019. V. 338–339. P. 141–154.

van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // Proc. 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 1999. Abstract no. 7215.

Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Рецензенты А.А. Воронцов, А.Б. Котов

High-Potassium Rocks of the Late Riphean Mara Paleovolcano, Biryusinsky Ledge, South of the Siberian Platform

A. E. Izokh[a, #], E. F. Letnikova[a], I. A. Izbrodin[a], A. V. Ivanov[a], S. I. Shkolnik[a, b], and A. G. Doroshkevich[a]

[a] *V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia*
[b] *Institute of the Earth's Crust, SB RAS, Irkutsk, Russia*
[#] *e-mail: izokh@igm.nsc.ru*

The research was focused on the Mara–Kamenka–Uvat interfluve of the Biryusinsky ledge of the Siberian Platform, where more than half a century ago, during prospecting works for manganese, the Mara paleovolcano was identified. However, specific volcanogenic-sedimentary rocks were considered as a part of the Karagas sedimentary series of the Late Riphean. Our mineralogical and petrographic studies have allowed us to establish the wide distribution of high-potassium pyroclastics, ignimbrites, and trachybasalts, indicating a subaerial explosive volcanic nature of the Mara volcano. The age of high-potassium volcanism has been determined based on U–Th–Pb zircon dating as 640 Ma. Lu–Hf isotope systematics of zircon indicate a relation of these volcanic rocks with mantle-derived magmas. The composition and time of formation of the studied rocks do not allow us to correlate them, as previously thought, with sedimentary Late Riphean quartz and quartz-feldspathic sandstones of the Karagas sedimentary series and dolerites of the Nersa intrusive complex. The specific mineralogical and petrographic features of the studied rocks make them suitable as a regional stratigraphic mark.

Keywords: high-potassium pyroclastics, Zima alkaline intrusive complex, Late Riphean, Sayan region

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 73–96

УДК 565.33:551.762.23.47

НОВЫЕ РОДЫ ОСТРАКОД BATHONIELLA (БАТ И НИЖНИЙ КЕЛЛОВЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СЕВЕРНОЙ ГЕРМАНИИ) И PARABATHONIELLA (НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ БАТ ШОТЛАНДИИ). ЧАСТЬ 1: СИСТЕМАТИКА

© 2024 г. Е. М. Тесакова[1, 2]

[1]*Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва*

[2]*Геологический институт РАН, Москва*

e-mail: ostracon@rambler.ru

Поступила в редакцию 30.08.2023 г.
После доработки 07.11.2023 г.
Принята к публикации 13.11.2023 г.

Проведена ревизия стратиграфически значимых таксонов Palaeocytheridea milanovskyi Lyubimova, 1955 и P. nikitini Lyubimova, 1955 из нижнего келловея Восточно-Европейской платформы и Северной Германии. P. nikitini сведен в синонимику к P. milanovskyi, последний предложен типовым для нового рода Bathoniella gen. nov. из нижнего бата–нижнего келловея (зоны Ishmae–Calloviense). В состав Bathoniella вошли еще три вида: B. prima sp. nov., B. paenultima sp. nov. и B. ultima sp. nov. У рода Bathoniella описан новый – батониелловый – подтип полового диморфизма. Такой же тип диморфизма характерен для нового рода Parabathoniella gen. nov. с типовым видом Acantocythere elongata Wakefield, 1994 из нижнего–среднего бата (зоны Tenuiplicatus–Progracilis) Внутренних Гебрид, Шотландия, а также рода Mandelstamia из верхней юры и нижнего мела Европы.

Ключевые слова: новые виды, новый подтип полового диморфизма, ревизия, гомология

DOI: 10.31857/S0869592X24040049, **EDN:** CMIKIO

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является продолжением систематического изучения остракод из средней юры Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по материалам из разрезов Поволжья, центральных районов России, Украины и Белоруссии, где первостепенное внимание уделялось стратиграфически значимым видам. По результатам их ревизии были реконструированы филогенетические линии, на базе которых установлены новые филозоны, или ревизованные таксоны стали индексами комплексных зон с широким географическим распространением (Тесакова, 2013а, 2013б, 2014, 2022а, 2022б, 2022в, 2022г; Тесакова, Сельцер, 2022).

К подобным руководящим видам остракод относятся Palaeocytheridea milanovskyi Lyubimova и P. nikitini Lyubimova, описанные П.С. Любимовой из нижнего келловея Поволжья и Общего Сырта (Любимова, 1955, с. 38, табл. 5, фиг. 5а–5в; табл. 6, фиг. 1а–1г). Позже оба таксона были определены М.Н. Пермяковой в том же стратиграфическом интервале Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), но отнесены к роду и подроду Fuhrbergiella (F.) Brand et Malz (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 144, табл. 60, фиг. 2а, 2б, 3, 4а, 4б, 5). В “Практическом руководстве по микрофауне”, для которого были пересняты голотипы из типовой коллекции Любимовой, они фигурировали уже как Acanthocythere (Protoacanthocythere) milanovskyi и Pseudoperissocytheridea nikitini (Практическое..., 1999, с. 178, табл. 31, фиг. 3; с. 179, табл. 34, фиг. 5). Позднее эти виды относили либо к подроду Protoacanthocythere Bate (Тесакова, Сельцер, 2013; Махнач, Тесакова, 2015), либо просто к роду Acanthocythere Sylvester-Bradley (Тесакова и др., 2015, 2020; Тесакова, Сельцер, 2022; Глинских и др., 2022).

Надо заметить, что в начале исследования было непонятно, почему Любимова и Пермякова отмечали совместное нахождение видов milanovskyi и nikitini в разрезах Украины (Пяткова, Пермякова, 1978, с. 144) и Самарской Луки (разрез Репьевка; Любимова, 1955, с. 125–127, табл. 1, 2, 5), в то время как собственный материал автора свидетельствовал о различии их ареалов (рис. 1). К виду nikitini были отнесены единичные экземпляры из зоны Elatmae разреза Григоровка (Каневские дислокации, ДДВ)

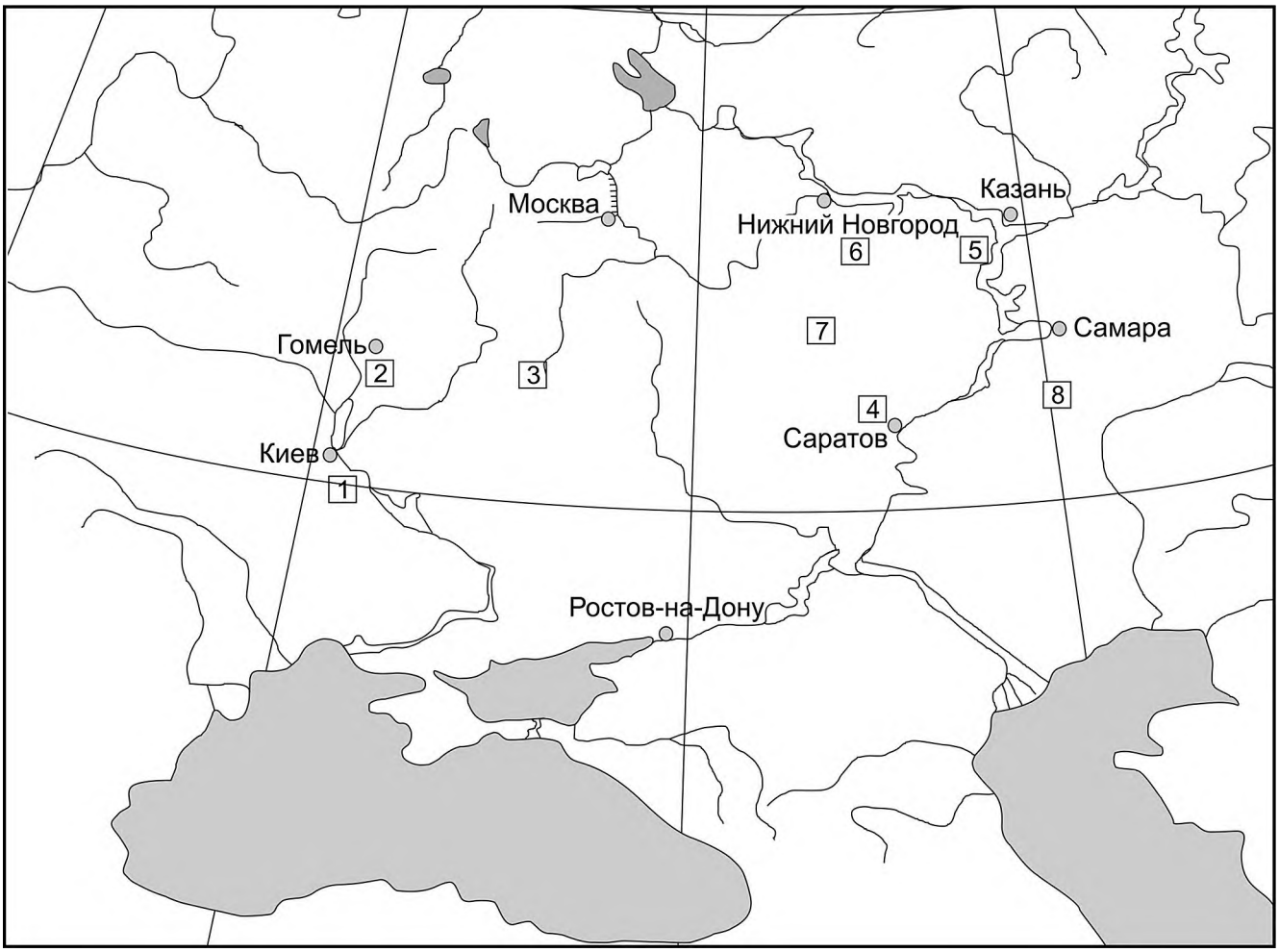


Рис. 1. Карта-схема расположения разрезов и скважин, из которых изучены новые остракоды рода Bathoniella gen. nov. 1 – Григоровка и Костянецкий яр (Каневские дислокации, ДДВ); 2 – скв. 792 (Гомельский р-н, Белоруссия); 3 – Михайловский карьер (Курская обл.); 4 – Бартоломеевка и ТЭЦ-5 (Саратовская обл.); 5 – Тархановская пристань (Тетюшский р-н, Татарстан); 6 – Починки (Нижегородская обл.); 7 – скв. 6 (Обвал) (Тамалинский р-н, Пензенская обл.); 8 – скв. 103 и 108 (Перелюбский р-н, Саратовская обл.).

(Тесакова и др., 2015, рис. 1); из зоны Calloviense в скв. 792 Гомельского района (Белоруссия) (Махнач, Тесакова, 2015, рис. 2, табл. 3, фиг. 6–9); из зоны Subpatruus из Михайловского карьера (Курская обл.), ошибочно определенные как Galliaecytheridea aff. spinosa Kilenyi (Тесакова и др., 2009, табл. 2, фиг. 6, 7). Вид milanovskyi представлен в коллекциях находками из зоны Elatmae разрезов Бартоломеевка (Саратовская обл.) (Тесакова, Сельцер, 2013, с. 66, рис. 5, фиг. 1–4, 7), Тархановская пристань (Тетюшский р-н, Татарстан) (настоящая работа) и Костянецкий яр (Каневские дислокации, ДДВ) (настоящая работа). В зоне Subpatruus он известен в двух обнажениях – ТЭЦ-5 (Саратовская обл.) (Глинских и др., 2022, табл. 2, фиг. 14; Тесакова, Сельцер, 2022, табл. 5, фиг. 13) и Починки (Нижегородская обл.) (Тесакова и др., 2020, рис. 3). Также он зафиксирован в разрезе скв. 6 (разрез Обвал, Тамалинский р-н, Пензенская обл.) (настоящая работа). Получившаяся картина распределения milanovskyi и nikitini во времени и пространстве не находила никакого объяснения и потребовала ревизии этих видов.

Другим важным обстоятельством послужили находки морфологически сходных остракод из каменноовражной и хлебновской свит, вскрытых скв. 103 и 108 в Саратовском Заволжье (Перелюбский р-н, Саратовская обл.) (Тесакова и др., 2023). Каменноовражная свита, возраст которой устанавливается по стратиграфическому положению между слоями с аммонитами, отвечает верхней части нижнебатской зоны Ishmae–нижней части верхнебатской зоны Calyx; хлебновская свита по аммонитам датируется верхней частью зоны Calyx–нижнекелловейской зоной Elatmae (Гуляев, 2015, 2019; Киселев, 2022).

В каменноовражной свите были обнаружены остракоды, поразительно похожие на Acanthocythere

elongata Wakefield, 1994 из шотландского бата (Wakefield, 1994, с. 27, табл. 4, фиг. 1–9), только меньшей высоты, которые рассматриваются нами как новый вид. Родство этих видов предполагается не только по высокому морфологическому сходству, но и подчеркивается их экологической адаптацией к прибрежной обстановке с нестабильной соленостью. Сравнение онтогенезов этих видов показало дальнее родство, а похожая форма раковины и одинаковая скульптура у взрослых представителей объясняется гомологией.

Ревизия, проведенная автором в настоящей работе, во-первых, показала неправомочность отнесения всех этих таксонов к родам и подродам Acanthocythere, A. (Protoacanthocythere), Fuhrbergiella (F.), Palaeocytheridea Mandelstam и, тем более, к роду Pseudoperissocytheridea Mandelstam; во-вторых, позволила выделить новый род Bathoniella gen. nov. с весьма характерным батониелловым (новым) подтипом полового диморфизма; и, в-третьих, по наличию того же батониеллового полового диморфизма у морфологически сходного вида из синхронных отложений Шотландии, но развивавшегося как часть другой параллельной филолинии, установить еще один новый род Parabathoniella gen. nov.

Таким образом, в задачи настоящей статьи входило следующее: выполнить ревизию стратиграфически значимых таксонов milanovskyi и nikitini; установить и описать новые виды, связанные с ними родством; определить родовую принадлежность этих видов, эволюционировавших в бате и раннем келловее на ВЕП; определить родовую принадлежность гомологично сходного вида, бывшего членом параллельной филолинии в Западной Европе; выявить и описать новый подтип полового диморфизма, одновременно возникший в родственных филолиниях.

Для научных учреждений, упомянутых в тексте, приняты следующие аббревиатуры: БГУ (Белорусский государственный университет), ВСЕГЕИ (Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург), ГИН (Геологический институт РАН, Москва), ИНГГ (Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН), МГУ (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова), ПИН (Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва), ЯГПУ (Ярославский государственный педагогический университет им. К.Д. Ушинского).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для написания настоящей статьи послужили рабочие коллекции автора, место отбора которых и стратиграфическая привязка к аммонитовой шкале опубликованы в предыдущих статьях (Тесакова и др., 2009, 2015, 2020; Тесакова, 2013а, 2013б, 2014, 2022а, 2022б, 2022в, 2022г; Тесакова, Сельцер, 2013, 2022; Махнач, Тесакова, 2015).

Кроме ранее опубликованных данных, использованы остракоды из разреза Костянецкий яр (Каневские дислокации, ДДВ), литологическая колонка которого, местоположение и датировка по аммонитам приведены в статье Д.Б. Гуляева и А.П. Ипполитова (Gulyaev, Ippolitov, 2021, фиг. 1, 4). Пробы на микрофауну – 11 образцов из нижнекелловейской зоны Elatmae (биогоризонт P. elatmae) – были отобраны и любезно предоставлены автору Ипполитовым (ГИН). Породы отмывались стандартным методом на геологическом факультете МГУ. В общей сложности из них было выделено и изучено более 100 экземпляров батониелл.

Отмытый образец с богатым комплексом остракод и фораминифер из разреза Тархановская пристань, зона Elatmae, Тетюшский р-н, Татарстан любезно передал А.А. Мироненко (ГИН). Определения аммонитов из этого местонахождения сделаны Д.Н. Киселевым (ЯГПУ; устное сообщение). Батониеллы представлены пятью экземплярами.

Керновый материал (30 образцов весом по 250 –300 г) из двух скважин, пробуренных в Перелюбском районе Саратовской области, предоставлен А.С. Застрожновым (ВСЕГЕИ). Составление литологических колонок скважин и выделение в них свит выполнено Е.В. Щепетовой (ГИН). Описание разреза скв. 103 с выделением свит, положением ихнофоссилий и датированием отдельных уровней по диноцистам, фораминиферам и аммонитам было сделано ею ранее (Щепетова и др., 2020, 2021; в этих работах данная скважина упоминалась как скв. № 1). Литологическая колонка скв. 108 и корреляция ее со скв. 103 приведены Тесаковой и др. (2023). Отложения починковской и каменноовражной свит вскрыты обеими скважинами, хлебновская и промзинская свиты наблюдались только в скв. 108. Остракоды рода Bathoniella gen. nov. были найдены в каменноовражной и хлебновской свитах (распределение остракод по разрезам этих скважин будет приведено в следующей статье (Тесакова и др., 2024)). Все свиты датированы фораминиферами и остракодами, а аммонитовые зоны удалось выделить только в починковской (в узком интервале) и промзинской свитах. Определение аммонитов и соответствующих зон в нижнебатской части разрезов сделано Д.Б. Гуляевым (Комиссия по юрской системе МСК России), в средневолжской части – М.А. Роговым (ГИН). Комплексы фораминифер изучены М.А. Устиновой (ГИН), остракоды – автором настоящей статьи. Сохранность почти всей микрофауны из песчанистой каменноовражной свиты удовлетворительная или плохая, а экземпляры из глин хлебновской свиты сохранились хорошо. Обе эти свиты датированы фораминиферами и остракодами, аммонитов в них найдено не было (Тесакова и др., 2023).

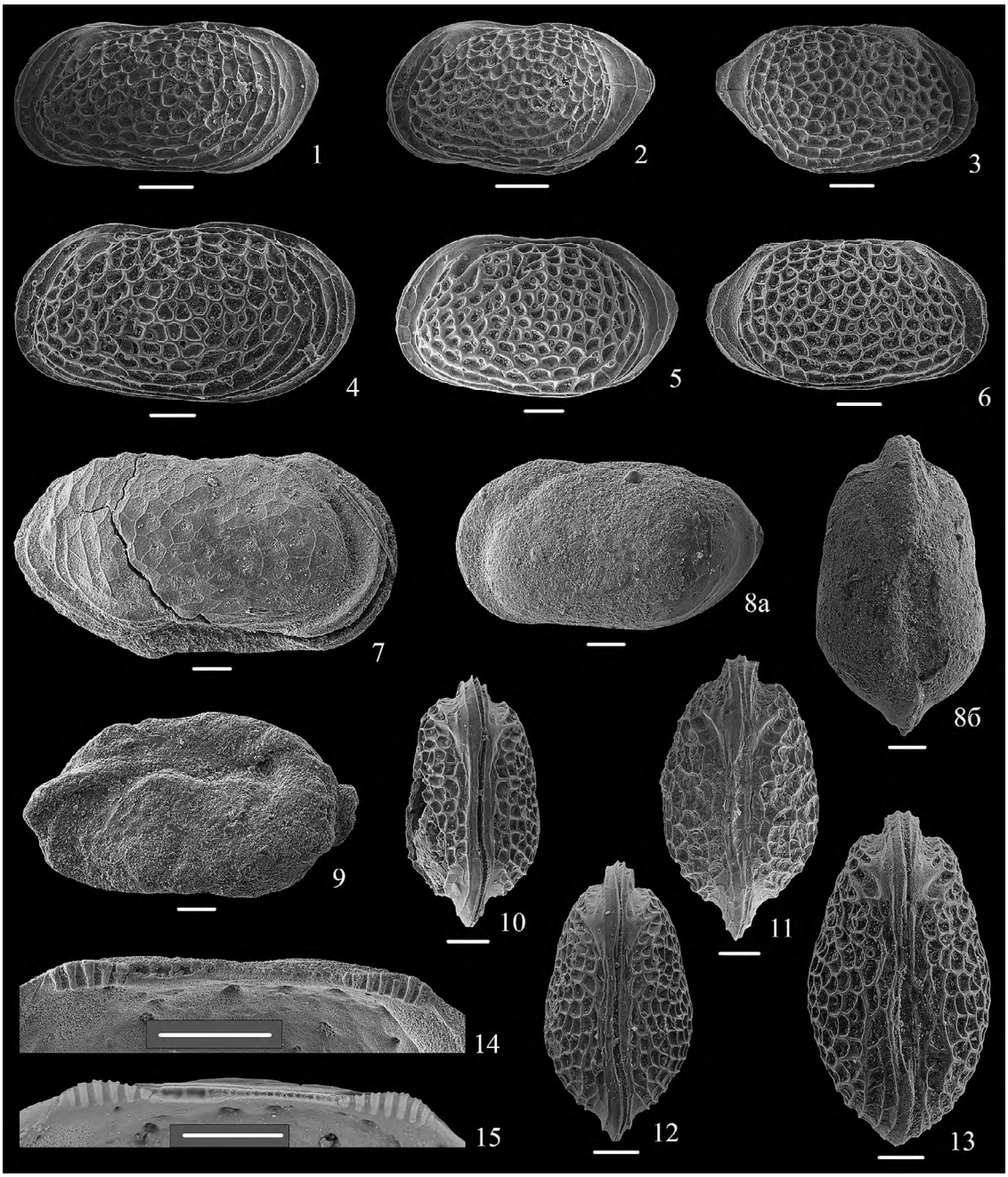


Таблица I. Фиг. 1–3, 10, 12, 14 происходят из разреза Починки, Нижегородская обл., нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонты C. surensis, C. subpatruus и C. uzhovkensis; фиг. 4–6, 11, 13, 15 – из нижнего келловея, зона Elatmae: фиг. 4, 6, 13 – из разреза Бартоломеевка, Саратовская обл., фиг. 5 – из разреза Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан, фиг. 11, 15 – из разреза Костянецкий яр, Каневский р-н, ДДВ; фиг. 7–9 – из Перелюбского р-на, Саратовская обл., каменнооврaжная свита, верхняя часть нижнего бата–нижняя часть верхнего бата.
1–3, 10, 12, 14 – Bathoniella paenultima Tesakova, sp. nov.: 1 – голотип МГУ Poch-2-001, ЦР самца слева; 2 – экз. МГУ Poch-24, ЦР самки слева; 3 – экз. МГУ Poch-2-188, ПС самки; 10 – экз. МГУ Poch-2-002, ЦР самки со спинной стороны; 12 – экз. МГУ Poch-2-047, ЦР самца со спинной стороны; 14 – экз. МГУ Poch-2-186, замок ПС самки; 4–6, 11, 13, 15 – Bathoniella milanovskyi (Lyubimova): 4 – экз. МГУ Bart-29, ЛС самца; 5 – экз. МГУ ТП-011, ЛС самки; 6 – экз. МГУ Bart-30, ПС самки; 11 – экз. МГУ КЯ-57а, ЦР самки со спинной стороны; 13 – экз. МГУ Bart-33, ЦР самца со спинной стороны; 15 – экз. МГУ КЯ-55, замок ПС самки; 7–9 – Bathoniella prima Tesakova, sp. nov.: 7 – МГУ Perelub-04, ядро ЦР самца справа, скв. 108, гл. 120,0 м, средний бат, слои с A. baticus; скв. 103, нижний бат; 8 – голотип МГУ Perelub-53, ЦР самки: а – слева, б – со спинной стороны, гл. 201.5 м; 9 – МГУ Perelub-50, ядро ЦР самки слева (частично со спинной стороны), гл. 197.7 м.
Здесь и в табл. II–IV приняты сокращения: ЦР – целая раковина, ПС – правая створка, ЛС – левая створка, juv. – ювенильная особь. Длина масштабной линейки для всех изображений 100 мкм, кроме особо отмеченных.

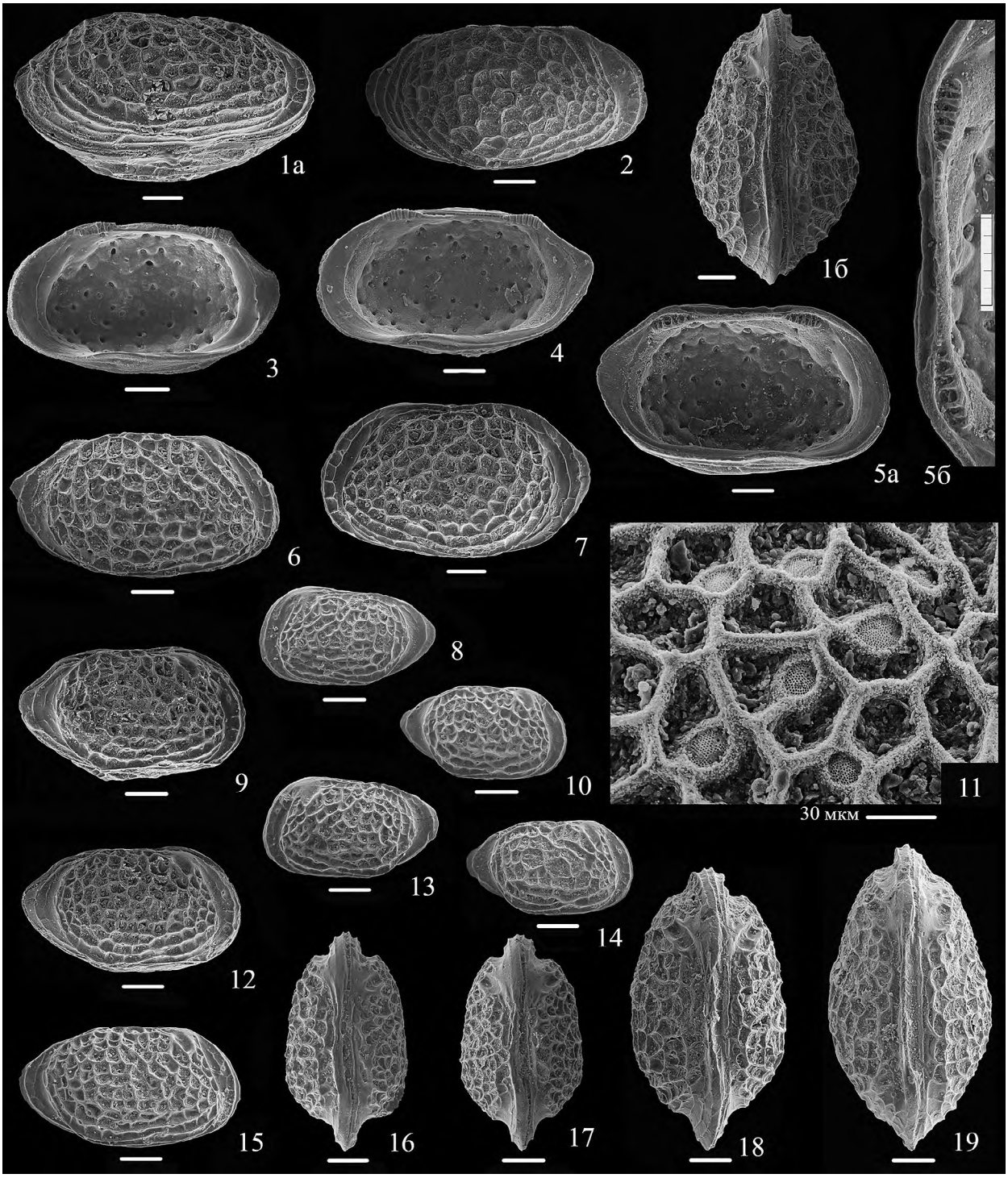


Таблица II. Все изображения происходят из нижнего келловея, зона Elatmae: фиг. 1, 4, 6–10, 12–19 – из разреза Костянецкий яр, Каневский р-н, фиг. 2 – из разреза Григоровка, Каневский р-н, фиг. 3, 11 – из разреза Бартоломеевка, Саратовская обл., фиг. 5 – из разреза Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан.
1–19 – Bathoniella milanovskyi (Lyub.): 1 – экз. МГУ КЯ-55а, ЦР самца: а – с брюшной стороны, б – со спинной стороны; 2 – экз. МГУ Grig-1-162, ПС самца; 3 – экз. МГУ Bart-31, ПС самки изнутри; 4 – экз. МГУ КЯ-55, ПС самки изнутри; 5 – экз. МГУ ТП-011, ЛС самки: а – изнутри, б – замок; 6 – экз. МГУ КЯ-65, ПС juv. А1–А2; 7 – экз. МГУ КЯ-63, ЛС самки; 8 – экз. МГУ КЯ-77, ЛС juv. А5–А6; 9 – экз. МГУ КЯ-59, ЦР juv. А3–А4 справа; 10 – экз. МГУ КЯ-74, ПС juv. А5–А6; 11 – экз. МГУ Bart-30, ПС самки, ситовидные поры; 12 – экз. МГУ КЯ-61, ЦР juv. А3–А4 справа; 13 – экз. МГУ КЯ-79, ЛС juv. А5–А6; 14 – экз. МГУ КЯ-70, ПС juv. А5–А6; 15 – экз. МГУ КЯ-68, ПС juv. А3–А4; 16 – экз. МГУ КЯ-60-а, ЦР juv. А3–А4 со спинной стороны; 17 – экз. МГУ КЯ-61-b, ЦР juv. А3–А4 со спинной стороны; 18 – экз. МГУ КЯ-58, ЦР самки со спинной стороны; 19 – экз. МГУ КЯ-57, ЦР самца со спинной стороны.

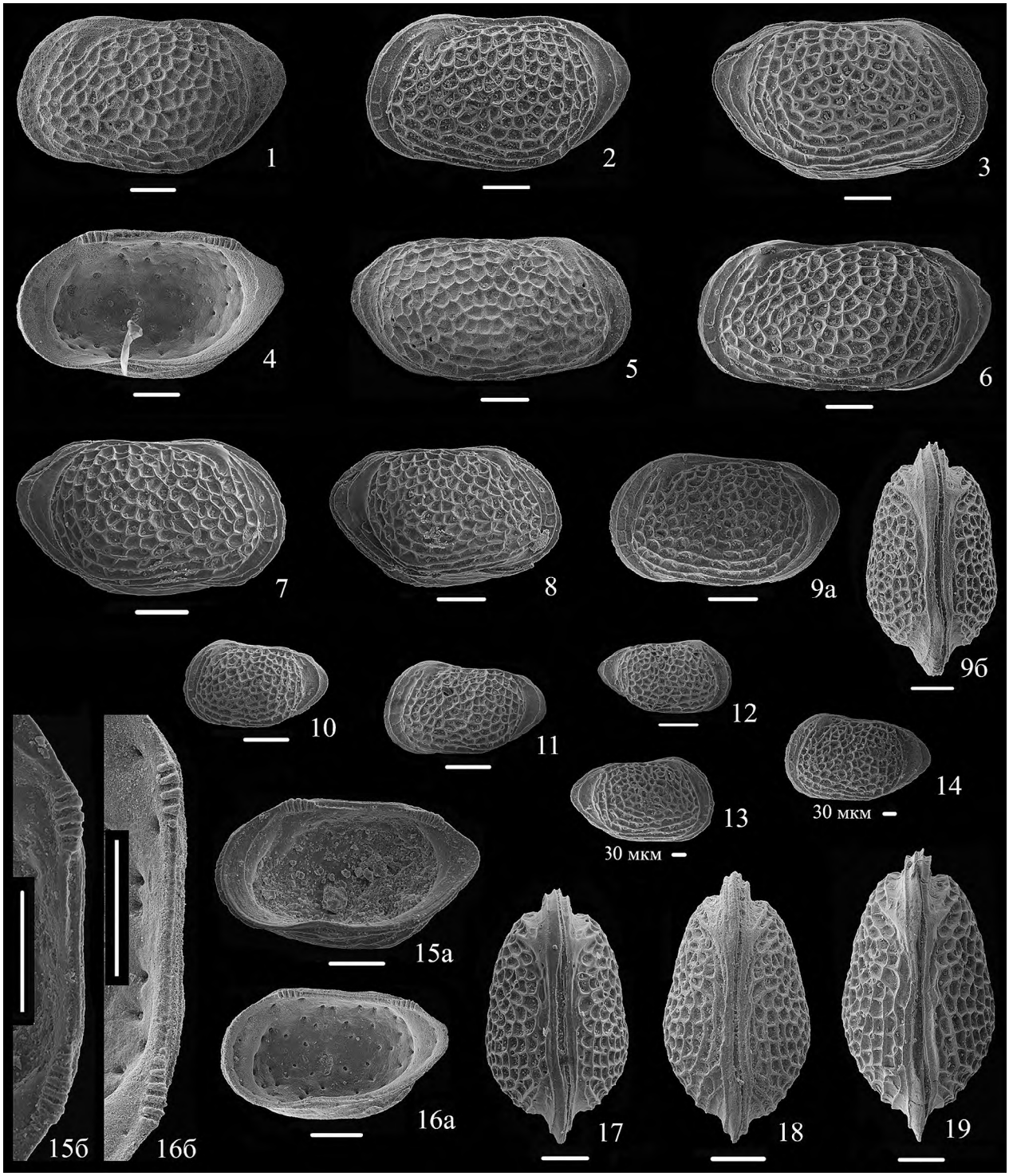


Таблица III. Все изображения происходят из разреза Починки, Нижегородская обл., нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонты C. surensis, C. subpatruus и C. uzhovkensis.
1–19 – Bathoniella paenultima Tesakova, sp. nov.: 1 – экз. МГУ Poch-185, ЛС самки; 2 – экз. МГУ Poch-112, ЛС самки; 3 – экз. МГУ Poch-003, ЦР самки справа; 4 – экз. МГУ Poch-186, ПС самки изнутри; 5 – экз. МГУ Poch-184, ПС самца; 6 – экз. МГУ Poch-187, ЛС самца; 7 – экз. МГУ Poch-2-002, ЦР самки справа; 8 – экз. МГУ Poch-26, ЦР juv. A1–A2 справа; 9 – экз. МГУ Poch-2-004, ЦР juv. A1–A2: а – слева, б – со спинной стороны; 10 – экз. МГУ Poch-2-005, ЦР juv. A5–A6 слева; 11 – экз. МГУ Poch-169, ЛС juv. A5–A6; 12 – экз. МГУ Poch-178, ПС juv. A7?; 13 – экз. МГУ Poch-2-054, ЦР juv. A5–A6 справа; 14 – экз. МГУ Poch-2-055, ЦР juv. A5–A6 слева; 15 – экз. МГУ Poch-2-114: а – ПС самки изнутри, б – замок; 16 – экз. МГУ Poch-189: а – ПС juv. A3–A4 изнутри, б – замок; 17 – экз. МГУ Poch-094, ЦР самки со спинной стороны; 18 – экз. МГУ Poch-2-048, ЦР самца со спинной стороны; 19 – экз. МГУ Poch-190, ЦР самца со спинной стороны.

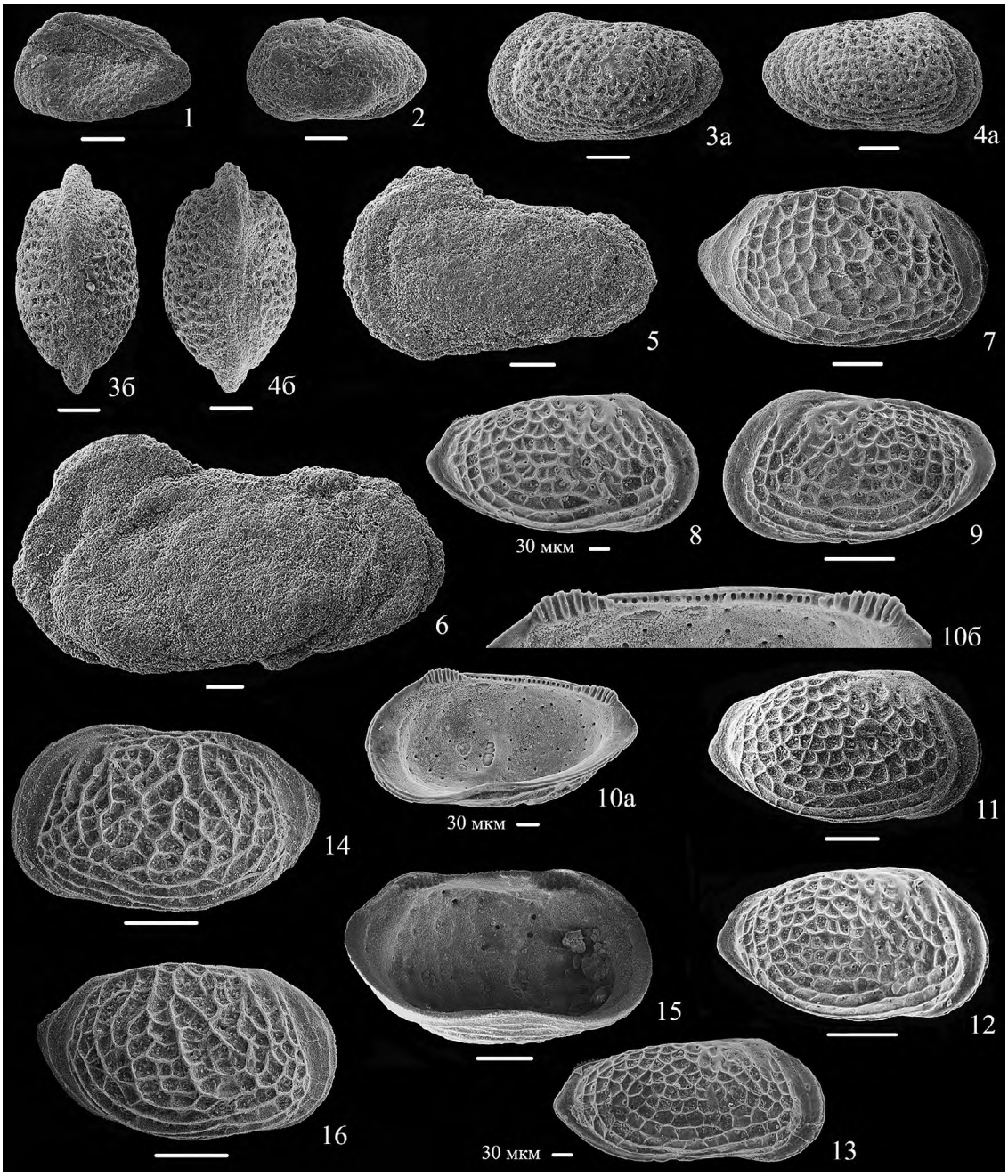


Таблица IV. Фиг. 1–6 происходят из скв. 103, Перелюбский р-н, Саратовская обл., бат, каменноовражная свита: фиг. 1, 2 – из верхнего бата, фиг. 3–5 – из нижнего–среднего бата; фиг. 8–10, 13 – из скв. 709, Гомельский р-н, Белоруссия, нижний келловей, зона Calloviense (Махнач, Тесакова, 2015, табл. 3, фиг. 6–9); фиг. 11, 12 – из разреза Михайловского рудника, КМА, нижний келловей, зона Subpatruus, биогоризонт Ch. saratovensis (Тесакова и др., 2009, табл. 2, фиг. 6, 7); фиг. 14–16 – из разреза Сокурской скв., Саратовская обл., терминальный байос–низы нижнего бата, зона Michalskii.
1–6 – Bathoniella prima Tesakova, sp. nov.: 1 – экз. МГУ Perelub-67, ЦР juv. A7?, гл. 175.0 м, верхний бат; 2 – экз. МГУ Perelub-69, ЦР juv. A7?, гл. 175.0 м, верхний бат; 3 – экз. МГУ Perelub-66, ЦР juv. A5–A6, гл. 201.5 м: а – слева, б – со спинной стороны; 4 – экз. МГУ Perelub-54, ЦР juv. A5–A6, гл. 201.5 м: а – справа, б – со спинной стороны; 5 – экз. МГУ Perelub-42, ядро ЦР juv. A3–A4 слева, гл. 197.7 м; 6 – экз. МГУ Perelub-38, ядро ЦР самца слева, гл. 197.7 м; фиг. 7 – Bathoniella milanovskyi (Lyubimova), экз. МГУ Pnz-3-44, ПС juv. A1–A2, Тамалинский р-н, Пензенская обл., скв. 6 (Обвал), гл. 349.0–350.5 м, бат; 8–13 – Bathoniella ultima Tesakova, sp. nov.: 8 – экз. МГУ Belor-1–17, ПС самки; 9 – голотип МГУ Belor-1-15, ЛС самки; 10 – экз. МГУ Belor-1-18, ПС самки: а – изнутри, б – замок; 11 – экз. МГУ 300-4638, ПС самки; 12 – экз. МГУ 300-16, ПС самки; 13 – экз. МГУ Belor-1-16, ПС juv?; 14–16 – Glyptocythere tuberosa (Khabarova): 14 – экз. МГУ Sokur-Ya-178, ЛС самки (Д – 0.415 мм, ВПК – 0.238 мм, Bmax – 0.242 мм, ВЗК – 0.212 мм), гл. 38.6 м; 15 – экз. МГУ Sokur-Ya-180, ЛС самки изнутри (Д – 0.544 мм, ВПК – 0.275 мм, Bmax – 0.3 мм, ВЗК – 0.241 мм), гл. 12.5 м; 16 – экз. МГУ Sokur-Ya-177, ПС самки (Д – 0.403 мм, ВПК – 0.214 мм, Bmax – 0.232 мм, ВЗК – 0.172 мм), гл. 16.4 м.

Два экземпляра B. milanovskyi (Lyubimova) происходят из разреза скв. 6 (Обвал), Тамалинский р-н, Пензенская обл., с гл. 349.0–350.5 м. Отмытые образцы были переданы А.С. Алексеевым (МГУ). По фораминиферам этот интервал разреза датируется слоями с Lenticulina volganica–Vaginulina dainae, которые отвечают верхнебайосской–нижнебатской аммонитовой зоне Michalskii (Устинова, 2017). Тот же возраст определен и по остракодам, в составе которых встречен зональный индекс G. bathonica (неопубликованные данные). Находка в этом комплексе позднебатского–раннекелловейского вида B. milanovskyi объясняется загрязнением при бурении.

Остракоды сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN VEGA-II XMU и VEGA-III XMU в кабинете приборной аналитики Палеонтологического института им. А.А. Борисяка РАН, а их изображения представлены на фототаблицах (табл. I–IV).

При измерении параметров раковин или отдельных створок, которые производились по фотографиям в программе ImageJ, приняты следующие сокращения: Д – максимальная длина, ВПК – высота переднего конца, ВС – высота в средней части створки, ВЗК – высота заднего конца, Т – толщина, Д/ВПК – отношение длины к высоте переднего конца, Д/Вmax – отношение длины к максимальной высоте (последняя у самок и неполовозрелых особей поздних возрастных стадий может находиться на переднем конце или посередине, у самцов – на заднем конце, у неполовозрелых особей ранних и средних возрастных стадий на переднем конце), juv. – ювенильная особь. Измерение высоты переднего и заднего концов делалось для всех экземпляров. Измерение ВС выполнялось только тогда, когда максимальная высота превышала ВПК или ВЗК и находилась посередине раковины (или сохранность материала не позволяла измерить ВПК, как, например, у экз. МГУ Perelub-38 (табл. IV, фиг. 6)). При характеристике материала приняты сокращения: ЦР – целая раковина, ПС – правая створка, ЛС – левая створка. Возрастные стадии остракод обозначены так: ad. – взрослая, juv. – ювенильная с линочными раковинами от A1 (последняя перед половым созреванием) до A8 (первая, самая юная).

Коллекции остракод хранятся на кафедре региональной геологии и истории Земли геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова под №№ МГУ Poch и МГУ Poch-2 (Починки, Нижегородская обл.), МГУ Bart (Бартоломеевка, Саратовская обл.), МГУ Perelub (скв. 103 и 108, Перелюбский район, Саратовская обл.), МГУ Sokur-Ya и МГУ Sokur (скв. Сокурская, Саратовская обл.), МГУ ТП (Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан), МГУ Pnz-3 (скв. 6 (Обвал), Тамалинский р-н, Пензенская обл.), МГУ 300 (Михайловский рудник, КМА), МГУ КЯ (Костянецкий яр, Каневский район, ДДВ), МГУ Belor (скв. 792, Гомельский р-н, Белоруссия).

БАТОНИЕЛЛОВЫЙ ПОДТИП ПОЛОВОГО ДИМОРФИЗМА

Любые систематические работы, связанные с остракодами, требуют обязательного осмысления и учета типа полового диморфизма вследствие того, что у некоторых остракод раковины самок и самцов различаются настолько сильно, что их описывали как разные виды (Moore, 1961; Henningsmoen, 1965; Becker, 1968a, 1968b; Иванова, 1979; Jaanusson, 1985; Pokorny, 1998 и др.). Все многообразие полового диморфизма разделяется на два основных надтипа – экстрадомицилярный и домицилярный с разными типами и разновидностями. К первому надтипу относят палеозойских рачков с наружными выводковыми структурами, не связанными с полостью раковины (палеокопидные остракоды отрядов Hollinocopida, Beyrichicopida и Limbatulocopida (отряды и надотряды по (Практическое..., 1990)). Ко второму относят тех, кто вынашивает оплодотворенные яйца в полости раковины, иногда даже в специальной камере *домации* (domatium *греч.* – камера), что свойственно всем фанерозойским остракодам (платикопидным Kloedenellocopida и Platycopida и подокопидным Metacopida и Podocopida). В составе домицилярного надтипа В.А. Иванова (1979, с. 11) рассматривала четыре типа: *апархитидный* – по наличию вздутия или расширения в задней части раковины самок, *бейрехиидный* (или *круминальный*; Сарв, 1966) – по развитию выпуклости (крумины) в переднебрюшной части раковин самок, *клоденеллидный* – по развитию полости в задней части раковины самок и *контурный* (или размерно-пропорциональный) – по различиям в очертаниях и величинах соотношений раковин самок и самцов. Позже В. Яануссон выделил *цитерелловый* тип для платикопидных надсемейств Cavellinacea и Cytherellacea, у которых как раз и образуется внутренняя выводковая камера домация (иногда с отдельными гнездами для яиц). Яануссон отличал его от клоденеллидного, при котором раковины самок расширены в задней части, как, например, у родов Cyprideis, Limnocythere, Xestoleberis, Darwinula и др., но домация не образуется (Jaanusson, 1985, p. 80).

У мезо-кайнозойских остракод известен только домицилярный надтип с клоденеллидным, цитерелловым и контурным типами (Практическое..., 1989, 1999). Если первые два связаны с заботой о потомстве (вынашиванием икры до вылупления рачков или до первых линек молоди), то последний может диктоваться и другими потребностями, например размещением крупных гемипенисов и Зенкерова органа самцов или яичников самок, или облегчать процесс спаривания (Иванова, 1979; Jaanusson, 1985). Очевидно, что подокопидные остракоды характеризуются лишь клоденеллидным и контурным типами полового диморфизма. Клоденеллидный тип очень простой и позволяет различать самок и самцов легко и достоверно. Контурный тип изобилует множеством вариантов и неоднозначен: у одних видов самки

Таблица 1. Наибольшая толщина раковины и краевая фигура при виде со спинной стороны у представителей родов Bathoniella gen. nov. и Parabathoniella gen. nov. (здесь и в табл. 2 список видов приводится в стратиграфической последовательности)

Виды	Ювенильные особи	Самцы	Самки
B. ultima sp. nov.	?	?	В задней трети, трапециевидная
B. paenultima sp. nov.	В задней трети, трапециевидная	Посередине, линзовидная	В задней трети, трапециевидная
B. milanovskyi (Lyub.)	В задней трети, трапециевидная	Посередине, линзовидная	Посередине, линзовидная
B. prima sp. nov.	Посередине, линзовидная	Посередине, линзовидная	В задней трети, трапециевидная
P. elongata (Wakefield)	?	Посередине, линзовидная	В задней трети, трапециевидная

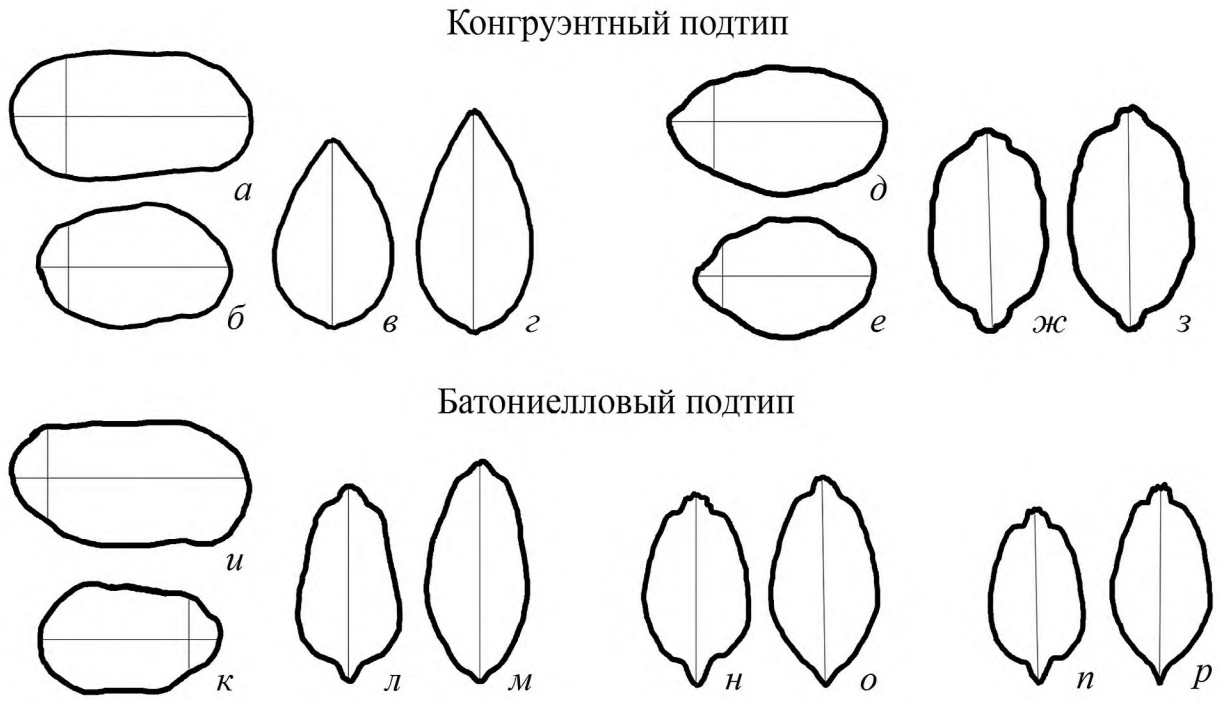


Рис. 2. Подтипы контурного типа полового диморфизма остракод. В скобках приведена длина экземпляра в мм.
а–з – конгруэнтный подтип: а–г – Acanthocythere spaerulata (Jones et Sherborn): а, г – голотип BMNH no. I.1835, ЦР самца (0.51) из бата Южной Англии (по: Sylvester-Bradley, 1956, pl. 1, fig. 1): а – справа, г – со спинной стороны; б, в – из верхнего бата Северной Франции (по: Sheppard, 1981, pl. 15, figs. 1, 2): б – экз. OS11502, ПС самки (0.62), в – экз. OS11791, ЦР самки (0.59) со спинной стороны; д–з – Glyptocythere tuberosa Brand et Malz in Brand et Fahrion из верхнего байоса Северной Германии (по: Brand, Malz, 1966, pl. 57, figs. 61, 63, 66, 67): д – экз. Xe 4377, ПС самца (0.69), е – экз. Xe 4376, ПС самки (0.60), ж – экз. Xe 4376, ЦР самки (0.60) со спинной стороны, з – экз. Xe 4377, ЦР самца (0.69) со спинной стороны; и–р – батониелловый подтип: и–м – Parabathoniella elongata (Wakefield) из нижнего бата Шотландии (по: Wakefield, 1994, pl. 4, figs. 4–6, 9): и, м – голотип OS13816, ЦР самца (0.89): и – справа, м – со спинной стороны; к, л – экз. OS13824, ЦР самки (0.85): к – слева, л – со спинной стороны; н, о – Bathoniella milanovskyi (Lyub.): н – экз. МГУ КЯ-58, ЦР самки со спинной стороны (табл. II, фиг. 18), о – экз. МГУ КЯ-57 ЦР самца со спинной стороны (табл. II, фиг. 19); п, р – B. paenultima sp. nov.: п – экз. МГУ Poch-094, ЦР самки со спинной стороны (табл. III, фиг. 17), р – экз. МГУ Poch-190, ЦР самца со спинной стороны (табл. III, фиг. 19).

крупнее самцов, у других мельче; высота и толщина заднего конца иногда больше у самок, а иногда у самцов; контуры заднего конца бывают округлыми или угловатыми у самок или, наоборот, у самцов. Ярким примером высокой вариативности контурного типа является половой диморфизм у позднемеловых остракод из Гиссаро-Таджикской области, описанный Ю.Н. Андреевым (1966). Он четко охарактеризовал

эти варианты, акцентировал внимание на различиях между ними, оценил их значимость для систематики и выделения номенклатурных единиц разного ранга, но не присвоил собственных названий и не создал систему подразделения контурного типа.

Диморфизм остракод, описанных в настоящей статье, должен классифицироваться как контурный тип, так как раковины полов отличаются линейными размерами (контуром), но его особенности столь необычны, что потребовали специального исследования и выделения в самостоятельный подтип. Название нового подтипа *батониелловый* – по первому обнаружению у рода Bathoniella gen. nov. Он также свойствен родам Parabathoniella gen. nov. и Mandelstamia Lyubimova из верхней юры и нижнего мела Европы (Практическое..., 1999, с. 61).

У остракод с батониелловым подтипом полового диморфизма раковины самцов длиннее, чем у самок (что весьма распространено и у других подокопидных остракод, например у родов Schuleridea Swartz et Swain, Fuhrbergiella Brand et Malz, Macrodentina Martin и др.). Высота заднего конца у самцов больше, чем у самок, что тоже не редкость (например, у некоторых Glyptocythere Brand et Malz (Brand, Malz, 1966; Тесакова, 2022г) и др.). Поэтому при виде с боковой стороны контуры раковин самок и самцов с батониелловым половым диморфизмом вполне вписываются в привычные параметры контурного типа. Но абрисы их раковин при виде со спинной стороны (со спинного края) – их *краевые фигуры* – различаются сильно (табл. 1, рис. 2).

Боковая поверхность заднего конца у самцов более выпуклая, чем у самок, не уплощенная, выполаживается к заднему краю постепенно; боковые стороны раковины сходятся к заднему краю плавно, без уступа; а наибольшая толщина находится в средней части раковины. Поэтому краевая фигура всех самцов – линзовидная (эллиптическая) (табл. I, фиг. 12, 13; табл. II, фиг. 1а, 1б, 19; табл. III, фиг. 18, 19).

У самок задний конец уплощенный, боковая поверхность створки отделена от заднего конца отчетливым уступом; наибольшая толщина находится в заднебрюшной части створки (P. elongata, B. prima sp. nov., B. paenultima sp. nov. и B. ultima sp. nov.), что создает трапециевидную краевую фигуру (табл. I, фиг. 8б, 10; табл. III, фиг. 17); или она расположена вблизи середины (B. milanovskyi), и краевая фигура начинает приближаться к линзовидной (табл. I, фиг. 11; табл. II, фиг. 18).

Таким образом, у остракод с батониелловым подтипом полового диморфизма различия в морфологии заднего конца самок (уплощенный, с уступом) и самцов (неуплощенный, без уступа) приводят к различию контура их раковин при виде со спинной стороны (у самцов всегда линзовидный). В то время как у всех других остракод с контурным типом полового диморфизма (хоть с уплощенными концами у самок и самцов, как, например, у Protoacanthocythere Bate, или с выпуклыми, без уступа, как у самок и самцов Acantocythere Sylvester-Bradley) их краевые фигуры конгруэнтные, а пол различается лишь по длине раковины (рис. 2). Всех остракод с таким половым диморфизмом автор предлагает отнести к *конгруэнтному* подтипу. Итак, в составе контурного типа нами выделено два новых подтипа полового диморфизма, а конгруэнтный подтип в дальнейшем может быть дополнительно подразделен на разновидности.

ОБСУЖДЕНИЕ РОДОВОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ИЗУЧЕННЫХ ВИДОВ

Все батониеллы и парабатониеллы, наряду с характерным половым диморфизмом, отличаются довольно широким диапазоном линейных параметров, как у самцов, так и у самок (табл. 2), что затрудняет определение пола по этому критерию. Это обстоятельство и линзовидный контур самцов при виде со спинной стороны, с полого сходящимися к заднему концу боковыми сторонами без ярко выраженного уступа, как у самок, привели к ошибочному отнесению видов milanovskyi и elongata к роду Acanthocythere (Wakefield, 1994; Практическое..., 1999). У акантоцитер аналогичная краевая фигура свойственна не только самцам, но и самкам, а пол различается только по длине раковины (Sylvester-Bradley, 1956; Sheppard, 1981).

Энтомодонтный замок milanovskyi и elongata гораздо больше похож на таковой подрода Protoacanthocythere, чем на сильно отличающийся лободонтный замок рода Acanthocythere. Это и было отражено в систематике, принятой в “Практическом

Таблица 2. Линейные размеры (в мм) представителей родов Bathoniella, gen. nov. и Parabathoniella, gen. nov.

Виды	Д (самцы)	Д (самки)	Bmax (самцы)	Bmax (самки)	Т (самцы)	Т (самки)
B. ultima sp. nov.	–	0.443–0.502	–	0.237–0.295	–	–
B. paenultima sp. nov.	0.586–0.644	0.538–0.583	0.297–0.327	0.315–0.338	0.324–0.342	0.299–0.330
B. milanovskyi (Lyub.)	0.718–0.855	0.675–0.713	0.412–0.456	0.385–0.417	0.394–0.439	0.373–0.406
B. prima sp. nov.	0.988–0.989	0.720–0.871	0.452–0.470	0.423	–	0.432–0.501
P. elongata (Wakefield)	0.891–1.036	0.855	0.509–0.527	0.491	0.436–0.528	0.455

руководстве...” (A. (P.) milanovskyi; Практическое..., 1999, с. 179), в то время как Вейкфилд просто расширил диагноз рода Acanthocythere (с весьма характерным, но иным замком), включив в него Protoacanthocythere с энтомодонтным замком (A. elongata; Wakefield, 1994, p. 27).

Между тем ревизия, проведенная Р. Вотли и С. Баллент (Whatley, Ballent, 2004), показала, что Protoacanthocythere не может входить в состав рода Acanthocythere по строению замка и должен рассматриваться как самостоятельный род. Валидными видами для рода Acanthocythere они признали A. sphaerulata (Jones et Sherborn, 1888) из бата Англии (Sylvester-Bradley, 1956), A. elongata Wakefield, 1994, а также остракод, определенных Вейкфилдом как A.? sp. A Wakefield, 1994 из бата Шотландии. Род Protoacanthocythere согласно этим авторам включает: A. (P.) faveolata Bate, 1963 из байоса Англии (Bate, 1963), Protoacanthocythere sp. Dépêche, 1969 из келловея Франции (Dépêche, 1969), A. (P.) cansona Masumov, 1973 из оксфорда Узбекистана (Масумов, 1973), A. (P.) archangelskyi (Mand. in Lyub., 1955) и A. (P.) milanovskyi из средней юры России. Надо сказать, что Вотли и Баллент представляли узбекских и русских остракод только по фототаблицам из работ (Масумов, 1973, с. 41, табл. 2, фиг. 10, 11; Практическое..., 1999, с. 179, табл. 34, фиг. 4, 5), где качество изображений не позволяет увидеть необходимые признаки рода. Поэтому узбекский материал в дальнейшем нами не комментируется, а виды Любимовой, известные автору по собственным рабочим коллекциям из типовой местности, обсуждаются.

Если рассматривать родовую принадлежность перечисленных видов с учетом замка, особенностей полового диморфизма, строения пор и экологической валентности, которая отражается в скульптуре, наличии и строении глазных образований, то к Acanthocythere с лободонтным замком, крупным глазным пятном и многочисленными простыми порами, расположенными на вершинах мелких папилл (Whatley, Ballent, 2004, p. 91), может быть отнесен только типовой вид A. sphaerulata, самцы которого отличаются от самок лишь большей длиной раковины. К Protoacanthocythere с аналогичным конгруэнтным половым диморфизмом, антимеродонтным замком и “крупными, круглыми и немногочисленными простыми порами” (Bate, 1963, p. 196), которые, по мнению Тесаковой, могут быть ситовидными, но плохо сохранившимися на английском материале, относится типовой P. faveolata и не определенный до вида экземпляр, изображенный в работе Депеш (Dépêche, 1969, pl. 2, fig. 12).

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Систематика надродовых таксонов принята по (Практическое..., 1999) и приведена в соответствие с Международным кодексом зоологической номенклатуры (International..., 1999), терминология различных элементов раковин остракод взята из (Практическое..., 1989).

ОТРЯД PODOCOPIDA SARS, 1865

ПОДОТРЯД CYTHEROCOPINA GRUENDEL, 1967

НАДСЕМЕЙСТВО PROGONOCYTHEROIDEA SYLVESTER-BRADLEY, 1948

СЕМЕЙСТВО PROGONOCYTHERIDAE SYLVESTER-BRADLEY, 1948

ПОДСЕМЕЙСТВО PROGONOCYTHERINAE SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Род Bathoniella gen. nov.

Название – по первому появлению рода в батском веке.

Типовой вид – Palaeocytheridea milanovskyi Lyubimova, 1955.

Описание. Раковина крупного и среднего размера (табл. 2), умеренно выпуклая, удлиненно-округло-прямоугольная при виде сбоку, диморфная: трапециевидная или линзовидная при виде со спинной стороны вследствие батониеллового полового диморфизма. Наибольшая длина расположена на середине высоты раковины; наибольшая толщина находится в средней или заднебрюшной части створки; наибольшая высота – посередине или в задней части раковины у взрослых и на переднем конце у ювенильных представителей. Левая створка незначительно больше правой, перекрывает ее по переднеспинному, заднеспинному и заднебрюшному углам. Передний конец уплощен; задний уплощен только у самок и неполовозрелых особей. Может присутствовать слабое глазное пятно. Уплощенная часть обоих концов гладкая или слабо ретикулированная, остальная поверхность раковины орнаментирована отчетливыми четырех-пятигранными или полигональными ячейками с низкими муриями (стенками) разной толщины. На брюшной стороне мурии сливаются в продольные ребра и могут плавно отклоняться к спинной стороне на заднем конце, параллельно его контуру. На поверхности находятся многочисленные крупные эксцентричные ситовидные поры (табл. II, фиг. 11).

Замок энтомодонтный, в правой створке представлен крупными краевыми зубами, насеченными на пять-семь частей, и мелко насеченным желобком, как правило расширенным в передней части (табл. I, фиг. 14, 15; табл. II, фиг. 5б; табл. III, фиг. 15б, 16б; табл. IV, фиг. 10б). Порово-канальная зона широкая, без вестибюля; радиальные каналы тонкие, прямые; на переднем конце их насчитывается около 10–12,

на заднем конце – три канала (табл. II, фиг. 3). Отпечаток аддуктора представлен субвертикальным прямым рядом из четырех рубцов: двух округлых (мелкого верхнего и крупного нижнего) и двух узко эллипсовидных между ними (табл. II, фиг. 5а). Спереди от аддуктора различимы два отпечатка также в одном субвертикальном ряду – бобовидный антеннальный находится на уровне двух верхних аддукторных рубцов и повернут к ним выпуклостью, а эллипсовидный мандибулярный расположен наискось немного ниже аддуктора (верхняя точка его контура находится на уровне нижней точки контура нижнего рубца аддуктора).

Состав рода. Типовой вид, B. prima sp. nov., B. paenultima sp. nov. и B. ultima sp. nov.

Сравнение. Отличия от наиболее похожего по морфологии раковины и батониелловому половому диморфизму рода Parabathoniella gen. nov. см. в его описании. От всех других синхронных и сходных остракод Европы отличается батониелловым половым диморфизмом и некоторыми другими особенностями (см. ниже).

От близкого по форме раковины, строению замка и сетчатой скульптуре Protoacanthocythere Bate из байоса–келловея Англии и Франции (Bate, 1963, p. 195; Dépêche, 1969, pl. 2, fig. 12) отличается: отсутствием толстого ребра вдоль переднего и заднего краев; отсутствием шипов как на муриях, так и по краям переднего и заднего концов; слабыми глазными пятнами вместо выпуклых глазных бугорков у протоакантоцитер.

От предкового рода Glyptocythere Brand et Malz из байоса и бата Европы (Brand, Malz, 1962b, 1966; Пяткова, Пермякова, 1978; Whatley, Ballent, 1996; Тесакова, 2022г и др.), а именно от его представителей с сетчатой скульптурой, сходной с таковой батониелл, отличается более тонким (грацильным) замком; беспорядочно расположенными ячейками в средней части створки в отличие от их выстраивания у глиптоцитер в розетки и ряды, с образованием различно направленных прямых и дугообразных ребер.

От Fuhrbergiella Brand et Malz, широко распространенного в байосе–оксфорде Западной и Восточной Европы (Brand, Malz, 1962a; Пяткова, Пермякова, 1978; Whatley, Ballent, 2004; Tesakova, Shurupova, 2018 и др.), похожего по форме раковины, строению замка, ситовидным порам и сетчатой скульптуре, Bathoniella отличается отсутствием шипов на муриях и по контуру раковины, отсутствием мускульного и глазного бугорков и бóльшим числом краевых каналов (на переднем конце у Bathoniella 10–12 каналов против 8–9 у Fuhrbergiella).

От представителей рода Acanthocythere Sylvester-Bradley из бата Юго-Западной Англии и Нормандии (Sylvester-Bradley, 1956, p. 12; Sheppard, 1981, p. 94), похожих на самцов Bathoniella формой раковины (в том числе линзовидной краевой фигурой при виде со спинной стороны), а также сетчатой скульптурой и экологической валентностью (обитанием в мелководных обстановках, в том числе лагунных), отличается энтомодонтным замком вместо лободонтного у акантоцитер (Sylvester-Bradley, 1956, pl. 1, figs. 3–4; Sheppard, 1981, pl. 15, fig. 5); ситовидными порами вместо мелких простых, расположенных на вершинах папилл (мелких прободенных конусов) у акантоцитер (Bate, 1969, pl. 11, figs. 5–6; Whatley, Ballent, 2004, p. 91); валикообразными муриями вместо сформированных мелкими папиллами и бугорками у акантоцитер (Sylvester-Bradley, 1956, pl. 1, figs. 1–2; Sheppard, 1981, pl. 15, fig. 1).

Замечания. Восточноевропейский таксон B. prima sp. nov. возник и развивался в Среднерусском море с образованием местных хроновидов, каждый из которых был мельче предыдущего. Его прямым потомком в фазе Elatmae был B. milanovskyi, от которого в начале фазы Subpatruus произошел B. paenultima sp. nov., а с конца фазы Subpatruus и в фазе Calloviense существовал последний член филолинии B. ultima sp. nov.

Экземпляры B. milanovskyi известны из нерасчлененного нижнего келловея Северной Германии (Zimmermann et al., 2015).

Распространение. Восточная Европа, с верхов нижнего бата по нижний келловей включительно (зоны Ishmae–Calloviense) (рис. 3); мелководно-прибрежные обстановки верхней сублиторали и/или лагунные. Северная Германия, нерасчлененный нижний келловей.

Bathoniella milanovskyi (Lyubimova, 1955)

Табл. I, фиг. 4–6, 11, 13, 15; табл. II, фиг. 1–19; табл. IV, фиг. 7

Palaeocytheridea milanovskyi: Любимова, 1955, с. 38, табл. 6, фиг. 1а-1 г.

Palaeocytheridea nikitini: Любимова, 1955, с. 38, табл. 5, фиг. 5а-5в.

Fuhrbergiella (Fuhrbergiella) milanovskyi: Пяткова, Пермякова, 1978, с. 144, табл. 60, фиг. 2а, 2б, 3.

Fuhrbergiella (F.) nikitini: Пяткова, Пермякова, 1978, с. 144, табл. 60, фиг. 4а, 4б, 5.

Acanthocythere (Protoacanthocythere) milanovskyi: Практическое..., 1999, табл. 34, фиг. 5; Тесакова, Сельцер, 2013, с. 66, рис. 5, фиг. 1–4, 7; Zimmermann et al., 2015, suppl. 2, figs. 4–6.

Acanthocythere milanovskyi: Тесакова и др., 2015, рис. 1.

Pseudoperissocytheridea nikitini: Практическое..., 1999, табл. 31, фиг. 3.

Голотип – ВНИГРИ № 117-32; Самарская Лука, Репьевка; нижний келловей (Любимова, 1955, с. 38, табл. 6, фиг. 1а, 1б). Изображен в (Практическое..., 1999, табл. 34, фиг. 5).

Описание. Раковина крупных и средних размеров, при виде сбоку округло-прямоугольная у самок и овальная у самцов, с параллельными спинным и брюшным краями. Наибольшая длина на середине высоты. Наибольшая высота у самцов

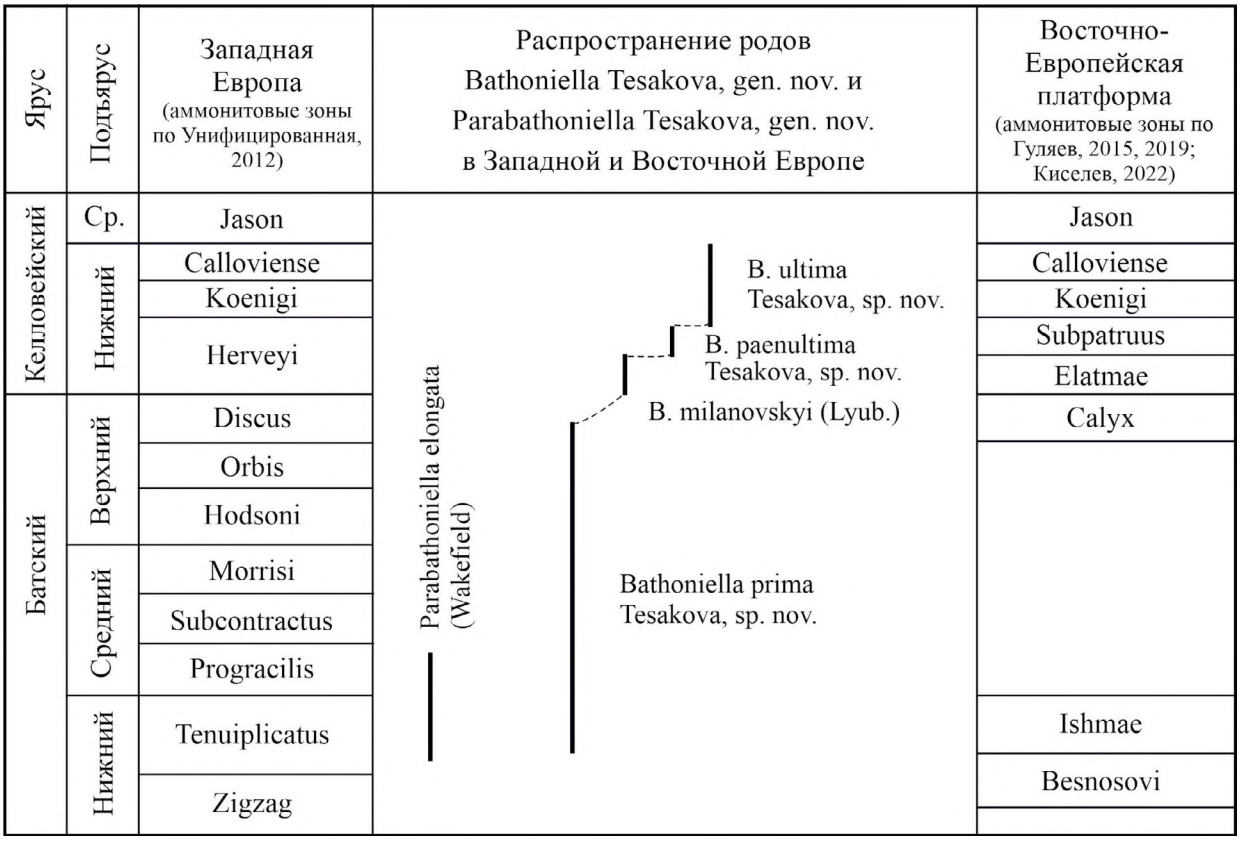


Рис. 3. Стратиграфическое распространение изученных остракод.

на заднем конце (табл. I, фиг. 4), у самок в задней части створки ближе к середине (табл. I, фиг. 5, 6; табл. II, фиг. 6, 7), у ювенильных экземпляров ранних стадий на переднем конце (табл. II, фиг. 8, 10, 13, 14), на поздних стадиях – как у самок (табл. II, фиг. 9, 12, 15). Наибольшая толщина у самцов (табл. I, фиг. 13; табл. II, фиг. 1б, 19) и самок (табл. I, фиг. 11; табл. II, фиг. 18) в средней части раковины, их краевая фигура линзовидная; у неполовозрелых особей – в заднебрюшной части, а краевая фигура трапециевидная (табл. II, фиг. 16, 17). Спинной край прямой, на левой створке плавно переходит в передний и задний концы, на правой – через уступы. Брюшной край прямой, параллелен спинному, плавно сопрягается с передним и задним концами, вогнут в передней половине створки; на левых створках под вогнутостью образуется узкая сигмоидальная приемная канавка с тонкими насечками на бортах, на правых – утолщенная часть брюшного края, входящая в канавку при закрытии створок (табл. II, фиг. 3–5а). У самок снаружи створки над брюшным краем немного нависает заднебрюшная выпуклость, и при виде сбоку кажется, что спинной и брюшной края незначительно расходятся к заднему концу. Передний конец высокий, дугообразно закруглен, слабо скошен сверху на левых створках, на правых – сильнее; широко уплощен. Задний конец самок почти равной высоты с передним, округло-треугольный, скошен сверху сильнее, чем снизу; на правых створках более заостренный; уплощенная часть заднего конца широкая и отделяется от выпуклой части створки крутым уступом (табл. I, фиг. 11; табл. II, фиг. 18). У самцов задний конец выше переднего, плавно закруглен на левых створках и округло-треугольный на правых; его уплощенная часть узкая, примыкает к самому краю; боковая поверхность створки переходит в задний конец плавно, без уступа (табл. I, фиг. 13; табл. II, фиг. 1б, 19).

Мурии ячеек низкие, тонкие, гребневидные или валиковидные; на переднем и заднем концах – нитевидные. Беспорядочное расположение полигональных ячеек на боковой поверхности створки и их выстраивание в параллельные ряды вдоль брюшного и заднего краев типично для рода. У переднеспинного угла четыре ячейки расположены в виде характерной розетки вокруг ситовидной поры.

Замок правой створки представлен краевыми зубами, рассеченными на шесть (передний) и семь (задний) зубцов каждый. Зубцы разного размера, двувершинные: те, что примыкают

к срединному желобку, – самые низкие, изометричные и сердцевидные; те, что находятся на перегибе кардинальных углов, – самые крупные, длинные, узкие, лентовидные; дистальные зубцы тоже лентовидные, но ниже (табл. I, фиг. 15). Срединный желобок осложнен мелкими ямками и расширен в передней части, с образованием утолщенной губы. Ямки располагаются поодиночке и группами по три-четыре. В расширенной части желобка находятся одна ямка и следующие за ней три ямко-группы. В узкой части желобка различаются 15–16 отдельных ямок. На левой створке им отвечает срединный валик с мелкими бугорками, которые в передней – утолщенной – части сформировали три отчетливых крупных бугорка (табл. II, фиг. 5б).

Онтогенез. Неполовозрелые особи разных возрастных стадий отличаются меньшими размерами, меньшей высотой и более заостренной формой заднего конца. При виде со спинной стороны раковины ювенильных особей наиболее выпуклые в задней трети и имеют трапециевидную фигуру, в то время как у самок и самцов наибольшая толщина расположена посередине или близко к середине, и краевая фигура линзовидная. Отношение длины к максимальной высоте (Bmax у самцов это ВЗК, у самок и возрастных стадий A1–A2 – ВС, у возрастных стадий A3–A8 – ВПК) хорошо укладывается в размерный ряд с соответствующим параметром у самцов 1.748–1.75, у самок 1.667–1.753 (в среднем 1.73), у неполовозрелых самок (juv. A1–A2) 1.823–1.826, у неполовозрелых самцов (juv. A1–A2) 1.853, у juv. A3–A4 1.712–1.871 и juv. A5–A6 1.802–1.861 (более ранних возрастных стадий в материале автора не было).

Скульптура в онтогенезе развивается с утратой упорядоченности, которая была свойственна предкам. На ранних возрастных стадиях мурии сливаются в слабо выраженные косые и субвертикальные ребра в верхней половине створки; в середине передней половины створки различается небольшая розетка; еще две розетки, одна над другой (каждая из четырех ячеек), наблюдаются в задней половине створки (табл. II, фиг. 8, 10, 13, 14). По мере взросления, розетки исчезают, ребра ослабевают (табл. II, фиг. 9, 12, 15), а у взрослых представителей могут исчезнуть совсем (табл. I, фиг. 4–6; табл. II, фиг. 2, 6, 7).

Замок правой створки неполовозрелой особи состоит из краевых зубов, насеченных на шесть и семь зубцов (как у половозрелых особей), в то время как желобок имеет одинаковую ширину на всем протяжении (не утолщен спереди) и орнаментирован 25–27 одиночными ямками равного размера.

Размеры в мм и отношения:

Номер экземпляра	Д	ВПК	ВС	ВЗК	Т	Д/ВПК	Д/Bmax
МГУ Bart-29 ЛС самца	0.832	0.437	0.456	0.476	–	1.904	1.748
МГУ Bart-30 ПС самки	0.704	0.383	0.407	0.377	–	1.838	1.730
МГУ ТП-011 ЛС самки	0.690	0.355	0.399	0.316	–	1.944	1.729
МГУ КЯ-57а ЦР самки	0.685	–	–	–	0.376	–	–
МГУ Bart-33 ЦР самца	0.793	–	–	–	0.466	–	–
МГУ КЯ-55 ПС самки	0.667	0.360	0.356	0.305	–	1.853	1.853
МГУ КЯ-55а ЦР самца	0.722	–	–	–	0.439	–	–
МГУ Grig-1-162 ПС самца	0.721	0.361	0.412	0.358	–	1.997	1.75
МГУ Bart-31 ПС самки	0.695	0.379	0.417	0.367	–	1.834	1.667
МГУ КЯ-65 ПС juv. A1–A2	0.623	0.309	0.342	0.271	–	2.016	1.823
МГУ КЯ-63 ЛС самки	0.688	0.354	0.379	0.332	–	1.943	1.815
МГУ КЯ-77 ЛС juv. A5–A6	0.415	0.223	–	0.182	–	1.861	1.861
МГУ КЯ-59 ЦР juv. A3–A4	0.524	0.286	0.306	0.244	–	1.832	1.712
МГУ КЯ-74 ПС juv. A5–A6	0.396	0.198	0.213	0.151	–	2.0	1.859
МГУ Bart-30 ПС самки	0.704	0.383	0.407	0.377	–	1.838	1.73
МГУ КЯ-61 ЦР juv. A3–A4	0.521	–	–	–	0.283	–	–
МГУ КЯ-79 ЛС juv. A5–A6	0.417	0.227	–	0.180	–	1.837	1.837
МГУ КЯ-70 ПС juv. A5–A6	0.400	0.211	0.222	0.150	–	1.896	1.802
МГУ КЯ-68 ПС juv. A3–A4	0.524	0.263	0.280	0.219	–	1.992	1.871
МГУ КЯ-60-a ЦР juv. A3–A4	0.534	–	–	–	0.299	–	–
МГУ КЯ-61-b ЦР juv. A3–A4	0.509	–	–	–	0.291	–	–
МГУ КЯ-58 ЦР самки	0.692	–	–	–	0.375	–	–
МГУ КЯ-57 ЦР самца	0.747	–	–	–	0.395	–	–
МГУ Pnz-3-44 ПС juv. A1–A2 (самка)	0.597	0.305	0.327	0.253	–	1.957	1.826

Изменчивость. Линейные размеры варьируют незначительно: длина раковин самцов в пределах 0.721–0.855 мм, самок – 0.675–0.713 мм; максимальная высота у самцов (ЗК) – 0.412–0.456 мм, у самок – 0.385–0.417 мм; толщина раковин самцов – 0.394–0.439 мм, самок – 0.373–0.406 мм. Мурии ячеек экземпляров из Каневского р-на (табл. I, фиг. 11; табл. II, фиг. 1–2, 6–10, 12–19) и экземпляров из Тамалинского р-на, Пензенская обл. (табл. IV, фиг. 7) тонкие и гребневидные, в отличие от более толстых и валиковидных у батониелл из Поволжья (табл. I, фиг. 4–6, 13; табл. II, фиг. 11). Розетка из нескольких, обычно четырех, ячеек (табл. I, фиг. 4; табл. II, фиг. 2, 6) вблизи переднеспинного угла присутствует у всех изученных экземпляров, но ее отчетливость может проявляться по-разному; кроме того, в состав розетки может входить вторая ситовидная пора (табл. II, фиг. 6, 9, 12, 15) и/или небольшая деформированная пятая ячейка (табл. I, фиг. 5–6; табл. II, фиг. 7, 8, 10, 13). Ячейки на боковой поверхности тоже могут группироваться по четыре-пять в одну-три розетки, которые лучше заметны на ювенильных особях (табл. II, фиг. 10, 13, 14) и хуже различаются на взрослых экземплярах и ювенилиях поздних стадий (A1–A2: табл. IV, фиг. 7).

Сравнение. От B. prima sp. nov. отличается меньшими размерами (табл. 2); более массивными муриями; более высоким задним концом и линзовидной краевой фигурой самок; более высоким задним концом ювенилий; наибольшей толщиной у ювенилий в заднебрюшной части и их трапециевидной краевой фигурой (против линзовидной у ювенилий B. prima). От B. paenultima sp. nov. отличается бóльшими размерами; меньшей заднебрюшной выпуклостью у самок и, как следствие, более параллельными спинным и брюшным краями при виде снаружи; линзовидной, а не трапециевидной краевой фигурой самок; трапециевидной, а не линзовидной краевой фигурой ювенилий; передним зубом замка, насеченным на шесть, а не на пять зубцов, как у B. paenultima. От B. ultima sp. nov. отличается значительно бóльшими размерами; параллельными спинным и брюшным краями (в отличие от отчетливо сходящихся краев к заднему концу у самок B. ultima); более высоким и округлым задним концом самок; линзовидной, а не трапециевидной краевой фигурой самок; срединным элементом замка – с расширенной передней частью против узкого на всем протяжении у B. ultima; а также четкой розеткой из четырех ячеек близ переднеспинного угла.

Замечания. (1) Примечательно, что, изображая голотипы, Любимова перепутала полы: в качестве голотипа milanovskyi представлена левая створка взрослой самки (Любимова, 1955, табл. 6, фиг. 1а, 1б), а для nikitini – правая створка взрослого самца (табл. 5, фиг. 8а, 8б). Это свело на нет главный отличительный признак между milanovskyi ("передний и задний концы почти одинаковой высоты, равномерно закруглены, причем первый уплощен", т.е. задний конец – не уплощенный – сходит к заднему краю плавно, без уступа) и nikitini ("задний конец одинаковой высоты с передним, с ясно выраженным уступом, очень сужен и выдается в средней части, скошен к брюшному краю в нижней части") (Любимова, 1955, с. 38).

(2) Кроме того, непонятно, что считать голотипом вида. При описании номер был указан, но к какому именно изображению на табл. 6, фиг. 1а–1г он относится – неизвестно. К тому же для голотипа не было пояснения, раковина ли это или одна из створок самки или самца. В объяснении к таблице написано: "*а* – левая створка снаружи, *б* – та же створка со спинной стороны, *в* – правая створка снаружи, личиночная форма, *г* – левая створка снаружи, личиночная форма". Исходя из этого можно лишь предполагать, что Любимова отнесла к голотипу левую створку взрослой самки (как правило, новые виды по неполовозрелым особям не описывают). Но проблема в том, что на фиг. 1*в* изображена не правая створка ювенильной особи, а левая створка взрослого самца, выполненная художником в другом масштабе, чем фиг. 1*а*, 1*б*, 1*г*. И именно этот экземпляр был переснят Н.Н. Колпенской для "Практического руководства..." в качестве голотипа milanovskyi, поскольку он отвечал описанию Любимовой гораздо лучше (Практическое ..., 1999, табл. 34, фиг. 5). В объяснении к таблице Колпенская написала: "[Любимова, 1955, табл. VI, фиг. 1, переснята]. Голотип, левая створка (0.80): а – снаружи; б – замок". К сожалению, не было указано, какой именно экземпляр из четырех (фиг. 1*а*–1*г*) с таблицы Любимовой был переснят, и путаница с голотипом усилилась. В типовой коллекции Любимовой в камерке Франке с номером голотипа иногда помещено несколько экземпляров одного вида (как взрослых, так и неполовозрелых особей, а порой и других видов тоже), что затрудняет понимание голотипа (Тесакова, 2013а).

Распространение. В пределах ВЕП: на Украине, в центральных районах России (Пензенская, Брянская и Курская обл[1].), в Среднем

[1] В нижнем келловее Брянской обл. были отмечены обильные находки "F. (F.) nikitini" (Колпенская и др., 1999), а В.Н. Преображенская указала "P. milanovskyi" как характерную форму нижнего келловея Курской обл. (Преображенская, 1964). В точности неизвестно, с каким именно видом батониелл имели дело эти исследователи, поскольку не были приведены их фотографии и параметры раковин (створок). Поэтому упоминание в литературе любого из этих видов до ревизии автора следует понимать как B. ex gr. milanovskyi со стратиграфическим распространением во всем нижнем келловее.

и Нижнем Поволжье. Нижняя часть нижнего келловея (зона Elatmae). И нерасчлененный нижний келловей Северной Германии.

Материал. Из нижнекелловейской зоны Elatmae: больше 110 раковин и отдельных створок самок, самцов и ювенильных особей из разреза Костянецкий яр (настоящая работа) и еще 12 экз. из разреза Григоровка (Тесакова и др., 2015), Каневские дислокации, ДДВ; 40 экз. из разреза Бартоломеевка, Саратовская обл. (Тесакова, Сельцер, 2013); 5 экз. из разреза Тархановская пристань, Тетюшский р-н, Татарстан; две створки из верхнего байоса–нижнего бата, зона G. bathonica, скв. 6 (Обвал), гл. 349.0–350.5 м (материал был перемещен при бурении из вышележащих отложений), Тамалинский р-н, Пензенская обл. И еще 27 ювенильных экз. из хлебновской свиты, скв. 108, Перелюбский р-н, Саратовская обл.

Bathoniella prima Tesakova, sp. nov.

Табл. I, фиг. 7–9; табл. IV, фиг. 1–6

Название вида от prima *лат.* – первая.

Голотип – МГУ Perelub-53, ЦР самки, Перелюбский р-н, Саратовская обл., скв. 103, гл. 201.5 м, нижний бат (табл. I, фиг. 8).

Описание. Раковина крупная, округло-прямоугольная, с параллельными спинным и брюшным краями. Наибольшая длина на середине высоты; наибольшая высота у самцов на заднем конце (табл. I, фиг. 7), у самок в задней трети створки (табл. I, фиг. 8а), у ювенильных особей на переднем конце (табл. IV, фиг. 1–3а, 4а, 5). Наибольшая толщина у самцов и ювенильных экземпляров в средней части, и краевая фигура линзовидная (табл. IV, фиг. 3б, 4б), у самок в заднебрюшной части раковины, краевая фигура трапециевидная (табл. I, фиг. 8б). Мурии ячеек тонкие нитевидные (табл. I, фиг. 7, 8а). Детали строения энтомодонтного замка наблюдать не удалось (см. раздел “Замечания”).

Онтогенез. Контур раковины при виде сбоку меняется от округло-треугольного у ювенильных особей ранних стадий (А5–А6: табл. IV, фиг. 1, 2) до округло-четырехугольного у ювенильных особей средних и поздних стадий (А3–А4: табл. IV, фиг. 3а, 4а; А1–А2: табл. IV. фиг. 5) и округло-прямоугольного у взрослых (табл. I, фиг. 7, 8а; табл. IV, фиг. 6). Возрастание высоты заднего конца при каждой линьке уменьшает угол схождения спинного и брюшного краев, пока они не становятся параллельными у взрослых особей.

Размеры в мм и отношения:

Номер экземпляра	Д	ВПК	ВС	ВЗК	Т	Д/ВПК	Д/Bmax
голотип МГУ-Perelyub-53 ЦР самки	0.786	0.411	0.423	0.331	0.437	1.912	1.858
МГУ-Perelyub-38 ЦР самца (давл.)	0.989	–	0.450	0.395	–	–	2.198
МГУ-Perelyub-04 ЦР самца	0.988	0.459	0.452	0.478	–	2.152	2.186
МГУ-Perelyub-50 ЦР самки	0.871	–	–	–	0.432	–	–
МГУ-Perelyub-65 ПС самки	0.759	–	–	–	0.251	–	–
МГУ-Perelyub-39 ЦР (давл.)	0.705	0.397	–	0.314	–	1.776	1.776
МГУ-Perelyub-42 ЦР juv. А3–А4? (давл.)	0.669	0.363	–	0.261	–	1.843	1.843
МГУ-Perelyub-47 ЦР juv. А3–А4 (давл.)	0.630	–	–	–	–	–	–
МГУ-Perelyub-40 ЦР juv. А3–А4 (давл.)	0.612	–	–	–	–	–	–
МГУ-Perelyub-64 ЛС juv. А3–А4	0.596	–	–	–	0.162	–	–
МГУ-Perelyub-66 ЦР juv. А5–А6	0.548	0.302	–	0.232	0.289	1.814	1.814
МГУ-Perelyub-54 ЦР juv. А5–А6	0.542	0.295	–	0.225	0.314	1.837	1.837
МГУ-Perelyub-69 ЦР juv. А7? (давл.)	0.411	0.228	0.234	0.172	–	1.803	1.756
МГУ-Perelyub-67 ЦР juv. А7? (давл.)	0.406	0.228	-	0.164	-	1.781	1.781
МГУ-Perelyub-63 ПС juv. А8?	0.286	0.178	-	0.101	-	1.607	1.607

Изменчивость. Единичные экземпляры плохой сохранности взрослых представителей не позволили установить изменчивость вида.

Сравнение. Сравнение с B. milanovskyi см. при его описании.

Замечания. (1) Более всего по форме раковины и нитевидным муриям новый вид похож на взрослых представителей Parabathoniella elongata (Wakefield, 1994, p. 27, pl. 4, figs. 1, 3–9), от которого отличается меньшей высотой (табл. 2) и округло-прямоугольной формой раковин ювенильных особей средних и поздних стадий (табл. IV, фиг. 3–5), в отличие от овальной у тех же возрастных стадий P. elongata (Wakefield, 1994, p. 27, pl. 4, fig. 2).

(2) Нитевидные мурии у B. prima наблюдались на относительно хорошо сохранившихся экземплярах (табл. I, фиг. 7, 8а); мурии на створках и раковинах с плохой и очень плохой сохранностью обросли микритом и выглядели как утолщенные валики (табл. I, фиг. 9; табл. IV, фиг. 1–4). Также под микритом скрыты ситовидные поры; их удалось наблюдать только на ядре раковины самца и на заднем конце раковины самки (табл. I, фиг. 7, 8а).

(3) Несмотря на то, что у B. prima замок изучить не удалось, его строение предполагается по аналогии с таковым у ближайшего потомка B. milanovskyi (см. выше).

Распространение. Верхняя часть нижнего бата–верхний бат.

Материал. Одно ядро раковины самца из скв. 108; 12 раковин и их ядра и две отдельные створки самок, самца и ювенильных особей из скв. 103. Почти весь материал плохой и очень плохой сохранности из каменноовражной свиты Перелюбского р-на Саратовской обл.

Bathoniella paenultima Tesakova, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1–3, 10, 12, 14; табл. III, фиг. 1–19

Acanthocythere milanovskyi: Тесакова и др., 2020, рис. 3.

Название вида от paenultima *лат.* – предпоследняя.

Голотип – МГУ Poch-2-001, ЛС самца из зоны Subpatruus, разрез Починки, Нижегородская обл. (табл. I, фиг. 1).

Описание. Раковина средних размеров, округло-прямоугольная или бобовидная при виде сбоку и трапециевидная или линзовидная при виде со спинной стороны, умеренно выпуклая. Наибольшая длина на середине высоты раковины, наибольшая высота в задней трети, наибольшая толщина в заднебрюшной части у самок и в средней части раковины у самцов. Левая створка незначительно перекрывает правую по переднеспинному углу и по углам заднего конца. При виде изнутри: спинной и брюшной края прямые и параллельны друг другу; брюшной край вогнут посередине, ближе к переднему концу; под вогнутостью имеется узкая сигмоидальная тонко насеченная канавка для приема утолщенной части брюшного края противоположной створки (табл. III, фиг. 4, 15а). При виде сбоку: спинной край слабо вогнут посередине, плавно сопрягается с обоими концами на левых створках и переходит в них через небольшие уступы на правых; в задней трети створки над брюшным краем нависает брюшная выпуклость – у самцов незначительно (табл. I, фиг. 1; табл. III, фиг. 5, 6), у самок сильно (табл. I, фиг. 2, 3; табл. III, фиг. 1–3, 7), вследствие чего брюшной край кажется выпуклым в задней части. Передний конец высокий, плавно дугообразно закруглен, незначительно скошен в верхней части (на правых створках сильнее); вдоль края уплощен. Задний конец незначительно ниже переднего или равной с ним высоты у самок, у самцов выше него; округло-треугольный, у самок более заостренный, у самцов более округлый; слабо скошен в обеих половинах (в нижней больше); в верхней части имеется небольшая выемка, более отчетливая на правых створках. Задний конец у самок широко уплощен, и эта практически гладкая часть отделяется от боковой ячеистой поверхности крутым уступом; в сочетании с наибольшей выпуклостью в задней трети раковины, это формирует трапециевидную краевую фигуру при виде со спинной стороны (табл. I, фиг. 10; табл. III, фиг. 17). Задний конец у самцов также имеет гладкую поверхность, но она не отделяется уступом от остальной части створки, покрытой скульптурой; при виде со спинной стороны боковые поверхности плавно сходятся к заднему краю, что, в сочетании с наибольшей выпуклостью в средней части раковины, образует линзовидную краевую фигуру (табл. I, фиг. 12; табл. III, фиг. 18, 19); и лишь у самого края задний конец узко уплощен.

Скульптура из ячеек с низкими валиковидными или гребневидными муриями. В центральной части створки ячейки расположены беспорядочно; на периферии они выстраиваются в ряды, параллельные краям, а в передней части створки в диагональные (косые) ряды, направленные от середины спинного края к средней точке переднего края. На брюшной стороне мурии, сливаясь, образуют тонкие продольные ребра, плавно огибающие задний конец и достигающие спинного края. В районе переднеспинного угла четыре-пять ячеек группируются вокруг одной-двух ситовидных пор в виде розетки.

Замок в правой створке представлен краевыми зубами, рассеченными на пять (передний) и семь (задний) лентовидных двувершинных зубцов, со срединным желобком, осложненным тремя ямко-группами в расширенной передней трети и 13–15 отдельными ямками в задней узкой части (табл. I, фиг. 14; табл. III, фиг. 15б).

Онтогенез. Экземпляры ранних возрастных стадий отличаются более низким и заостренным задним концом (табл. III, фиг. 10–14); кроме того, в скульптуре некоторых особей (табл. III, фиг. 11) еще можно различить тенденцию к образованию крупной розетки в передней части створки, в то время как у ранних возрастных стадий B. milanovskii этот древний признак был выражен хорошо. У экземпляров средних и поздних стадий (табл. III, фиг. 8, 9, 15а) заднебрюшная выпуклость развита столь же сильно, как у взрослых, и в той же степени беспорядочно расположены ячейки в центральной части створки.

При виде со спинной стороны наибольшая толщина у раковин ранних стадий (A5–A7) находится вблизи середины, поэтому они имеют линзовидную краевую фигуру (как самцы); дальнейшее увеличение у самок толщины заднебрюшной выпуклости и заднего конца формирует у этого пола трапециевидную краевую фигуру на последних ювенильных стадиях (A1–A4) (табл. III, фиг. 9б).

Замок правой створки у экземпляров средних и поздних стадий (A1–A4) как у половозрелых особей (краевые зубы насечены на пять и семь зубцов), но желобок имеет одинаковую ширину на всем протяжении (не утолщен спереди) и орнаментирован 24–27 одиночными ямками равного размера (табл. III, фиг. 16б); у ранних возрастных стадий (A5–A7) число секций краевых зубов сокращается до четырех (передний) и шести (задний), а ямок в желобке насчитывается около 20.

Размеры в мм и отношения:

Номер экземпляра	Д	ВПК	ВС	ВЗК	Т	Д/ВПК	Д/Bmax
голотип МГУ Poch-2-001, ЦР самца	0.628	0.318	0.330	0.325	0.335	1.975	1.903
МГУ Poch-24, ЦР самки	0.573	0.337	0.344	0.320	–	1.700	1.665
МГУ Poch-2-188, ПС самки	0.571	0.291	0.324	0.245	–	1.962	1.762
МГУ Poch-2-004, ЦР juv. A1–A2	0.538	0.331	–	0.316	0.299	1.625	1.625
МГУ Poch-2-047, ЦР самца	0.623	0.315	0.337	0.333	0.324	1.978	1.849
МГУ Poch-2-185, ЛС самки	0.574	0.314	0.333	0.287	–	1.828	1.724
МГУ Poch-2-112, ЛС самки	0.561	0.314	0.338	0.282	–	1.787	1.660
МГУ Poch-2-003, ЦР самки	0.558	0.313	0.332	0.299	0.341	1.783	1.681
МГУ Poch-2-186, ПС самки	0.568	0.299	0.315	0.272	–	1.899	1.797
МГУ Poch-2-184, ПС самца	0.586	0.272	0.297	0.251	–	2.154	1.973
МГУ Poch-2-187, ЛС самца	0.624	0.310	0.327	0.312	–	2.013	1.908
МГУ Poch-2-002, ЦР самки	0.580	0.336	0.344	0.309	0.312	1.726	1.686
МГУ Poch-26, ЦР juv. A1–A2	0.564	0.346	–	0.335	–	1.630	1.630
МГУ Poch-2-005, ЦР juv. A5–A6	0.393	0.268	–	0.226	0.203	1.466	1.466
МГУ Poch-2-169, ЛС juv. A5–A6	0.348	0.199	–	0.144	–	1.749	1.749
МГУ Poch-2-178, ПС juv. A7?	0.331	0.174	–	0.124	–	1.902	1.902
МГУ Poch-2-054, ЦР juv. A5–A6	0.348	0.225	–	0.177	0.176	1.547	1.547
МГУ Poch-2-055, ЦР juv. A5–A6	0.354	0.196	–	0.158	–	1.806	1.806
МГУ Poch-2-114 ПС самки	0.562	0.307	0.328	0.280	–	1.831	1.713
МГУ Poch-2-189 ПС juv. A3–A4	0.434	0.220	–	0.164	–	1.973	1.973
МГУ Poch-2-048, ЦР самца	0.604	0.306	0.324	0.314	0.348	1.974	1.864
МГУ Poch-2-094, ЦР самки	0.552	–	–	–	0.304	–	–
МГУ Poch-2-190, ЦР самца	0.644	–	–	–	0.342	–	–

Изменчивость. Линейные параметры раковины самок и самцов, определяющие их контур и краевую фигуру, варьируют в незначительных пределах (Д самцов 0.586–0.644 мм, Д самок 0.552–0.583 мм, Bmax самцов 0.297–0.357 мм, Bmax самок 0.315–0.344 мм, Т самцов 0.324–0.348 мм, Т самок 0.312–0.341 мм). Разброс параметра Д/ВПК или Д/Bmax у самцов составляет 1.975–2.154 и 1.849–1.973, а у самок 1.700–1.962 и 1.660–1.797 соответственно, и это соотношение позволяет хорошо различать пол у взрослых особей; в то время как у неполовозрелых особей разных стадий эти параметры могут варьировать в очень широких пределах, что затрудняет их использование для различия возрастов и тем более пола (см. раздел “Размеры”). Диагональные ряды ячеек в передней половине створки могут быть отчетливыми или не читаться совсем, как и тонкие ребра из мурий на брюшной стороне и на заднем конце.

Сравнение. Отличие от наиболее близкого по форме и скульптуре раковины B. milanovskyi sp. nov. см. при его описании. От дочернего таксона B. ultima sp. nov. отличается бóльшими размерами (табл. 2) и параллельными спинным и брюшным краями, вместо сходящихся к заднему концу у B. ultima; высоким задним концом равной высоты с передним, в отличие от низкого у B. ultima; крупной заднебрюшной выпуклостью, локализованной в задней трети створки, в отличие от более обширной, пологой и сглаженной, развитой в задней половине створки у B. ultima. Скульптура у сравниваемых видов весьма сходная, но у дочернего таксона мурии ячеек, формирующих розетку вблизи переднеспинного угла, сильно утолщены и расплывчаты, а розетка почти не различима. По строению замка отличается от B. ultima пятичленным передним зубом и желобком, расширенным в передней трети, вместо шестичленного переднего зуба и узкого на всем протяжении желобка у дочернего таксона.

Распространение. На ВЕП в Среднем и Нижнем Поволжье, нижний келловей, аммонитовая зона Subpatruus, биогоризонты C. surensis, C. subpatruus, C. uzhovkensis.

Материал. 738 створок и раковин самок, самцов и ювенильных особей хорошей и удовлетворительной сохранности из разреза Починки, Нижегородская обл. (Тесакова и др., 2020).

Bathoniella ultima Tesakova, sp. nov.

Табл. IV, фиг. 8–13

Galliaecytheridea aff. spinosa Kilenyi: Тесакова и др., 2009, табл. 2, фиг. 6, 7.

Acanthocythere (Protoacanthocythere) nikitini: Махнач, Тесакова, 2015, табл. 3, фиг. 6–9.

Acanthocythere milanovskyi: Глинских и др., 2022, табл. 2, фиг. 14; Тесакова, Сельцер, 2022, табл. 5, фиг. 13.

Название вида от ultima *лат.* – последняя.

Голотип – МГУ Belor-1-15, ЛС самки из Гомельского р-на, Белоруссия, скв. 792, обр. 36 (гл. 283–288 м), нижний келловей, зона Calloviense (табл. IV, фиг. 9).

Описание. Поскольку в материале автора не встречены достоверные самцы (см. раздел "Замечания"), здесь описываются только самки. Раковина среднего размера, овальная при виде сбоку и трапециевидная при виде со спинной стороны, умеренно выпуклая. Наибольшая длина на середине высоты; наибольшая высота на переднем конце или посередине створки; наибольшая толщина в заднебрюшной части. Левая створка незначительно перекрывает правую по переднеспинному и заднеспинному углам. Спинной край прямой, слабо наклонен к заднему концу; на левой створке в передний конец переходит плавно, в задний – через уступ; на правой створке в оба конца переходит через уступы. Брюшной край прямой, конвергирует к заднему концу и не параллелен спинному, вогнут в средней части, и под этой вогнутостью образуется узкая приемная канавка; в оба конца переходит плавно (табл. IV, фиг. 10а). Передний конец высокий, дугообразно закруглен, слабо скошен сверху (на правых створках сильнее), широко уплощен. Задний конец низкий, округло-треугольный, скошен сверху (на правых створках сильнее, с выемкой), уплощен. В задней половине створки развита крупная заднебрюшная выпуклость, которая нависает над брюшным краем, перекрывает его и изменяет контур раковины при виде сбоку (табл. IV, фиг. 8, 9, 11, 12).

Мурии ячеек низкие и тонкие; на плоской и гладкой поверхности переднего и заднего концов – нитевидные. Выстраивание прямоугольных ячеек в регулярные ряды довольно отчетливое, очень хорошо они выдержаны на брюшной стороне, по крутой дуге огибают задний конец и достигают спинного края. Верхний из этих рядов короткий: один его конец начинается у спинного края, другой заканчивается над местом, где брюшной край вогнут, причем замыкающая ячейка отличается треугольной формой. Продольный ряд, находящийся непосредственно под коротким, продолжается не только на заднем конце, но и на переднем. Три-четыре коротких ряда начинаются у спинного края и протягиваются наискосок к середине переднего конца. В центральной части створки полигональные ячейки расположены беспорядочно. Характерная для видов B. milanovskyi и B. paenultima розетка у переднеспинного угла практически не различается из-за сглаженных и расплывшихся мурий ячеек, составляющих ее. В результате у B. ultima в районе переднеспинного угла, за плохо развитым глазным пятном, образуется похожее "слепое пятно".

Замок правой створки представлен краевыми зубами, рассеченными на шесть (передний) и семь (задний) зубцов каждый, и срединным желобком одинаковой ширины на всем протяжении с 21 простыми ямками (табл. IV, фиг. 10б). Строение желобка (без ямко-групп и расширения передней части) обнаруживает ювенильные черты, характерные для всех неполовозрелых батониелл, но описан он у взрослой самки с широкой, полностью развитой порово-канальной зоной (экз. МГУ Belor-1–18; табл. IV, фиг. 10а).

Онтогенез. Неполовозрелые особи разных возрастных стадий отличаются меньшими размерами и меньшей высотой заднего конца. Крупная заднебрюшная выпуклость, описанная у самок, отсутствует у раковин ранних и средних стадий и постепенно увеличивается в размерах на поздних стадиях онтогенеза.

Размеры в мм и отношения:

Номер экземпляра	Д	ВПК	ВС	ВЗК	Т	Д/ВПК	Д/Bmax
Голотип МГУ Belor-1-15 ЛС самки	0.472	0.295	–	0.229	–	1.60	1.60
МГУ Belor-1-17 ПС самки	0.462	0.267	0.271	0.202	–	1.730	1.705
МГУ Belor-1-16 ПС самца juv.?	0.469	0.253	–	0.200	–	1.854	1.854
МГУ Belor-1-18 ПС самки	0.443	0.237	–	0.172	–	1.869	1.869
МГУ 300-4638 ПС самки	0.577	0.345	0.352	0.252	–	1.672	1.639
МГУ 300-16 ПС самки	0.466	0.284	–	0.210	–	1.641	1.641

Изменчивость. Вариации длины у самок в пределах 0.577–0.443 мм. Также незначительно меняется размер заднебрюшной выпуклости от крупной (курские экз.; табл. IV, фиг. 11, 12) до умеренной (белорусские экз.; табл. IV, фиг. 8, 9). В остальном вид характеризуется постоянством признаков.

Сравнение. Сравнение с B. milanovskyi sp. nov. и B. paenultima sp. nov. см. при их описании.

Замечания. Исключением из размерного ряда является экз. МГУ Belor-1-16 (табл. IV, фиг. 13), длина которого попадает в диапазон длины самок, а высота переднего и заднего концов меньше. Это наводит на мысль о его принадлежности к самцам, учитывая предположение Э. Бранда и Х. Мальца о меньшей высоте раковин самцов при равной длине с самками, или их редкой встречаемости, почему и не были изучены достоверные

особи самцов у древнейшего таксона предковой филолинии Glyptocythere plicata Brand et Malz (Brand, Malz, 1966, p. 518, 519). Слабое развитие брюшной выпуклости у экз. МГУ Belor-1-16 сильно отличает его от взрослых самок, что позволяет предположить неполовозрелое состояние особи и отмечено в коллекционном номере знаком вопроса.

Распространение. На ВЕП: в Белоруссии, в центральных районах России (Курская обл.) и Нижнем Поволжье (Саратовская обл.); верхняя часть зоны Subpatruus, биогоризонт Ch. saratovensis – зона Calloviense.

Материал. Шесть створок самок из разреза Михайловского рудника, КМА (Тесакова и др., 2009), восемь створок самок и молодых особей из разреза скв. 792, Гомельский р-н, Белоруссия (Махнач, Тесакова, 2015); все экз. хорошей сохранности. И одна раковина плохой сохранности из разреза ТЭЦ-5, Саратовская обл. (Тесакова, Сельцер, 2022).

Род Parabathoniella gen. nov.

Название по гомологичному сходству с родом Bathoniella gen. nov. и от para *лат.* – около, рядом.

Типовой вид – Acantocythere elongata Wakefield, 1994.

Описание. Поскольку род моноспецифичный, описание относится также и к типовому виду (приводится по Wakefield, 1994, p. 27–28). Раковина крупного размера (табл. 2), умеренно выпуклая, удлиненная, субпрямоугольная при виде сбоку; краевая фигура при виде сверху имеет удлиненную эллиптическую форму с широкой сжатой передней краевой зоной. Диморфный с батониелловым подтипом полового диморфизма. Наибольшая длина расположена немного выше середины высоты раковины; наибольшая высота – непосредственно позади середины длины у взрослых и на переднем конце у молодых особей; наибольшая ширина в задней трети панциря. Левая створка перекрывает правую по вентральному, переднему и заднему краям. Передний конец высокий, широко закруглен, с широкой уплощенной частью; задний конец ниже, округло-треугольной формы, с узкой уплощенной частью. Спинной край почти прямой, кардинальные углы отчетливые. Брюшной край слабо вогнут посередине, конвергирует к заднему концу; при виде с наружной стороны кажется параллельным спинному краю из-за нависающей над ним брюшной поверхности. Вблизи переднеспинного угла развито небольшое глазное пятно яйцевидной формы с короткой косой бороздой, расположенной сзади от него. Скульптура на боковой поверхности створки представлена слабо развитой сеткой первого и второго порядка; на вентральной поверхности удлиненные ячейки выстраиваются в субпараллельные ребра. Слабое краевое ребро расположено вдоль переднего, заднего и брюшного краев. Многочисленные крупные эксцентричные ситовидные поры (диаметром 15–20 мкм) равномерно распределены по боковым поверхностям раковин; небольшие нормальные поры (диаметром 5 мкм) наблюдаются на утолщении переднего и заднего краев.

Замок энтомодонтный. На правой створке представлен шестью передними и семью задними латеральными зубами: удлиненными, иногда утолщенными дорсально и раздвоенными на концах. Насеченный срединный желобок расширен в передней трети, где развита утолщенная нижняя губа. Вестибюль отсутствует. Порово-канальная зона умеренно широкая, без вестибюля; радиальные каналы короткие, прямые; на переднем конце их насчитывается около 12–15, на заднем конце – 12. Мускульные отпечатки состоят из четырех субовальных рубцов замыкательной мышцы, расположенных в субвертикальный ряд, и двух круглых рубцов, расположенных спереди от него: большого антеннального и некрупного мандибулярного.

Состав рода. Моновидовой.

Сравнение. От гомологически сходного диморфного рода Bathoniella gen. nov., похожего по размеру и форме раковины, строению замка, скульптуре и батониелловому типу полового диморфизма, отличается: бóльшим числом краевых каналов на заднем конце (12 против трех у сравниваемого рода); и круглой формой антеннального и мандибулярного отпечатков против бобовидного и эллипсовидного у батониелл.

Дополнительные отличия от похожих по морфологии раковины, скульптуре и строению замка родов Protoacanthocythere, Glyptocythere, Fuhrbergiella и Acanthocythere такие же, как у Bathoniella (см. в описании последнего).

Замечания. (1) М. Вейкфилд, как и Любимова в случае с B. milanovskyi, описал самок и самцов elongata как разные виды – Acantocythere elongata (Wakefield, 1994, p. 27, pl. 4, figs. 1–5) и A.? sp. A (p. 28, pl. 4, figs. 6–9). К первому он отнес самцов (№ OS13817, Д – 1.036 мм, В – 0.527 мм, Т – 0.528 мм; № OS13818, Д – 1.0 мм, В – 0.509 мм, Т – 0.436 мм), что видно по краевой фигуре со спинной стороны (Wakefield, 1994, pl. 4, fig. 3), а некрупного самца, которого выбрал голотипом (№ OS13816, Д – 0.891 мм, В – 0.518 мм, Т – 0.436 мм), принял за самку (табл. 4, фиг. 4, 5). Позже он переопределил голотип как самца (Wakefield, 2009, pl. 1, fig. 6). В таксон A.? sp. A попали самки (№ OS13824, Д – 0.855 мм, В – 0.491 мм, Т – 0.455 мм) (табл. 4, фиг. 6, 7, 9) и некоторые самцы (№ OS13823, Д – 0.964 мм, В – 0.527 мм, Т – 0.491 мм) (табл. 4, фиг. 8). Таким образом, экземпляры в открытой номенклатуре сводятся в синонимику к Parabathoniella elongata (Wakefield).

(2) Типовой вид P. elongata известен из Большой эстуарной группы Внутренних Гебрид, из сланцевой свиты Леалт (Lealt Shale Formation), из пачек Килдоннэн (Kildonnan Member) и Лонферн (Lonfearn Member). Их возраст в результате литофациального анализа сопоставлен с аммонитовыми зонами Aspinctites tenuiplicatus (нижний бат) и Procerites progracilis (средний бат) (Wakefield, 1994, p. 3, fig. 1; 2009, p. 225, fig. 2). Важно, что большое число экземпляров P. elongata встречено в пачке Килдоннэн, а в пачке Лонферн – всего шесть штук плохой сохранности (Wakefield, 1994, p. 27, 28). Учитывая, что Большая эстуарная группа представляет собой лагунные фации с чередованием более и менее мористых эпизодов, нижнебатский интервал – более мористый, нежели среднебатский.

Распространение. Западная Европа, с верхов нижнего по средний бат (условно зоны Tenuiplicatus–Progracilis) (рис. 3); мелководно-прибрежные и/или лагунные обстановки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена ревизия стратиграфически значимых видов, широко распространенных в нижнем келловее ВЕП: Palaeocytheridea milanovskyi Lyubimova, 1955 и P. nikitini Lyubimova, 1955. Вид nikitini, к которому были отнесены самки, сведен в синонимику к milanovskyi, описанному по самцам. Показана неправомочность отнесения этих остракод к родам Acanthocythere, Protoacanthocythere, Fuhrbergiella (F.), Palaeocytheridea и Pseudoperissocytheridea.

Вид milanovskyi выбран типовым для нового рода Bathoniella, в котором установлена последовательность из четырех видов, сменяющих друг друга в интервале от конца раннего бата до конца раннего келловея.

По особенностям строения заднего конца раковин самок и самцов изученных видов установлены и описаны новые – батониелловый и конгруэнтный – подтипы полового диморфизма.

По наличию батониеллового полового диморфизма у морфологически сходного таксона из синхронных отложений Шотландии, но развивавшегося как часть другой, параллельной родословной, установлен еще один новый род Parabathoniella gen. nov.

К роду Bathoniella gen. nov. отнесены: B. prima gen. et sp. nov. из терминального нижнего–верхнего бата, B. milanovskyi (Lyubimova), типовой, из нижнего келловея (зона Elatmae), B. paenultima gen. et sp. nov. из нижнего келловея (зона Subpatruus, биогоризонты C. surensis, C. subpatruus, C. uzhovkensis) и B. ultima gen. et sp. nov. из нижнего келловея (зона Subpatruus, биогоризонт Ch. saratovensis – зона Calloviense).

К моноспецифическому роду Parabathoniella Tesakova, gen. nov. отнесен B. elongata (Wakefield, 1994) из верхней части нижнего–среднего бата Внутренних Гебрид, Шотландия (условно зоны Tenuiplicatus–Progracilis).

Благодарности. Автор глубоко признательна А.П. Ипполитову, В.В. Махначу (БГУ), А.С. Алексееву, А.А. Мироненко, Д.Б. Гуляеву и Д.Н. Киселеву за помощь в сборе и датировке материала. Весьма благодарна М.А. Устиновой, Е.В. Щепетовой, М.А. Рогову, Д.Б. Гуляеву и А.С. Застрожнову за изучение юрских отложений Саратовского Заволжья, где были встречены самые древние на ВЕП батониеллы. А также глубоко признательна Б.Н. Шурыгину (ИНГГ) за обсуждение систематического объема новых родов, рецензентам Л.М. Мельниковой (ПИН) и Д.Н. Киселеву, а также М.А. Рогову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению этой статьи, и Р.А. Ракитову (ПИН) за неизменную помощь в работе на СЭМ.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем госзадания №№ АААА-А21-121011590055-6 (ГИН РАН), АААА-А16-116033010096-8 (МГУ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев Ю.Н. Половой диморфизм меловых остракод из Гиссаро-Таджикской области // Ископаемые остракоды. Киев: Наукова думка, 1966. С. 50–66.

Глинских Л.А., Тесакова Е.М., Сельцер В.Б. О биостратиграфии нижнего–среднего келловея Саратовского Поволжья по микрофауне // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 2. С. 60–70.

Гуляев Д.Б. Стратиграфия пограничных отложений бата и келловея Европейской России // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, 15–20 сентября 2015 г., Махачкала. Научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 94–101.

Гуляев Д.Б. Аммониты и инфразональная стратиграфия зоны Besnosovi нижнего бата Русской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 103–125.

Иванова В.А. Остракоды раннего и среднего ордовика. Подотряд Hollinomorpha. М.: Наука, 1979. 217 с.

Киселев Д.Н. Аммониты и инфразональная стратиграфия бореального и суббореального бата и келловея. М.: ГЕОС, 2022. 667 с.

Колпенская Н.Н., Быстрова В.В., Никифорова Е.В., Овчинникова Л.Л., Сочеванова О.А. Успехи биостратиграфии осадочных бассейнов по данным изучения мезозойских микрофоссилий // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений. (Доклады юбилейной конференции в трех томах). Т. 2. Стратиграфия, общая

геология, региональный прогноз. СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 1999. С. 67–82.

Любимова П.С. Остракоды мезозойских отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта // Тр. ВНИГРИ. Нов. сер. 1955. Вып. 84. С. 3–190.

Масумов А.С. Юрские остракоды Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. 197 с.

Махнач В.В., Тесакова Е.М. Палеогеографические реконструкции природной среды юго-восточной Белоруссии в батском–оксфордском веках // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология. 2015. № 2. С. 84–93.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 3. Остракоды кайнозоя. Гл. ред. Соколов Б.С. Л.: Недра, 1989. 233 с.

Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 4. Остракоды палеозоя. Гл. ред. Соколов Б.С. Л.: Недра, 1990. 356 с.

Практическое руководство по микрофауне. Т. 7. Остракоды мезозоя. Гл. ред. Соколов Б.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 244 с.

Преображенская В.Н. Значение остракод для стратиграфии юрских отложений территории КМА // Геология и полезные ископаемые центрально-черноземных областей. Тр. межобл. геол. совещания. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1964. С. 179–183.

Пяткова Д.М., Пермякова М.Н. Фораминиферы и остракоды юры Украины. Киев: Наукова думка, 1978. 288 с.

Сарв Л.И. Половой диморфизм у древнепалеозойских остракод // Ископаемые остракоды. Киев: Наукова думка, 1966. С. 14–21.

Тесакова Е.М. Остракоды рода Palaeocytheridea Mandelstam, 1947 в средней и верхней юре Европы. 1. Развитие представлений об объеме рода и результаты его ревизии // Палеонтол. журн. 2013а. № 3. С. 25–38.

Тесакова Е.М. Остракоды рода Palaeocytheridea Mandelstam, 1947 в средней и верхней юре Европы. 2. Описание таксонов // Палеонтол. журн. 2013б. № 5. С. 28–36.

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

Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть 1. Роды Plumhoffia Brand и Aaleniella Plumhoff // Палеонтол. журн. 2022а. № 2. С. 57–68.

Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть II. Роды Procytherura Whatley, Pseudohutsonia Wienholz, Acrocythere Neale, Nanacythere Herrig и Trachycythere Triebel et Klingler // Палеонтол. журн. 2022б. № 3. С. 19–30.

Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть III. Роды Camptocythere Triebel и Procytheridea Peterson // Палеонтол. журн. 2022в. № 4. С. 48–58.

Тесакова Е.М. Позднебайосские и раннебатские остракоды Русской плиты. Часть IV. Филолиния Glyptocythere aspera (Khabarova) → G. bathonica sp. nov. // Палеонтол. журн. 2022 г. № 6. С. 58–73.

Тесакова Е.М., Сельцер В.Б. Остракоды и аммониты нижнего келловея разреза Бартоломеевка (Саратовская обл.) // Бюлл. МОИП. 2013. Т. 88. № 2. С. 50–68.

Тесакова Е.М., Сельцер В.Б. Некоторые новые остракоды из келловея–нижнего оксфорда Русской плиты (роды Camptocythere Triebel и Procytherura Whatley) и их стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 2022. № 5. С. 58–78.

Тесакова Е.М., Стреж А.С., Гуляев Д.Б. Новые остракоды из нижнего келловея Курской обл. // Палеонтол. журн. 2009. № 3. С. 25–36.

Тесакова Е.М., *Ипполитов А.П.*, *Гуляев Д.Б.* Реконструкция по остракодам раннекелловейских событий района Каневских дислокаций (предварительные данные) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Шестое Всероссийское совещание, Махачкала, 15–20 сентября 2015 г. Научные материалы. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Ипполитов А.П. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 273–277.

Тесакова Е.М., Глинских Л.А., Федяевский А.Г., Мироненко А.А., Ипполитов А.П. Микрофоссилии из нижнекелловейской аммонитовой зоны Subpatruus Нижегородской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Щепетова Е.В., Ипполитов А.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 222–230.

Тесакова Е.М., Устинова М.А., Гуляев Д.Б., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Застрожнов А.С. Биостратиграфия каменноовражной свиты Саратовского Заволжья по остракодам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания с международным участием, Сыктывкар, 9–16 сентября 2023 г. Отв. ред. Рогов М.А. Ред. Щепетова Е.В., Ипполитов А.П., Тесакова Е.М. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 154–160.

Тесакова Е.М., Устинова М.А., Гуляев Д.Б., Рогов М.А., Щепетова Е.В., Лутиков О.А., Застрожнов А.С. Палеонтологическая характеристика юрских отложений Саратовского Заволжья по керну скважин и новые данные по биостратиграфии каменноовражной свиты // Стратиграфия. Геол. корр. 2024. (в печати).

Унифицированная региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточно-Европейской платформы (14 листов). Объяснительная записка. М.: ПИН РАН–ФГУП “ВНИГНИ”, 2012. 64 с.

Устинова М.А. Фораминиферы верхнего байоса–нижнего бата Пензенской области // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии.

VII Всероссийское совещание, Москва, 18–22 сентября 2017 г. Научные материалы. Ред. Захаров В.А., Рогов М.А., Щепетова Е.В. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 225–229.

Щепетова Е.В., Рогов М.А., Гуляев Д.Б., Застрожнов А.С., Тесакова Е.М., Устинова М.А., Костылева В.В. Литостратиграфия, седиментология и обстановки осадконакопления байос-батских отложений Саратовского Заволжья (предварительные результаты) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Матер. VIII Всероссийского совещания с международным участием. Онлайн-конференция, 7–10 сентября 2020 г. Отв. ред. Захаров В.А. Ред. Рогов М.А., Щепетова Е.В., Ипполитов А.П. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 255–261.

Щепетова Е.В., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рогов М.А., Застрожнов А.С. U-образные шпрейтовые пеллетовые ходы в бате Саратовского Заволжья и их значение для реконструкции обстановок осадконакопления // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы научной онлайн-сессии, 19–22 апреля 2021 г. [электронный ресурс]. Ред. Лебедева Н.К., Горячева А.А., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 202–207.

Bate R.H. Middle Jurassic ostracoda from North Lincolnshire // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1963. V. 8. № 4. P. 173–219.

Bate R.H. Some Bathonian ostracoda of England with a revision of the Jones, 1884 and Jones et Sherborn, 1888 collections // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1969. V. 17. № 8. P. 379–437.

Becker G. Geschlechtsdimorphismus bei Ostracoden. I // Natur und Museum. 1968a. V. 98. № 2. P. 47–56.

Becker G. Geschlechtsdimorphismus bei Ostracoden. II // Natur und Museum. 1968b. V. 98. № 3. P. 119–132.

Brand E., Malz H. Ostracoden-Studien im Dogger, 4: *Fuhrbergiella* n.g. // Senck. leth. 1962a. V. 43. № 1. P. 1–39.

Brand E., Malz H. Ostracoden-Studien im Dogger, 5: *Glyptocythere* n.g. // Senck. leth. 1962b. V. 43. № 5. P. 433–435.

Brand E., Malz H. Die Arten der Gattung *Glyptocythere* Brand & Malz 1962 im NW-deutschen Dogger // Senck. leth. 1966c. V. 47. № 5/6. P. 481–535.

Dépêche F. Les ostracodes du Callovien inferieur et moyen du sondage Chonville 1 (Meurthe-et-Moselle, France) // Bull. Centre Rech. Pau-SNPA. 1969. V. 3. P. 259–285.

Gulyaev D.B., Ippolitov A.P. Lower Callovian of Kanev Dislocations, Cherkasy Oblast, Ukraine: ammonites and stratigraphy // Stratigr. Geol. Correl. 2021. V. 29. № 7. P. 767–847.

Henningsmoen G. On certain features of palaeocope ostracodes // Geol. fören. Stockholm förhandl. 1965. Bd. 86. № 4. P. 329–394.

Jaanusson V. Functional morphology of the shell in platycope ostracodes – a study of arrested evolution // Lethaia. 1985. V. 18. № 1. P. 73–84.

International Code of Zoological Nomenclature. Fourth Edition, London: International Trust for Zoological Nomenclature, 1999.

Moore R.C. Treatise Part Q, Arthropoda 3 – Crustacea, Ostracoda. Lawrence, Kansas: Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press, 1961. 442 p.

Pokorny V. Ostracodes // Introduction to Marine Micropaleontology. N.Y.: Elsevier Science, 1998. P. 109–149.

Sheppard L.M. Middle Jurassic Ostracoda from Southern England and Northern France. Thesis Ph.D. University of London, 1981. 214 p.

Sylvester-Bradley P.C. The structure, evolution and nomenclature of the ostracod hinge // Bull. Brit. Mus. (Natur. Hist.) Geol. 1956. V. 3. № 1. P. 1–21.

Tesakova E.M., *Shurupova Ya.A.* Ostracod analysis of Callovian and Lower Oxfordian deposits of the Mikhailovtsement Section (Ryazan Region): methods and results // Paleontol. J. 2018. V. 52. № 13. P. 1547–1568.

Wakefield M.I. Middle Jurassic (Bathonian) ostracoda from the Inner Hebrides, Scotland. London: Monograph Palaeontogr. Soc. (Publ. № 596, part of vol. 148), 1994. P. 1–89.

Wakefield M.I. Bathonian of the Inner Hebrides, Scotland // Ostracods in British Stratigraphy. Eds. Whittaker J.E., Hart M.B. Micropalaeontol. Soc. Spec. Publ., Geol. Soc., London, 2009. P. 225–240.

Whatley R.C., *Ballent S.* A review of the Mesozoic ostracod genus *Progonocythere* and its close allies // Palaeontology. 1996. V. 39. Pt. 4. P. 919–939.

Whatley R.C., *Ballent S.* A review of the Mesozoic ostracod genus *Lophocythere* and its close allies // Palaeontology. 2004. V. 47. Pt. 1. P. 81–108.

Рецензенты Д.Н. Киселев, Л.М. Мельникова, М.А. Рогов

New Ostracod Genera *Bathoniella* (Bathonian and Lower Callovian of the East European Platform and Northern Germany) and *Parabathoniella* (Lower and Middle Bathonian of Scotland). Part 1: Taxonomy

E. M. Tesakova[a, b]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119234, Russia*
[b] *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017, Russia*
e-mail: ostracon@rambler.ru

The stratigraphically important ostracod taxa *Palaeocytheridea milanovskyi* Lyubimova, 1955 and *P. nikitini* Lyubimova, 1955 from the lower Callovian of the East European Platform and Northern Germany are revised. *P. nikitini* is reduced to a synonymy of *P. milanovskyi*. The latter one is proposed as the type for the new genus *Bathoniella* from the lower Bathonian–lower Callovian (Ishmae–Calloviense zones). Three more species: *B. prima* sp. nov., *B. paenultima* sp. nov. and *B. ultima* sp. nov. are included in *Bathoniella* gen. nov. A new – *bathoniellid* – subtype of sexual dimorphism is described. This is also characteristic of another new genus, *Parabathoniella*, with the type species *Acantocythere elongata* Wakefield, 1994 from the lower–middle Bathonian (Tenuiplicatus–Progracilis zones) of the Inner Hebrides, Scotland, as well as the genus *Mandelstamia* from the Upper Jurassic and lower Cretaceous of Europe.

Keywords: new species, new subtype of sexual dimorphism, revision, homology

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 97–112

УДК 552.51(470.324)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СОСТАВУ НАННОПЛАНКТОНА И ПЛАНКТОННЫХ ФОРАМИНИФЕР В АЛКУНСКОЙ СВИТЕ НИЖНЕГО МИОЦЕНА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

© 2024 г. Л. А. Головина[1, *], М. Е. Былинская[1], С. В. Попов[2], Е. Д. Головина[2]

[1]*Геологический институт РАН, Москва*

[2]*Палеонтологический институт РАН, Москва*

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

Поступила в редакцию 15.10.2023 г.

После доработки 17.11.2023 г.

Принята к публикации 26.12.2023 г.

Представлены результаты изучения наннопланктона и планктонных фораминифер раннего миоцена Центрального и Западного Предкавказья, найденных в алкунской свите, включая стратотипический разрез свиты на р. Алкунка (Республика Ингушетия), в стратотипе кавказского региояруса на р. Кубань (Карачаево-Черкесская Республика) и опорном разрезе нижнего миоцена по р. Белая (Адыгея), а также в разрезах стратотипической области развития алкунской свиты (рр. Фиагдон, Майрамадаг, Северная Осетия). Планктонные фораминиферы в алкунской свите целенаправленно изучались впервые. Полученные результаты позволили выяснить состав и структуру комплексов наннопланктона и планктонных фораминифер из алкунских отложений Предкавказья, уточнить их стратиграфический и корреляционный потенциал, а также охарактеризовать биономические условия алкунского бассейна в исследуемом районе. По результатам исследования наннопланктона в алкунской свите выделены слои с Cyclicargolithus floridanus, которые по присутствию зонального вида Triquetrorhabdulus carinatus в комплексе с Tr. milowii коррелируются с верхней (миоценовой) частью зоны NN1 аквитанского возраста. По планктонным фораминиферам выделены слои с Streptochilus pristinum.

Ключевые слова: наннопланктон, фораминиферы, нижний миоцен, биостратиграфия, Центральное Предкавказье, Восточный Паратетис

DOI: 10.31857/S0869592X24040057, **EDN:** CMENHY

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее сложных проблем биостратиграфии палеоген-неогеновых отложений Предкавказья является расчленение и корреляция бескарбонатных отложений майкопской серии, особенно ее верхнеолигоценовой и нижнемиоценовой частей. Это обусловлено отсутствием или резко обедненным составом как макро-, так и микропалеонтологических групп с карбонатным скелетом, что затрудняет выделение и обоснование границы олигоцена и миоцена (Неогеновая..., 1986; Невесская и др., 2004). Данные по изучению органикостенного фитопланктона, весьма перспективной группы для стратиграфии этого интервала (Филиппова, 2008; Филиппова и др., 2010, 2015; Запорожец, Ахметьев, 2017; Попов и др., 2018, 2019; Александрова и др., в печати), пока не решили всех насущных проблем. Поэтому присутствие в этом интервале даже слабокарбонатных пород алкунской свиты, охарактеризованных микропланктоном, имеет важное значение и давно привлекало внимание исследователей (Дмитриева и др., 1959; Богданович, 1986; Белуженко, Коваленко, 2006; Белуженко и др., 2018; Филиппова и др., 2010, 2015).

Особая значимость алкунской свиты определяется ее положением в основании кавказского региояруса и находками на этом уровне Triquetrorhabdulus carinatus – зонального вида зоны NN1 (Krhovsky et al., 1995; Филиппова и др., 2010; Белуженко и др., 2018), появление которого фиксируется в самых верхах олигоцена, а последние находки – в аквитане. Стратиграфическому положению алкунской свиты (горизонта) посвящены исследования С.Т. Короткова (1936), К.А. Прокопова (1937а, б; 1938), Р.Г. Дмитриевой и др. (1959), Е.В. Белуженко и др. (Белуженко, Коваленко, 2006; Белуженко и др., 2014, 2018), Н.Ю. Филипповой и др. (2010, 2015), С.В. Попова и др. (2019, Popov et al., 2022). Микропалеонтологические данные по алкунским отложениям приведены в работах А.С. Андреевой-Григорович (1977, 1980, Андрєєва-Григорович, 2004), Н.И. Запорожец (1999),

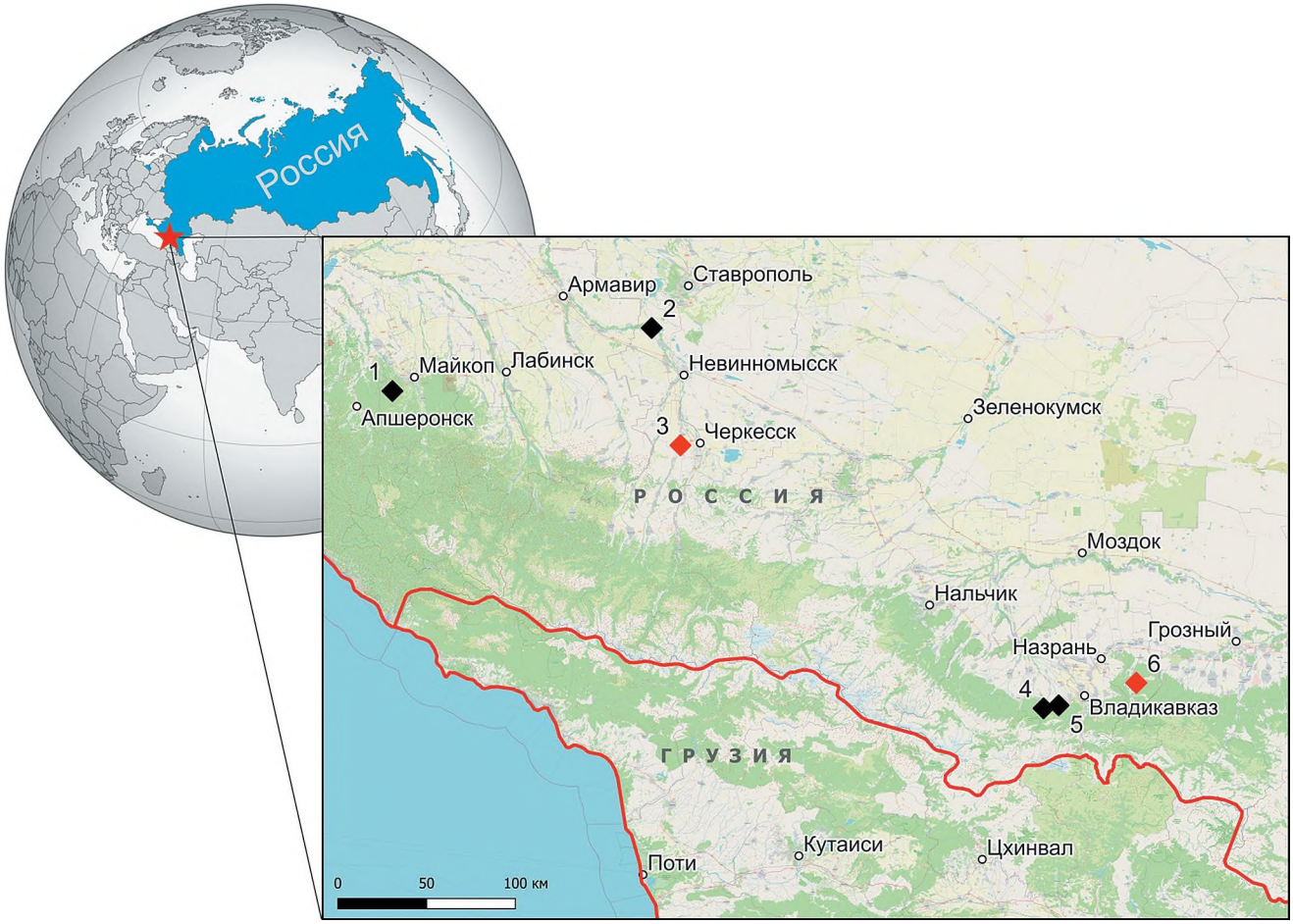


Рис. 1. Изученные разрезы алкунской свиты в Предкавказье (Россия).
Красными ромбами отмечены стратотипические разрезы, черными ромбами – опорные разрезы. 1 – руч. Фюнтв (приток р. Белая); 2 – р. Кубань у пос. Карамурзинский (Надзорненская антиклиналь); 3 – р. Кубань у г. Черкесска (стратотип кавказского региояруса); 4 – р. Фиагдон; 5 – р. Майрамадаг; 6 – р. Алкунка (приток р. Асса) (стратотип алкунской свиты).

А.К. Богдановича (1960, 1986), М.Ф. Носовского и А.К. Богдановича (1980); Н.Ю. Филипповой и др. (2010, 2015), Г.Н. Александровой и др. (в печати). Наннопланктон в алкунской свите изучался Л.А. Головиной в разрезах по р. Кубань у г. Черкесска (Popov et al., 2022; Александрова и др., в печати), в районе пос. Карамурзинский (Ставропольский край), в разрезе р. Белая и в Северной Осетии, в разрезах по рр. Фиагдон и Майрамадаг (Филиппова и др., 2015; Головина, 2012; Белуженко и др., 2018) (рис. 1). Состав бентосных фораминифер приведен в работах Р.Г. Дмитриевой и др. (1959), М.Ф. Носовского и А.К. Богдановича (1980), Л.С. Тер-Григорьянц (1969), Т.Н. Пинчук (Popov et al., 2022). Анализ и обобщение материалов по наннопланктону и диноцистам из алкунских отложений различных районов Северного Кавказа и Предкавказья дали основание полагать, что верхняя часть свиты принадлежит миоцену. Состав и характерные черты алкунских диноассоциаций Северного Кавказа и Предкавказья и сопоставление их с данными из стратотипа палеогеновой и неогеновой границы Лемме-Каррозио свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте алкунской свиты (Филиппова и др. 2010; 2015; Белуженко и др., 2018).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изучение стратотипических разрезов алкунской свиты по рр. Алкунка и Асса (Ингушетия) было проведено нами в 2019 г. Голостратотип по р. Асса, описанный К.А. Прокоповым (1937б, с. 45–46), оказался труднодоступен из-за высокого уровня воды в реке. Поэтому составить его переописание и достаточно полно отобрать образцы не удалось. Из выветрелой верхней части берегового обрыва левого берега р. Асса было взято семь образцов из слабокарбонатных глин, в которых наннопланктон не обнаружен. В сопряженном с голостратотипом разрезе по р. Алкунка отобрано семь образцов. Выбранный интервал отбора

образцов для микропалеонтологического изучения определялся выявлением степени карбонатности глин по опробованию слабым (5%) раствором соляной кислоты.

В 2019–2020 гг. нами проводилось изучение стратотипического разреза кавказского региояруса по р. Кубань (г. Черкесск, Карачаево-Черкесская Республика). После постройки плотины выше г. Черкесска и отвода части воды р. Кубань в водохранилище, обнаженность этого разреза стала значительно хуже, однако полевые работы в осеннюю межень реки позволили описать и отобрать несколько образцов из алкунской свиты. Подробное описание стратотипического разреза кавказского региояруса с нашими данными приведено в монографии "Неоген Восточного Паратетиса: региоярусная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции" (Попов и др., 2023). Дополнением к полученным материалам послужили образцы наших предыдущих сборов по руч. Фюнтв (приток р. Белая, Адыгея) и образцы из коллекции Е.В. Белуженко по разрезам р. Кубань (пос. Карамурзинский, Ставропольский край) и рр. Фиагдон и Майрамадаг (Северная Осетия).

Исследования наннопланктона проводились как в мазковых препаратах (smear-slides), приготовленных из необработанного образца, так и в мазковых препаратах из проб, обработанных по стандартной методике (Bown, Young, 1998). Препараты исследовались в световом и поляризационном режиме с увеличением ×1600, при просмотре не менее 300 полей зрения (микроскоп JenaLumar Carl Zeiss). Таксономические определения опирались на исследования К. Перч-Нильсен (Perch-Nielsen, 1985), Дж. Янга (Young, 1998), И. Галович и Д. Янга (Galović, Young, 2012), дополненные материалами веб-сайта Nannotax (Young et al., 2022). Палеоэкологическая характеристика наннопланктонных ассоциаций интерпретировалась по преобладанию видов-индикаторов палеообстановок (Perch-Nielsen, 1985; Monechi et al., 2000; Ziveri et al., 2004).

Планктонные фораминиферы были изучены из образцов с наибольшей концентрацией наннопланктона. Планктонные фораминиферы изучались путем промывки образцов через сито с размером ячей 100 мкм, с предварительным кипячением в растворе пирофосфата натрия и последующим просмотром под световым микроскопом. Часть извлеченных раковин изучалась и фотографировалась под сканирующим микроскопом TESCAN2300 в Геологическом институте РАН (Москва). При определении таксонов использовалась классификация Б. Уэйд (Atlas..., 2018).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ АЛКУНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Впервые алкунская свита, первоначально как "горизонт плитняковых мергелей", а также подстилающая аргунская и перекрывающая ассинская свиты были выделены в средней части майкопских отложений в Ингушетии, в бассейне р. Асса вблизи пос. Алкун К.А. Прокоповым (1937а) (рис. 1). По описанию автора, в стратотипическом районе развития алкунских отложений "мергельно-доломитовый комплекс хорошо обнажается по р. Беге-али на переезде возле Алкуна", а также "южнее хут. Серали по р. Ассе при впадении балки справа" (Прокопов, 1937а, с. 46). В дальнейших публикациях (Прокопов, 1937б, 1938) была приведена лишь краткая литологическая характеристика выделенных свит, а их стратотипы впервые были указаны в Стратиграфическом словаре СССР (1982). Впоследствии разрез изучался в ходе геологической съемки масштаба 1: 50000 (Коваленко и др., 1977), а также тематических работ (Дмитриева и др., 1959; Сомов, 1967). Е.И. Коваленко и др. (1977) при проведении геологической съемки подробно описали парастратотипический разрез алкунской свиты на р. Алкунка, левом притоке р. Асса между селами Мужичи и Нижний Алкун в Ингушетии (описание Е.И. Коваленко приведено в работе: Филиппова и др., 2010). После 80-х годов прошлого века биостратиграфических исследований в этом районе не проводилось.

В результате вышеперечисленных исследований были определены литологические особенности алкунских отложений. Алкунская свита мощностью 20–40 м представлена чередованием неизвестковистых и известковистых глин с включениями конкреций, прослоев мергелей и доломитизированных известняков и прослеживается на значительной территории Предкавказья. Максимальная известковистость алкунской свиты приурочена к центральной части ее распространения (разрезы по рекам Асса, Фиагдон, Кубань), достигая максимума на р. Кубань в г. Черкесске, где мощность свиты также максимальна – 42–45 м (Прокопов, 1937а; Дмитриева и др., 1959; Филиппова и др., 2010; Белуженко и др., 2014). В алкунских отложениях установлены комплексы фораминифер и отпечатки водорослей Cystoseira sp. (Прокопов, 1937а; Дмитриева и др., 1959; Коваленко и др., 1977). Алкунская свита по руч. Алкун (приток р. Асса), по данным А.К. Богдановича (1960), характеризуется бентосными фораминиферами Porosononion aff. martcobi, Uvigerinella ex gr. californica, Angulogerina aff. angulosa, Bulimina sp., Globigerina aff. bulloides и др.

В 1975 г. М.Ф. Носовским и А.К. Богдановичем (Nosovsky, Bogdanovich, 1979) проведено комплексное изучение майкопских отложений, в том числе алкунских, в стратотипическом разрезе кавказского региояруса (р. Кубань, у г. Черкесска, Карачаево-Черкесия). На основании данных Э. Мартини по наннопланктону (Martini, 1971), в этом разрезе алкунская свита из-за отсутствия характерных видов была отнесена к нерасчлененному интервалу зон NP25–NN1 (Носовский, Богданович, 1980).

Микропалеонтологические исследования были продолжены в парастратотипическом разрезе кавказского регионяруса (скв. Дербетовская № 37, северо-восточный склон Ставропольского поднятия) и в опорной скважине Новопокровская-4 (неостратотип кавказского регионяруса) (Андреева-Григорович, 1977; Носовский, Богданович, 1980; Неогеновая..., 1986; Ахметьев, Запорожец, 1996). А.С. Андреева-Григорович (1977) пришла к выводу, что отложения, отнесенные в этом разрезе к алкунскому горизонту, содержат наннопланктон зоны NP25 шкалы Мартини (Martini, 1971), а вышележащие слои кавказского регионяруса заключают комплексы диноцист также олигоценового возраста. Позднее описание керна, изучение моллюсков и отбор образцов на диноцисты были проведены А.А. Ворониной и С.В. Поповым, диноцисты были изучены Н.И. Запорожец, а фораминиферы – Т.Н. Пинчук (2006, 2018).

Дальнейшее изучение алкунских отложений было продолжено в опорном разрезе майкопских отложений по р. Белая (Адыгея) (Akhmetiev et al., 1995; Krhovsky et al., 1995; Запорожец, 1999; Попов и др., 2023). В разрезе по р. Белая выше устья руч. Фюнтв в низах алкунского горизонта был найден наннопланктон зоны NP25 шкалы Мартини и комплекс диноцист, в котором впервые в майкопских разрезах появляются таксоны, имевшие преимущественно миоценовое распространение (Akhmetiev et al., 1995). Немного выше по мощности (10–15 м), в устье руч. Фюнтв и напротив него на левом берегу р. Белая Л.А. Головиной установлен биогоризонт с **Cyclicargolithus floridanus** (Попов и др., 2023). В нем, вслед за Я. Крховским (Krhovsky et al., 1995), подтверждены единичные находки вида-индекса Triquetrorhabdulus carinatus, что, при отсутствии типичных элементов олигоценовой наннофлоры, коррелируется с интервалом перехода от олигоцена к миоцену и скорее датируется базальной частью миоцена зоны NN1 шкалы Мартини (Martini, 1971). По данным Н.И. Запорожец установлен комплекс диноцист с массовыми Deflandrea spinulosa и редкими Chiropteridium partispinatum, что характерно для переходных слоев от хатта к аквитану (Запорожец, Ахметьев, 2017; Popov et al., 2022). Впоследствии в стратотипе кавказского регионяруса – разрезе р. Кубань у г. Черкесска – алкунский горизонт и низы септариевых слоев зеленчукской свиты Г.Н. Александровой отнесены к слоям с Deflandrea spinulosa, которые охватывают интервал терминальной части хатта–низов аквитана (Александрова и др., в печати;

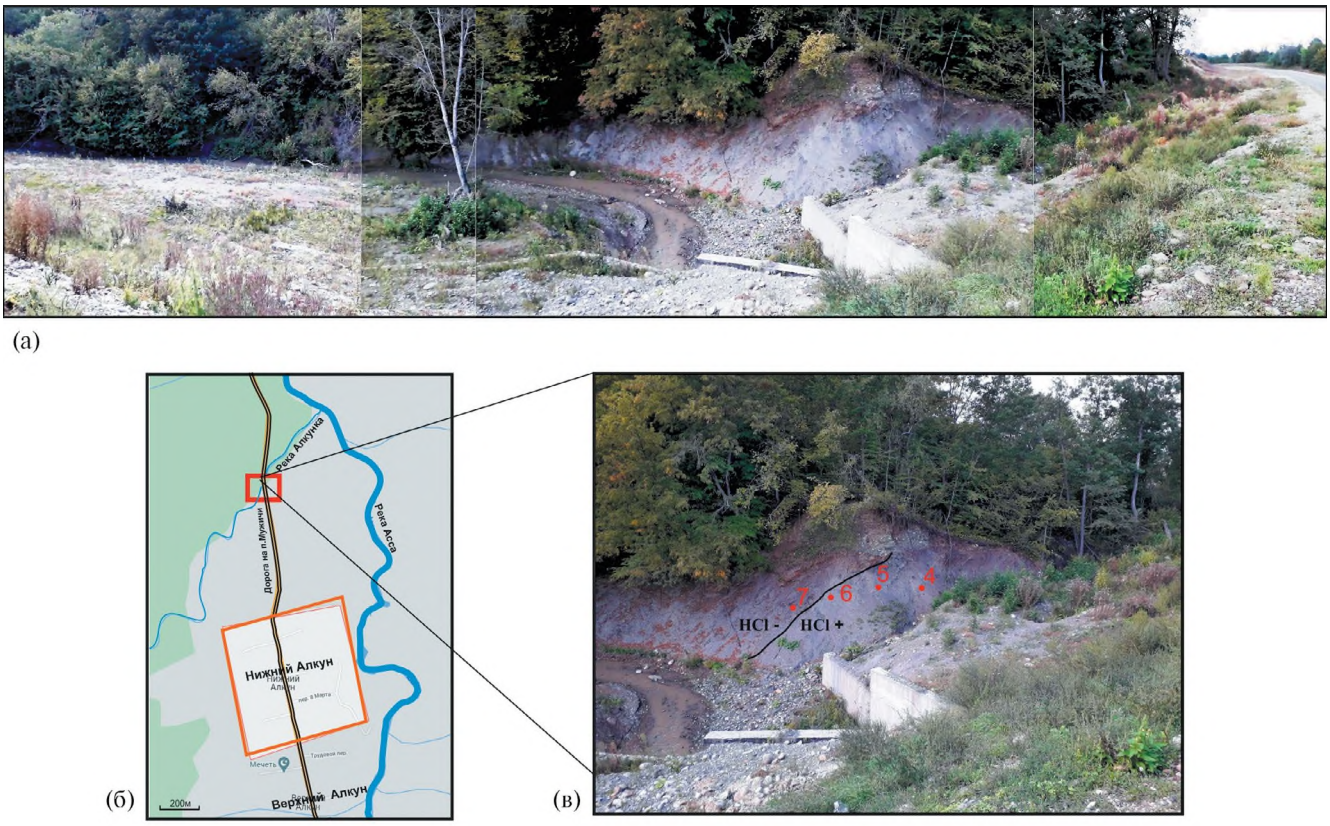


Рис. 2. (а) Общий вид обнажения у дороги из села Нижний Алкун в село Мужичи; (б) местоположение разреза алкунской свиты по р. Алкунка; (в) общий вид обнажения, на котором красные точки с цифрами показывают места взятия образцов, черной линией показана граница карбонатности отложений по реакции с HCl.

Попов и др., 2023). Первоначально в известковистых глинах алкунской свиты по руч. Фюнтв (притоку р. Белая) А.К. Богдановичем был установлен достаточно представительный комплекс бентосных фораминифер, характерный для виргулинелловых слоев подошвы кавказского региояруса (Богданович, 1986). Позднее Т.Н. Пинчук включила этот комплекс в слои с Fursenkoina schreibersiana–Caucasina sp. (Пинчук, 2006, 2018).

Планктонные фораминиферы ранее отмечались как редкие находки в алкунской свите и ввиду их чрезвычайно мелких размеров и плохой сохранности не определялись. Первые находки двухрядных планктонных фораминифер Streptochilus pristinum отмечены М.Е. Былинской в верхней части толщи, вскрывающейся в правом склоне в русле руч. Фюнтв (Попов и др., 2023). Эти находки послужили основанием для наших дополнительных микропалеонтологических исследований в ранее изученных разрезах алкунских отложений.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Разрез по р. Алкунка, левый приток р. Асса

Разрез алкунской свиты опробовался выше бетонного моста у шоссе из села Нижний Алкун в село Мужичи (рис. 2). Следует отметить, что с 70-х годов прошлого века произошло обновление дорожного покрытия и бетонирование русла р. Алкунка у полотна дороги, что изменило ход течения реки и степень обнаженности разреза.

Слой 1 и контакт его со слоем 2 из описания разреза в публикации Р.Г. Дмитриевой и др. (1959) и в отчете Е.И. Коваленко и др. (1977, цит. по Филиппова и др., 2010; Белуженко и др., 2018) не обнажены, предположительно лишь намечается контакт со слоем 3, где Дмитриева и др. (1959) описали маломощный сдвоенный прослой известковистого доломита (рис. 3а). Однако такая привязка очень условна: Е.В. Белуженко отмечал, что крепкие карбонатные породы (мергели, доломиты) в алкунской свите чаще всего представляют собой маломощные линзовидые прослои (первые сантиметры, реже – первые десятки сантиметров), а чаще – уплощенные или “караваеобразные включения (похожие на обычные сидеритовые включения), которые, к тому же, не всегда попадают в небольшие по размерам обнажения” (Белуженко и др., 2018, с. 61).

Наш отбор образцов с определенной долей условности привязан к описанию разреза, которое приведено в работах Филипповой и др. (2010) и Белуженко и др. (2018), и сосредоточен в верхней части слоя 2. Контакт с вышезалегающими неизвестковистыми глинами ассинской свиты не обнажен. По опробованию слабым (5%) раствором HCl установлен интервал развития карбонатных глин (около 8 м) и отобрано семь образцов.

Ниже приводится описание разреза по р. Алкунка по Дмитриевой и др. (1959) и Белуженко и др. (2018).

На неизвестковистых глинах аргунской свиты согласно залегают:

1. Известняки глинистые (мергели), с крупными караваеобразными линзами темно-серых доломитизированных известняков. Мощность 0.3–0.4 м.

2. Глины темно-серые, листоватые, сильно ожелезненные, неизвестковистые, с очень редкими и тонкими (1–2 мм) прослойками светло-серых алевролитов. В верхней части слоя глины слоистые, слабоизвестковистые. Отмечаются рыбья чешуя, отпечатки бурых водорослей цистозир. Мощность 19.5 м.

3. Глины темно-серые, слоистые, алевритистые, слабоизвестковистые, с тонкими прослоями карбонатно-глинистых алевролитов. В подошве и кровле залегают два прослоя (0.1 и 0.22 м) темно-серого глинистого известковистого доломита с плитчатой текстурой. Мощность 3.5–3.7 м.

Общая видимая мощность алкунской свиты в этом разрезе, согласно Е.В. Белуженко с соавторами, 23.5 м. Алкунские отложения согласно перекрываются неизвестковистыми глинами ассинской свиты.

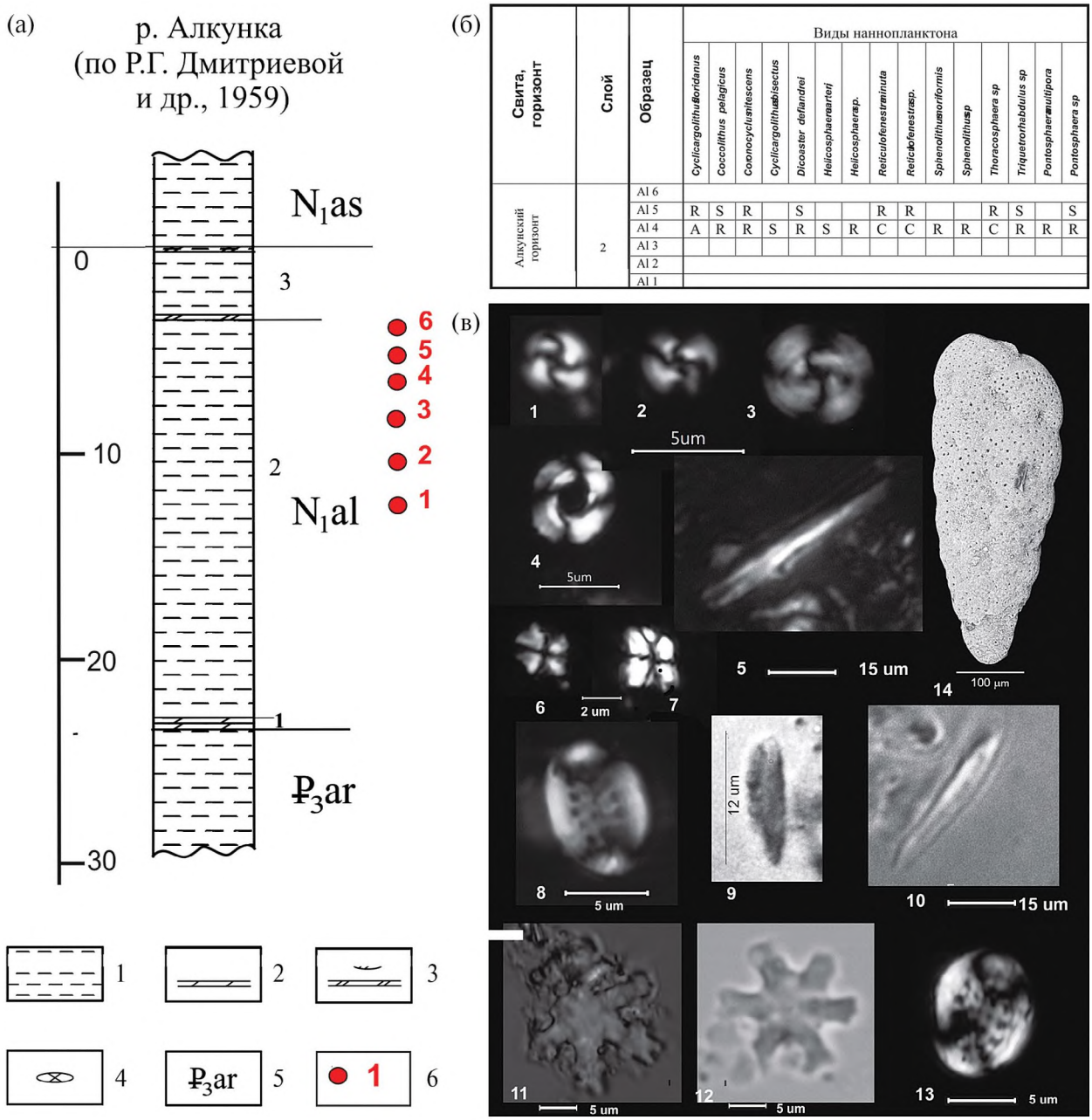
Наннопланктон (рис. 3б, 3в). В верхней части слоя 2 в темно-серых тонкослоистых слабоизвестковистых глинах в узком интервале (обр. 4–6) присутствуют частые Cyclicargolithus floridanus и Coccolithus pelagicus. Более редки Cyclicargolithus abisectus, Coronocyclus nitescens, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera sp., Reticulofenestra minuta, Sphenolithus moriformis, Sphenolithus sp., Pontosphaera multipora, Triquetrorhabdulus sp., Thoracosphaera sp. Численность ассоциации определяется доминированием Cyclicargolithus floridanus. В кровле известковистых глин (обр. 6) комплекс наннопланктона резко обедняется, вплоть до исчезновения (рис. 3б).

В образцах из обнажения по р. Асса, сопряженного с описываемым разрезом, наннопланктон не обнаружен.

Фораминиферы. В разрезе на р. Алкунка (обр. 4) присутствуют бентосные фораминиферы Uvigerina cf. pygmoides, Bulimina elongata и Cibicidoides sp.

Разрез по р. Кубань (около г. Черкесска, Карачаево-Черкесская Республика)

Стратотипический разрез кавказского региояруса был обследован нами в 2019–2020 гг. в осеннюю межень реки, что позволило отобрать образцы из алкунской свиты, обнажившейся в осушенной части русла (рис. 4). Подробное описание верхней верхнеолигоцен-нижнемиоценовой части майкопской свиты опубликовано в монографии “Неоген Восточного Паратетиса: региоярусная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции” (Попов



Свита, горизонт	Слой	Образец	Виды наннопланктона														
			Cyclicargolithus floridanus	*Coccolithus pelagicus*	*Coronocyclus nitescens*	*Cyclicargolithus abisectus*	*Dicoaster deflandrei*	*Helicosphaera carteri*	*Helicosphaera sp.*	*Reticulofenestra minuta*	*Reticulofenestra sp.*	*Sphenolithus moriformis*	*Sphenolithus sp.*	*Thoracosphaera sp.*	*Triquetrorhabdulus sp.*	*Pontosphaera multipora*	*Pontosphaera sp.*
Алкунский горизонт	2	Al 6															
		Al 5	R	S	R		S			R	R			R	S		S
		Al 4	A	R	R	S	R	S	R	C	C	R	R	C	R	R	R
		Al 3															
		Al 2															
		Al 1															

Рис. 3. Разрез алкунской свиты по р. Алкунка и найденные виды микропланктона.
(а) – литологическая колонка (по Дмитриевой и др., 1959; Белуженко и др., 2018); условные обозначения: 1 – глины; 2, 3 – включения и прослои мергелей (2) и доломитов (3); 4 – включения септарий; 5 – индексы свит; 6 – номера образцов опробования авторами в 2019 г.; справа от литологической колонки цифры 1, 2, 3 означают номера слоев; (б) – таблица распространения наннопланктона в алкунских отложениях по р. Алкунка; аббревиатуры: S – единично (1–3 экземпляра на 300 полей зрения); R – редко (от 10 до 30 экз. на 300 полей зрения); C – часто (от 5 экз. в каждом поле зрения); A – обильно (более 10 экз. в каждом поле зрения); (в) – изображения микропланктона: 1–3 – Cyclicargolithus floridanus (Roth et Hay, in Hay et al., 1967) Bukry, 1971: 1 – обр. 4, р. Алкунка; 2 – обр. 5, р. Алкунка; 3 – обр. 8, р. Кубань; 4 – Reticulofenestra dictyoda (Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Stradner in Stradner et Edwards, 1968, обр. 4, р. Алкунка; 5 – Triquetrorhabdulus carinatus Martini, 1965, обр. 5, разрез Карамурзинский, р. Кубань; 6 – Sphenolithus moriformis (Brönnimann et Stradner, 1960) Bramlette et Wilcoxon, 1967, обр. 4, р. Алкунка; 7 – Sphenolithus conicus Bukry, 1971, обр. 4, р. Алкунка; 8 – Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948 ex Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Roth, 1970, обр. 15, руч. Фюнтв; 9 – Triquetrorhabdulus milowii (Bukry, 1971), обр. 5, разрез Карамурзинский, р. Кубань; 10 – Triquetrorhabdulus carinatus Martini, 1965, обр. 15, разрез Фюнтв; 11, 12 – Discoaster deflandrei Bramlette et Riedel, 1954: 11 – обр. 4, р. Алкунка, 12 – обр. 8, р. Кубань; 13 – Pontosphaera multipora (Kamptner, 1948 ex Deflandre in Deflandre et Fert, 1954) Roth, 1970, обр. 5, разрез Карамурзинский, р. Кубань; 14 – Streptochilus pristinum Brönnimann et Resig, 1971, обр. 15, разрез Фюнтв.

Рис. 4. Обнажение алкунской свиты в осушенной части русла р. Кубань (фото С.В. Попова).

и др., 2023). Здесь приведем только описание алкунских отложений.

Обнажение описано по левому берегу р. Кубань и по выходам в русле, начиная от северной окраины села Псыж, где на отложениях баталпашинской свиты (слой 1) согласно залегают отложения алкунской свиты:

Слой 1 **($Ꝑ_3^2$bt)** представлен глинами темно-серыми, некарбонатными, в выветрелом состоянии коричневато-серыми и шоколадными, с ярозитом, тонкоплитчатыми, с обильными рыбными остатками (чешуей, костями).

Слой 2 **($Ꝑ_3^2$–N_1^1al)**. В тех же глинах появляются уровни с пластовыми конкрециями известняков серых слоистых, глинистых, неправильной формы, иногда дисковидных или округлых (0.5 × 0.15 м). На уровне конкреций глины становятся слабокарбонатными. Мощность около 20 м.

Слой 3. Такая же толща глин бескарбонатных, тонкослоистых, с выцветами ярозита и рыбными остатками, с редкими уровнями конкреций, которые становятся крупнее (до 3.5 × 0.5 м); в раздувах в слоистых конкрециях появляется септариевое строение, иногда встречаются отпечатки водорослей Cystoseira.

Наннопланктон. В слабоизвестковистых глинах слоя 2 (обр. 7/20 и 8/20) и слоя 3 (обр. 3/20) обнаружен небогатый комплекс с преобладанием Cyclicargolithus floridanus в сопровождении частых Coccolithus pelagicus и сопутствующих Coronocyclus nitescens, Cyclicargolithus abisectus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera sp., Reticulofenestra sp., Sphenolithus sp., Thoracosphaera sp., Triquetrorhabdulus sp., Pontosphaera multipora, Pontosphaera sp. и фрагментов Braarudosphaera bigelowii (рис. 5).

Фораминиферы. В слоях 2 и 3 (обр. 3 и 6) найдены планктонные фораминиферы Globigerinita glutinata и Streptochilus pristinum. Кроме этого, в обр. 6–8 содержатся фрагменты и целые раковины планктонных фораминифер, подвергшиеся диагенезу и поэтому чрезвычайно хрупкие и неопределимые.

Разрез по руч. Фюнтв (правый приток р. Белая, Адыгея)

Алкунские отложения обнажаются в обрывах правого берега руч. Фюнтв (правый приток р. Белая) в его приустьевой части и опробовались нами в ходе полевых работ в 2014–2018 гг. Результаты комплексных био-магнитостратиграфических исследований опубликованы в монографии (Попов и др., 2023). Здесь приводится часть описания опорного разреза по р. Белая для алкунских отложений.

Близ окраины станицы Абадзехская у моста обнажаются отложения баталпашинской свиты **($Ꝑ_3$bt).**

Слой 1. Глины серые и темно-серые, бескарбонатные, тонкослоистые, с рыбными остатками. В них встречаются редкие септариевые конкреции (до 0.5 м диаметром) и более мелкие сидеритовые конкреции.

В склоне правого берега после крупного оползня, а также напротив руч. Фюнтв и по его руслу выходит:

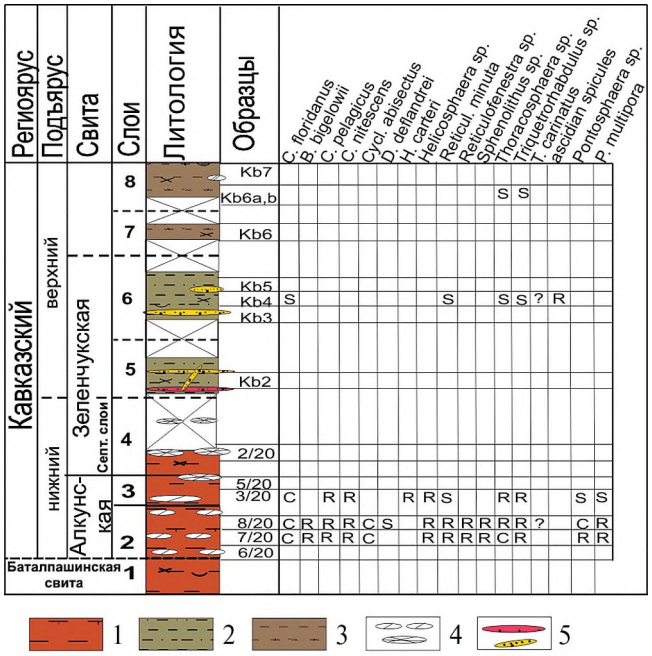


Рис. 5. Распространение видов наннопланктона в стратотипическом разрезе кавказского регионяруса по р. Кубань у г. Черкесска (по Александрова и др., в печати).
Аббревиатуры: S – единично (1–3 экз. на 300 полей зрения); R – редко (от 10 до 30 экз. на 300 полей зрения); C – часто (от 5 экз. в каждом поле зрения); A – обильно (более 10 экз. в каждом поле зрения). Септ. слои – септариевые слои. Условные обозначения: 1 – глины бескарбонатные; 2 – глины карбонатные; 3 – глины бескарбонатные, тонкослоистые, с рыбными остатками; 4 – известковистые септариевые и сидеритовые конкреции; 5 – известковые и песчаные прослои.

Слой 2. **(P_3–N_1al)** (алкунский горизонт). Глины темно-серые, тонколаминированные, слабоалевритистые, с блестками слюды и многочисленным рыбным детритом, с редкими сидерито-септариевыми конкрециями толщиной до 0.4 м (рис. 6). Изредка встречаются прослои слабокарбонатных глин и песков светло-серых, тонкозернистых, хорошо сортированных, глинистых (0.3–0.6 м, иногда до 2.5 м, тогда – со следами оползания, сгруживания).

Наннопланктон. Алкунские отложения, вскрывающиеся по правому берегу русла руч. Фюнтв, в своей нижней части не содержат наннопланктона (обр. 1–12, обнажение 1). Первые находки появляются в обр. 13 и представлены немногочисленным комплексом, включающим Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Coronocyclus nitescens, Reticulofenestra sp., Pontosphaera multipora. Затем плотность ассоциации возрастает за счет увеличения численности Cyclicargolithus floridanus. Сопутствующие виды представлены Coronocyclus nitescens, Cyclicargolithus abisectus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera sp., Reticulofenestra dictyoda, Reticulofenestra cf. haqi, Reticulofenestra sp., Sphenolithus conicus, Sphenolithus sp., Thoracosphaera sp., Pontosphaera multipora, Pontosphaera sp. и единичными Triquetrorhabdulus carinatus (обр. 15).

Впервые находки наннопланктона в майкопских отложениях разреза р. Белая, у нижней окраины станицы Абадзехской выше впадения руч. Фюнтв, установлены Я. Крховски (Krhovsky et al., 1995). Комплекс наннопланктона, включающий Coccolithus pelagicus, редкие Pontosphaera enormis, Cyclicargolithus floridanus, частые Cyclicargolithus abisectus и единичные Triquetrorhabdulus carinatus, коррелировался с интервалом зон NP25–NN1 шкалы Мартини, т.е. с переходом от олигоцена к миоцену или, возможно, с базальной частью миоцена (Попов и др., 2019).

Наше детальное опробование алкунских отложений, вскрывающихся в правом берегу русла приустьевой части руч. Фюнтв, подтвердило находки вида-индекса зоны NN1 Triquetrorhabdulus carinatus шкалы Мартини и позволило уточнить состав комплекса наннопланктона.

Фораминиферы. По данным Т.Н. Пинчук (2018), в известковой части алкунских отложений был установлен комплекс фораминифер с Lenticulina sp., Caucasina schischinskajae (Sam.), C. aff. magna Bugrova, C. aff. buliminoides Bogd., Buliminella aff. pulcha Subb., Virgulinella ex gr. pertusa (Reuss), Uvigerinella aff. hybridica Subb., U. californica Cushman, Bolivina aenariensiformis Mjatl., B. carinata complanata Subb., Bolivina mississippiensis Cush., B. aff. goudkoffi caucasica Bogd., B. dilatata Reuss, Asterigerina sp., Asterigerina aff. bracteata Cush., Globigerina aff. bulloides (Orb.), G. aff. officinalis Subb. и др. Последующее изучение микрофауны в этом разрезе позволило М.Е. Былинской обнаружить в верхней части толщи (обр. 15) значительное количество двухрядных планктонных фораминифер Streptochilus pristinum.

Обсуждаемые ниже разрезы алкунских отложений по р. Кубань (пос. Карамурзинский) и рр. Фиагдон и Майрамадаг были подробно описаны Е.В. Белуженко и Н.Ю. Филипповой (2010, 2015) и Е.В. Белуженко с соавторами (2018), с результатами микропалеонтологического изучения (органикостенный фитопланктон, споры, пыльца – Н.Ю. Филиппова; наннопланктон – Л.А. Головина). Поэтому в настоящей работе приводятся лишь краткие сведения об этих разрезах. Планктонные фораминиферы изучались по тем же образцам из коллекции Е.В. Белуженко из наиболее богатых наннопланктоном уровней.

Разрез по р. Кубань (пос. Карамурзинский, Ставропольский край)

Алкунские отложения обнажаются по левому берегу р. Кубань в 0.7 км северо-восточнее пос. Карамурзинский, сразу после резкого поворота

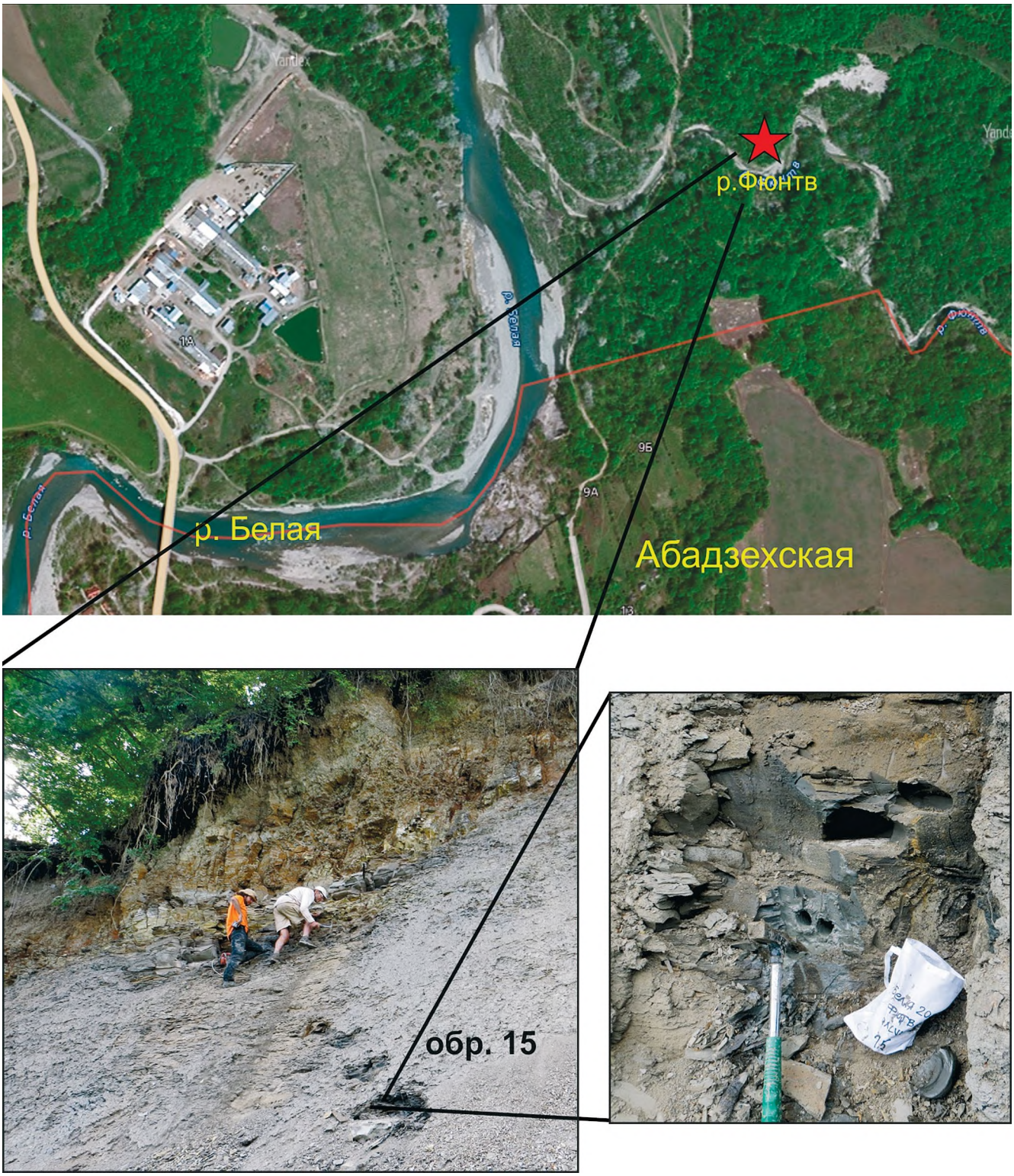


Рис. 6. Местоположение разреза алкунской свиты по руч. Фюнтв (приток р. Белая) и положение образца 15 с обилием наннопланктона и планктонных фораминифер.

русла реки с субмеридионального на субширотное (рис. 1), и представлены переслаиванием карбонатных и некарбонатных глин с редкими включениями уплощенных мергелистых конкреций толщиной до 10 см и диаметром до 0.5–1 м. В разрезе преобладают прослои карбонатных тонкослоистых

глин, во влажном состоянии голубовато-серого цвета. Некарбонатные глины с поверхности сильно ярозитизированы, ожелезнены и загипсованы, во влажном состоянии темно-серые (Белуженко и др., 2018). Из-за крутизны береговых обрывов не были прослежены верхняя и нижняя границы алкунской свиты, полная мощность алкунских отложений в этом районе достигает около 15 м (Белуженко и др., 2018).

Наннопланктон. В нижней части разреза присутствует очень бедный комплекс плохой сохранности – редкие Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera multipora, Pontosphaera sp., Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens (обр. К-1, К-2, К-3). Среди переотложенных видов определены редкие Discoaster lodoensis, Chiasmolithus sp. Выше по разрезу (обр. К-5) появляется комплекс хорошей сохранности с доминированием Cyclicargolithus floridanus совместно с Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens, единичными Cyclicargolithus abisectus, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera sp., Pontosphaera multipora, Pontosphaera sp., Reticulofenestra cf. haqi, Reticulofenestra sp., Sphenolithus conicus, Thoracosphaera sp., Triquetrorhabdulus carinatus, Tr. milowii, Umbilicosphaera sp., единичными Discoaster deflandrei. Далее по разрезу происходит резкое обеднение ассоциации и ухудшение сохранности кокколитов. В кровле алкунских отложений наннопланктон исчезает.

Разрез Фиагдон (Северная Осетия)

Алкунские отложения обнажаются по правому обрывистому берегу р. Фиагдон высотой до 15–20 м, в 2 км южнее пос. Дзуарикау (рис. 1), в согласном залегании с подстилающими слоями аргунской свиты. Мощность алкунской свиты в разрезе около 17 м (Белуженко и др., 2018).

Наннопланктон. В нижней части разреза наннопланктон не обнаружен. Большая часть алкунских отложений характеризуется немногочисленными Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera multipora, Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens, Reticulofenestra dictyoda. В верхней части (обр. Ф-7) количество наннопланктона резко увеличивается за счет расцвета Cyclicargolithus floridanus, однако состав сопутствующих видов не расширяется. В кровле алкунской свиты доминирование Cyclicargolithus floridanus прекращается, и комплекс возвращается к прежнему количественному и качественному составу.

Фораминиферы. В разрезе на р. Фиагдон (обр. Ф-7, Ф-8) найдены бентосные Pullenia sp., Uvigerina sp. и крайне мелкие и хрупкие Miliolidae. В этом же слое присутствуют относительно многочисленные планктонные Streptochilus pristinum.

Разрез Майрамадаг (Северная Осетия)

Отложения алкунской свиты вскрываются по одному из левых притоков р. Майрамадаг, в 3.5 км южнее одноименного поселка (рис. 1). Алкунская свита обнажена здесь не полностью, а только в своей самой верхней части, что обусловлено наличием в этом районе разрывных нарушений. Неполная мощность алкунской свиты в данном разрезе составляет 4.1 м (Белуженко и др., 2018).

Наннопланктон. Алкунские отложения охарактеризованы немногочисленной ассоциацией наннопланктона с преобладанием Cyclicargolithus floridanus, представленного разноразмерными экземплярами – от типовых до мелких. Также присутствуют редкие Pontosphaera multipora, Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens. Наиболее многочисленный хорошей сохранности комплекс наннопланктона установлен в средней части слоя 2 (обр. М-2). Ему сопутствуют Pontosphaera multipora, Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens, Helicosphaera sp., Sphenolithus sp. и единичные Discoaster deflandrei. В кровле алкунских отложений наннопланктон отсутствует.

Фораминиферы. В разрезе на р. Майрамадаг (обр. М-1, М-2) обнаружен бентосный вид Gyroidinoides sp., а также планктонный Streptochilus pristinum.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Наннопланктон из изученных отложений алкунской свиты в основном малочислен и представлен ограниченным набором таксонов. Наиболее разнообразная и лучшая по сохранности ассоциация наннопланктона установлена в разрезах по руч. Фюнтв (притоку р. Белая) и по р. Кубань у пос. Карамурзинский. В стратотипе алкунской свиты (р. Алкунка) и в разрезах Фиагдон и Майрамадаг комплекс наннофоссилий беднее и худшей сохранности. Эти различия, по нашему мнению, могут быть обусловлены биономическими и тафономическими особенностями разных частей палеобассейна.

Развитие алкунской ассоциации наннофлоры циклично. Вначале присутствует обедненный комплекс, который затем расширяется, достигая своего максимума в очень узком интервале за счет расцвета вида Cyclicargolithus floridanus и присоединения некоторых видов. Затем ассоциация резко сокращается и в кровле алкунской свиты исчезает. Такая закономерность прослеживается во всех изученных разрезах и отражает значимые изменения в режиме циркуляции и водообмена майкопского палеобассейна.

Доминантом комплекса является вид Cyclicargolithus floridanus – океанический вид, представленный разноразмерными экземплярами хорошей сохранности, от типовых до мелких

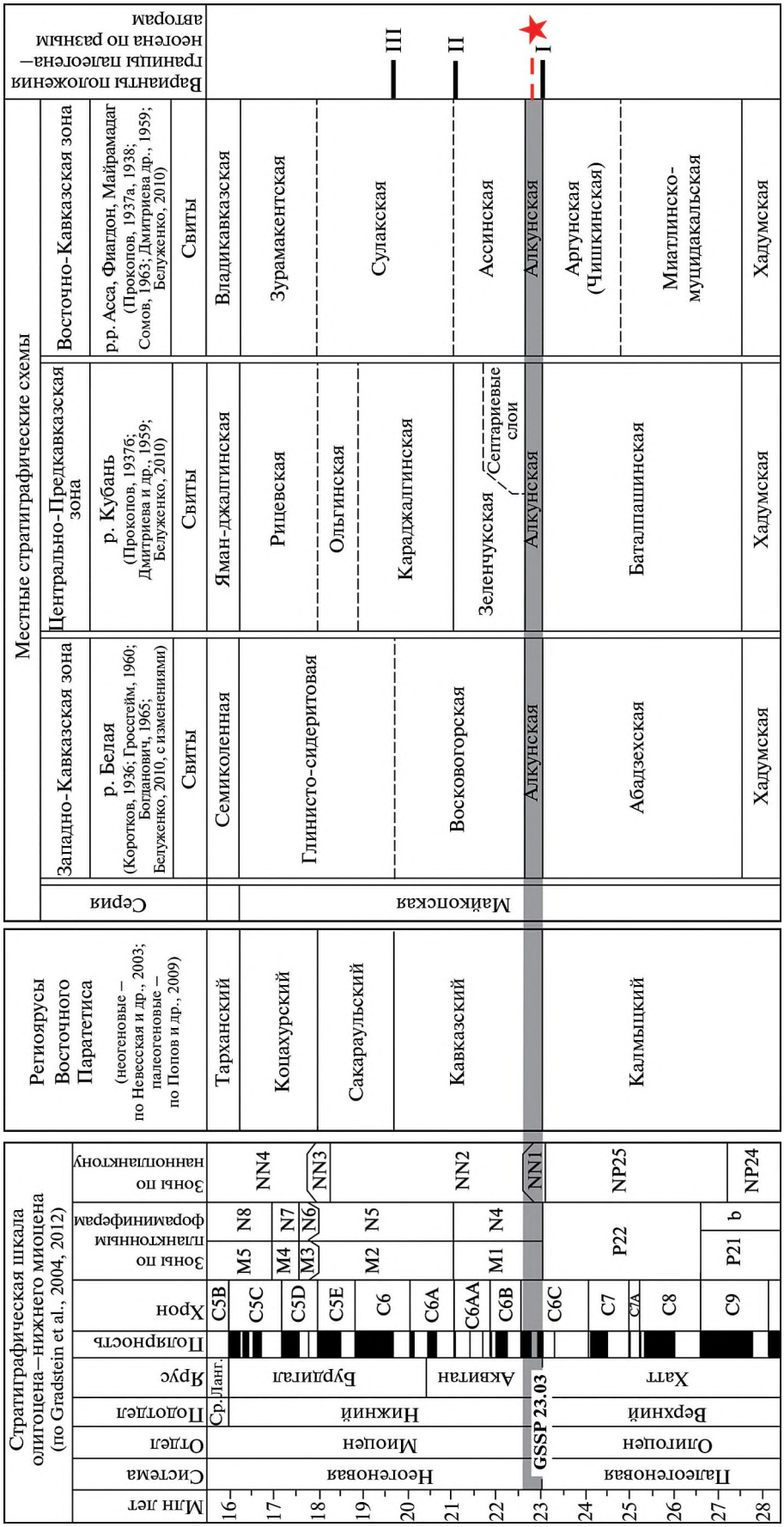


Рис. 7. Стратиграфическое положение алкунской свиты и корреляция с региональной и глобальной шкалами (по Филиппова и др., 2015), красным пунктиром и звездочкой показано положение слоев с Cyclicargolithus floridanus.
Сокращения: Ланг. – Лангий. I – Унифицированная схема МСК (Носовский, Богданович, 1980; Невесская и др., 2004; Филиппова и др., 2010); II – Ахметьев, Попов, Столяров, Запорожец (“Особое мнение” в Невесская и др., 2004); III – Андреева-Григорович (1977, 1980; Андреева-Григорович, Грузман, 1989).

(от 5 до 10–11 мкм). C. floridanus является многочисленным и повсеместным компонентом сообщества наннопланктона от среднего эоцена до нижнего миоцена, всплеск его численности отмечается в пограничном олигоцен-миоценовом интервале (Fujioka et al., 1998). Кроме того, обилие C. floridanus связывается с условиями глубоководья, без слишком сильной турбулентности вод и без резких колебаний температуры, солености и поступления питательных веществ (Wei, Wise, 1990; Monechi et al., 2000). В этой связи можно отметить находки бентосных фораминифер Pullenia sp., Uvigerina sp. и Gyroidinoides sp. в разрезах Фиагдон и Майрамадаг, свидетельствующие о довольно существенных глубинах этой части бассейна.

Первое появление C. floridanus (FO) отмечается в зоне NP15 шкалы Мартини (42.87–46.29 млн лет назад, лютет). По литературным данным последнее появление (LO) C. floridanus достаточно трудно фиксируется, а последнее устойчивое появление вида (LCO) происходит в верхней части зоны NN6 шкалы Мартини (12.1 млн лет назад, серравалий) (Nannotax3 website, URL: www.mikrotax.org/Nannotax3).

Меньшую часть ассоциации составляют другие виды, среди которых чаще всего наиболее обильны Coccolithus pelagicus и виды родов Reticulofenestra и Pontosphaera. Остальные таксоны присутствуют в небольшом количестве или встречаются спорадически и имеют плохую сохранность. Род Sphenolithus представлен немногочисленными Sphenolithus moriformis, стратиграфически важные таксоны этого рода отсутствуют в алкунском комплексе. Дискоастеры крайне редки и представлены Discoaster deflandrei, находки таксонов рода Triquetrorhabdulus и типового вида Triquetrorhabdulus carinatus редки и часто имеют неудовлетворительную сохранность для определения. Наличие хоть и редких Tr. carinatus, вида-индекса зоны NN1, при отсутствии типичных элементов олигоценовой наннофлоры, сопоставлялось с интервалом перехода от олигоцена к миоцену, по данным Я. Крховски (Krhovsky et al., 1995). Присутствие вида-индекса зоны NN1 Tr. carinatus совместно с Tr. milowii в алкунских отложениях разреза Карамурзинский с высокой степенью вероятности свидетельствует о принадлежности алкунских отложений к интервалу нижнемиоценовой зоны NN1 Triquetrorhabdulus carinatus шкалы Мартини и позволяет проводить их корреляцию с нижней частью аквитана (рис. 7) (Филиппова и др., 2015; Белуженко и др., 2018; Попов и др., 2023).

Несмотря на невысокий стратиграфический потенциал алкунского комплекса наннопланктона, его устойчивое присутствие в алкунских отложениях позволяет выделить **слои с Cyclicargolithus floridanus**. Значимость выделенного вспомогательного биостратиграфического подразделения опирается на стабильное присутствие ассоциации наннофлоры во многих изученных разрезах различных структурно-фациальных зон Предкавказья, включая стратотипический разрез алкунской свиты (р. Алкунка) и стратотип кавказского региояруса (р. Кубань).

Уровень максимального развития наннофлоры с расцветом C. floridanus сопровождается появлением двухрядных планктонных фораминифер Streptochilus pristinum, находки которых отмечаются в разрезах руч. Фюнтв, рр. Фиагдон, Майрамадаг и р. Кубань (около г. Черкесска). Этот вид известен в интервале от середины позднего олигоцена (находки в Сирии) до середины позднего миоцена (Smart, Thomas, 2018). На протяжении этого интервала его характеризует прерывистое распространение, поэтому горизонты с его присутствием могут являться маркирующими слоями. В настоящее время, судя по нашим и литературным данным, в Паратетисе зафиксированы три таких уровня. Это (1) базальный горизонт миоцена, представленный алкунской свитой, описанный в этой статье; (2) горизонт в верхах нижнего миоцена непосредственно ниже границы со средним миоценом в Трансильванском бассейне Центрального Паратетиса, где выделена одноименная биозона (Beldean et al., 2010); и (3) пограничные слои верхнего тархана–нижнего чокрака (лангий) Северного Предкавказья (Popov et al., 2022). В литературе высказывалось предположение, что присутствие двухрядного планктона свидетельствует о трансгрессивном событии в истории бассейна, а его обилие в палеогене указывает на эвтрофные условия (Beldean et al., 2013).

Следует отметить, что высокая численность Cyclicargolithus floridanus в палеоцен-эоценовых отложениях также трактуется как показатель стабильных, мезо- и эвтрофных условий открытого моря, богатого питательными веществами (Aubry, 1992; Monechi et al., 2000).

Учитывая вышеизложенное, расцвет наннофлоры и появление двухрядных планктонных фораминифер Streptochilus pristinum указывают на кратковременное, но существенное изменение условий палеоциркуляции морского бассейна. Этот этап охватывает небольшой интервал карбонатообразования во второй половине алкунского времени. Биономические условия палеобассейна были неравномерными для развития наннопланктона и двухрядных планктонных фораминифер: в восточной части бассейна (Ингушетия, Северная Осетия, Карачаево-Черкессия) комплекс наннофлоры несколько обеднен, а в стратотипическом разрезе по р. Алкунка планктонные фораминиферы не найдены. Возможно, что это обстоятельство объясняется более негативными условиями фоссилизации или недостаточно детальным опробованием. В то же время в стратотипическом районе

развития алкунских отложений в Северной Осетии (разрезы по рр. Фиагдон и Майрамадаг) присутствие Pullenia и Gyroidinoides указывает на существенно глубоководные условия, которые могли влиять на ориктоценоз. Более разнообразная в таксономическом отношении ассоциация наннопланктона обитала в западной части палеобассейна (руч. Фюнтв, Адыгея; р. Кубань у г. Черкесска и разрез Карамурзинский). Планктонные фораминиферы Streptochilus pristinum здесь обильны и хорошо развиты. Стабильное присутствие этого специфического таксона в исследованных разрезах позволяет выделить дополнительный стратиграфический маркер для алкунских отложений – **слои с Streptochilus pristinum**, располагающиеся в пределах слоев с Cyclicargolithus floridanus.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение известкового микропланктона из серии разрезов нижнего миоцена Предкавказья расширило существовавшую ранее характеристику карбонатных отложений алкунской свиты, дополнив ее комплексом наннофлоры и обогатив список фораминифер присутствием двухрядных планктонных форм, которые впервые установлены в алкунских отложениях.

Устойчивое развитие единообразного комплекса наннофлоры в верхах средней и верхней частях алкунской свиты обуславливает известковистость этих отложений, прослеживается в различных структурно-фациальных зонах Северного Кавказа и Предкавказья и позволяет выделить слои с Cyclicargolithus floridanus.

Нижняя граница слоев определяется по появлению немногочисленного автохтонного наннопланктона, затем плотность ассоциации возрастает за счет увеличения численности Cyclicargolithus floridanus. Общий список включает Braarudosphaera bigelowii, Coccolithus pelagicus, Coronocyclus nitescens, Cyclicargolithus abisectus, Cyclicargolithus floridanus, Discoaster deflandrei, Helicosphaera euphratis, Helicosphaera sp., Reticulofenestra dictyoda, Reticulofenestra cf. haqi, Reticulofenestra sp., Sphenolithus conicus, Sphenolithus sp., Syracosphaera sp., Thoracosphaera sp., Triquetrorhabdulus carinatus, Tr. milowii, Umbilicosphaera sp., Pontosphaera multipora, Pontosphaera sp. и Pyrocyclus sp. В верхней части слоев комплекс вновь обедняется, и кровля слоев определяется по исчезновению наннопланктона.

Слои с Cyclicargolithus floridanus коррелируются с миоценовым интервалом зоны NN1 шкалы Martini (1971) и, соответственно, с нижней частью аквитана. Новые данные по исследованию наннопланктона в стратотипе алкунской свиты и стратотипе кавказского региояруса подтверждают ранее полученное обоснование раннемиоценового возраста карбонатной части алкунской свиты и хорошо согласуются с данными по диноцистам (Филиппова и др., 2015; Белуженко и др., 2018; Александрова и др., в печати).

В пределах слоев с Cyclicargolithus floridanus устанавливаются слои с Streptochilus pristinum, соответствующие фазе максимально морских условий алкунского палеобассейна.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Е.В. Белуженко за предоставленную возможность микропалеонтологического изучения образцов из его коллекции, а также признательность И.А. Гончаровой (ПИН РАН), В.А. Мусатову (Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики) и Тесакову А.С (ГИН РАН) за ценные советы и замечания.

Источники финансирования. Работа поддержана грантом Российского научного фонда № 22–17–00047. Микропалеонтологические исследования выполнены в рамках госзадания ГИН РАН.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Головина Л.А., Попов С.В. Биостратиграфия опорных разрезов раннего–начала среднего миоцена Центрального Предкавказья по диноцистам и наннопланктону // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.

Андреева-Григорович А.С. Зональное деление неогеновых отложений Центрального и Восточного Паратетиса по наннопланктону // Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской ассоциации. Киев: Наукова думка, 1977. С. 6–7.

Андреева-Григорович А.С. Распределение цист динофлагеллят в майкопской толще Северного Ставрополья // Палеонтол. сб. № 17. Львов: Вища школа, 1980. С. 74–79.

Андрєєва-Григорович А.С. Обгрунтування нижньої границі неогенової системи Паратетиса та її корреляція за планктонними мікроорганізмами // Геол. журн. 2004. № 2. С. 53–59.

Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д. Биостратиграфическое обоснование границы палеогена и неогена в Центральном и Восточном Паратетисе // Геол. журн. 1989. Т. 49. № 6. С. 91–95.

Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Смена диноцист в разрезах палеогена и нижнего миоцена Русской платформы, Крымско-Кавказской области и Туранской плиты как отражение экосистемных перестроек // Ископаемые микроорганизмы как основа стратиграфии, корреляции и палеобиогеографии фанерозоя. М.: ГЕОС, 1996. С. 55–69 (Тр. ГИН РАН. Вып. 501; Вопросы микропалеонтологии. Вып. 31).

Белуженко Е.В. Стратиграфия олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Северо-Западного Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 4. С. 35–46.

Белуженко Е.В., Коваленко Е.И. К вопросу о стратиграфическом положении границы олигоцена и миоцена на Северном Кавказе (в защиту кавказского региояруса) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 2. С. 117–124.

Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Письменная Н.С. Маркирующие горизонты олигоцен-нижнемиоценовых (майкопских) отложений Северного Кавказа и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 1. С. 21–35.

Белуженко Е.В., Филиппова Н.Ю., Головина Л.А. Алкунская свита и граница палеогена–неогена на Северном Кавказе и в Предкавказье. Воронеж: ВГУ, 2018. 102 с. (Тр. НИИГеол. Воронежского гос. ун-та. Вып. 102).

Богданович А.К. Новые данные о стратиграфическом и пространственном распределении майкопской микрофауны Северного Кавказа // Палеогеновые отложения юга европейской части СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 245–276.

Богданович А.К. Стратиграфическое и фациальное распределение фораминифер в миоцене Западного Предкавказья и вопросы их генезиса // Тр. КФ ВНИИ. 1965. Вып. 16. С. 300–350.

Богданович А.К. Фораминиферы Восточного Паратетиса // Неогеновая система. Т. 2. М.: Недра, 1986. С. 244–250.

Головина Л.А. К вопросу о стратиграфии средне-верхнемиоценовых отложений юга России по известковому наннопланктону // Современная микропалеонтология. Сб. матер. 15-го Всеросс. микропалеонтол. совещания. Геленджик, 2012. С. 305–308.

Гроссгейм В.А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1960. 190 с. (Тр. Краснодарск. фил. Всесоюзн. Нефтегаз. НИИ. Вып. 4).

Дмитриева Р.Г., Сомов В.Д., Богданович А.К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 8. С. 87–99.

Запорожец Н.И. Палиностратиграфия и зональное расчленение по диноцистам среднеэоценовых–нижнемиоценовых отложений р. Белой (Северный Кавказ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 61–78.

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

Коваленко Е.И., Мельников Ю.В., Кокарев А.Д. и др. Геологическая карта Кавказа масштаба 1: 50000. Ингушетия. Лист К-38–42-Б и др. Центральная геолого-съемочная экспедиция.г. Ессентуки, 1977. Фондовый геологический отчет.

Коротков С.Т. Геологические исследования в полосе майкопских отложений Нефтяно-Хадыженского района // Тр. Нефтяного геол. – развед. ин-та. М.: Изд-во горно-топливной литературы, 1936. 23 с.

Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б., Парамонова Н.П., Хондкариан С.О. О стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 2. С. 3–26.

Невесская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений южных регионов европейской части России. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2004. 83 с.

Неогеновая система [Стратиграфия СССР]. М.: Недра, 1986. Т. 1. 419 с.

Носовский М.Ф., Богданович А.К. Кавказский региоярус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. гос. ун-та, 1980. С. 3–9.

Пинчук Т.Н. Биостратиграфия кайнозоя России и соседних регионов по фораминиферам: Западный Кавказ и Предкавказье (олигоцен и неоген) // Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Недра, 2006. С. 91–98.

Пинчук Т.Н. Изменение комплексов фораминифер раннего миоцена в разрезе р. Белой (Западное Предкавказье) // Тр. XVII Всеросс. микропалеонтол. совещ. “Современная микропалеонтология – проблемы и перспективы”. М.: Палеонтол. ин-т РАН, 2018. С. 106–109.

Попов С.В., Табачникова И.П., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И. Опорный разрез эоцена р. Белой (Адыгея, Западное Предкавказье) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 6. С. 65–79.

Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г., Копп М.Л. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. 1 Поздний эоцен–ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 178 с. (Тр. Палеонтол. ин-та РАН. Т. 292.)

Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф., Сычевская Е.К., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., ван дер Боон А., Крайшман В., Столяров А.С., Крховски Я. Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 70–92.

Попов С.В., Головина Л.А., Палку Д.В., Гончарова И.А., Пинчук Т.Н., Ростовцева Ю.В., Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Запорожец Н.И., Банников А.Ф., Былинская М.Е., Застрожнов А.С., Лазарев С.Ю. Неоген Восточного Паратетиса: региоярусная шкала, опорные разрезы и проблемы корреляции. М.: Наука, 2023. 512 с. (Тр. Палеонтол. ин-та. Т. 299).

Прокопов К.А. Алкун-Ассинский район (Ингушетия, Северный Кавказ) // Тр. Грознефти. 1937а. Вып. 5. С. 27–73.

Прокопов К.А. Материалы по геологии Ставрополья и Сулимовского района // Тр. Грознефти. 1937б. Вып. 8. 62 с.

Прокопов К.А. Краткий очерк верхнепалеогеновых и нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа // Тр. НГРИ. Сер. А. 1938. Вып. 104. С. 1–14.

Сомов В.Д. Основные вопросы стратиграфии и межрегиональная схема расчленения майкопских (олигоцен-нижнемиоценовых) отложений Северного Кавказа // Тр. ГрозНИИ. 1963. Вып. 14. С. 15–28.

Сомов В.Д. Олигоцен центральной части северного склона Кавказа (стратиграфия, палеогеография и нефтегазоносность). Автореф. дисс. ... канд. геол. – мин. наук. Грозный: СЕВКАВНИИ, 1967. 27 с.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген. Неоген. Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 608 с.

Тер-Григорьянц Л.С. Майкопские отложения Центрального Предкавказья. Автореф. дисс. ... канд. геол. – мин. наук. М.: ВНИГНИ, 1969. 25 с.

Филиппова Н.Ю. Комплексы органикостенного фитопланктона из нижнемиоценовых отложений Северного Кавказа и Предкавказья // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 10–11. Прилож. к журн. “Геология и геофизика”. 2008. Т. 49. С. 362–365.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. Биостратиграфия алкунской свиты (?олигоцен–нижний миоцен) Северной Осетии по микропалеонтологическим данным (диноцисты, наннопланктон, споры и пыльца) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 83–106.

Филиппова Н.Ю., Белуженко Е.В., Головина Л.А. О границе палеогена и неогена и возрасте алкунской свиты на Северном Кавказе и в Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 70–95.

Akhmetiev M.A., Popov S.V., Krhovsky J. et al. Excursion guidebook. Paleontology and stratigraphy of the Eocene–Miocene sections of the Western Pre-Caucasia. Field symposium. August 1–9, 1995. Moscow, Krasnodar, Majkop, 1995. 18 p.

Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera. Eds. Wade B.S., Olsson R.K., Pearson P.N. et al. // Cushman Foundation of Foraminiferal Research Spec. Publ. 2018. № 46. 524 p.

Aubry M. – P. Late Paleogene calcareous nannoplankton evolution: a tale of climatic deterioration // Eocene–Oligocene Climatic and Biotic Evolution. Eds. Prothero D.R., Berggren W.A. New Jersey: Princeton University Press, 1992. P. 272–309.

Beldean C., Filipescu S., Bălc R. An Early Miocene biserial foraminiferal event in the Transylvanian Basin (Romania) // Geologica Carpathica. 2010. V. 61. № 3. P. 227–234.

Beldean C., Bercea R., Filipescu S. Sedimentology and biostratigraphy of the Early–Middle Miocene transition in NW Transylvanian Basin (Pâglişa and Dej sections) // Studia UBB Geologia. 2013. V. 58. № 1. P. 57–70.

Bown P.R., Young J.R. Techniques // Calcareous nannofossil biostratigraphy. Ed. Bown P.R. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. P. 16–28.

Fujioka K., Matsuoka H., Kimura G., Takeuchi A., Matsugi H., Okada H. Age constraint on the obduction of ophiolitic rocks in the Yap Island, Philippine Sea, using nannofossils // J. Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104. P. 415–418.

Galović I., Young J.R. Revised taxonomy and stratigraphy of Middle Miocene calcareous nannofossils of the Paratethys // Micropaleontology. 2012. V. 58. № 4. P. 305–334.

Gradstein F., Ogg J., Smith A. (Eds.) A Geological Time Scale 2004. Cambridge Univ. Press, 2004. 589 p.

Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G. (Eds.) A Geological Time Scale 2012. V. 2. Cambridge Univ. Press, 2012. 1144 p.

Krhovsky J., Zaporozhets N.I., Radionova E.P., Akhmetie v M.A. Microphytoplankton, pollen, spores and plant’s megafossils from Majkopian deposits of Belaja valley, North West Pre-Caucasus: preliminary results of studying // Proc. Symp. “Paleontology and stratigraphy of the Eocene–Miocene sections of the Western Pre-Caucasia”. Moscow, Krasnodar, Majkop, 1995. P. 1–3.

Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. Second Planktonic Conference. Ed. Farinacci A. Roma, 1971. V. 2. P. 739–785.

Monechi S., Angori E., von Salis K. Calcareous nannofossil turnover around the Paleocene/Eocene transition at Alamedilla (southern Spain) // Bull. Soc. Geol. Fr. 2000. V. 171. P. 477–489.

Nosovsky M.F., Bogdanovich A.K. The Caucasian – a new regional stage of the Eastern Paratethys // Ann. Geol. Pays Hellon. Tome hors serie, fasc II. VII Int. Congr. 1979. P. 899–907.

Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Plankton Stratigraphy. Eds. Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 427–554.

Popov S.V., Golovina L.A., Palcu D.V., Goncharova I.A., Pinchuk T.N., Rostovtseva Yu.V., Akhmetiev M.A., Aleksandrova G.N., Zaporozhets N.I., Bannikov A.F., Bylinskaya M.E., Lazarev S. Yu. Neogene regional scale of the Eastern Paratethys, stratigraphy and paleontological basis // Paleontol. J. 2022. V. 56. № 12. P. 1557–1720.

Smart C.W., Thomas E. Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Oligocene Streptochilus // Atlas of Oligocene Planktonic Foraminifera. Eds. Wade B.S. Olsson R.K., Pearson P.N. et al. Cushman Foundation of Foraminiferal Research Spec. Publ. 2018. № 46. P. 495–510.

Wei W., Wise S.W., Jr. Biogeographic gradients of middle Eocene–Oligocene calcareous nannoplankton in the South Atlantic Ocean // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1990. V. 79. № 1–2. P. 29–61.

Young J.R. Neogene // Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Ed. Bown P.R. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. P. 225–265.

Young J.R., Bown P.R., Lees J.A. Nannotax3 website. International Nannoplankton Association. Accessed 21 Apr. 2022. URL: www.mikrotax.org/Nannotax3

Ziveri P., Baumann K. – H., Bockel B., Bollman J., Young J.R. Present day coccolithophore biogeography in the Atlantic Ocean // Coccolithophores: from Molecular Processes to Global Impact. Eds. Thierstein H.R., Young J.R. Springer Verlag, 2004. 565 p.

Рецензенты И.А. Гончарова, В.А. Мусатов, А.С. Тесаков

New Data on Nannofossil and Planktonic Foraminiferal Composition in the Lower Miocene Alkun Formation, Ciscaucasia

L.A. Golovina[a, #], M.E. Bylinskaya[a], S.V. Popov[b], and E.D. Golovina[b]

[a]*Geological Institute, RAS, Moscow, Russia*
[b]*Paleontological Institute, RAS, Moscow, Russia*
[#]*e-mail: golovinal@mail.ru*

Nannofossils and planktonic foraminifers derived from the Lower Miocene Alkun Formation in the central and western Ciscaucasia were studied in the following sections: the stratotype section on the Alkunka River, the Republic of Ingushetia; stratotype of the Caucasian regional stage on the Kuban River, Karachay-Cherkess Republic; Lower Miocene reference section on the Belaya River, Adygea; and in the sections of the Alkun Formation stratotype area on the Fiagdon and Mairamadag rivers, North Ossetia. Planktonic foraminifers in the Alkun Formation were studied for the first time. The available results made it possible to reveal the composition and structure of nannofossil and planktonic foraminiferal assemblages from the Alkun sediments in the Ciscaucasia, to refine their stratigraphic and correlation potential and to recognize bionomic conditions of the Alkun basin in the studied area. As a result of the nannoplankton investigation the Cyclicargolithus floridanus Beds were recognized in the Alkun Formation and, taking into account the occurrence of the zonal Triquetrorhabdulus carinatus along with Tr. milowii, they are correlated with the upper (Miocene) part of the Aquitanian Zone NN1. Planktonic foraminiferal data permitted to recognize the Streptochilus pristinum Beds.

Keywords: nannofossils, foraminifers, Early Miocene, biostratigraphy, Central Ciscaucasia, Eastern Paratethys

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ, 2024, том 32, № 4, с. 113–124

ДИСКУССИИ

УДК 551.7(06)

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОБИОСООБЩЕСТВ – ОДНА ИЗ ТРУДНО РЕШАЕМЫХ ПРОБЛЕМ БИОСТРАТИГРАФИИ

© 2024 г. Ю. Б. Гладенков

Геологический институт РАН, Москва

e-mail: gladenkov@ginras.ru

Поступила в редакцию 28.10.2023 г.
После доработки 12.02.2024 г.
Принята к публикации 25.02.2024 г.

Накопленный к настоящему времени биостратиграфический материал по расчленению морских толщ фанерозоя позволяет обратиться к расшифровке особенностей эволюции не только биотических таксонов низкого ранга, но и палеосообществ (комплексов), которые могут рассматриваться как исторически сложившиеся в определенных условиях биотические группировки. Приводятся примеры этапности их эволюции в различных морских экосистемах Геомериды. Высказывается мнение о необходимости активизации исследований по этой тематике с привлечением к ним как геологов, так и биологов.

Ключевые слова: биосообщества, сукцессии, биостратиграфические зоны, структурализм, палеоэкосистемы

DOI: 10.31857/S0869592X24040066, **EDN:** CMAYPE

ВВЕДЕНИЕ

Несколько лет назад автор настоящей заметки уже пытался осветить тему особенностей эволюции сообществ фанерозоя с надеждой привлечь к ней внимание коллег и вызвать ее обсуждение (Гладенков, 2018). Но, видимо, борьба с ковидом и снижение в связи с этим возможности контактировать приглушили интерес к этим важным проблемам. Поэтому после некоторого перерыва представилось уместным вернуться к ним в свете новых данных и новых аргументов.

Всем известно, что стратисфера Земли является “каменным хранилищем” последовательно записанной биосферной эволюции от зарождения Геомериды на древней Земле до великого разнообразия биотических сообществ современности. При этом таксономическое биоразнообразие жизни передавалось как *биоценотическая целостность* в геологической истории. Понимание этого открыло новый подход к представлению об этапности развития органического мира, в чем большая заслуга принадлежит исторической геологии и палеонтологии. Именно они играли раньше и играют сейчас громадную роль в изучении путей формирования “былых биосфер” (по В.И. Вернадскому (1926)), которые прошли через сложную многоэтапную историю. Выявленные этапы находят отражение в стратиграфических схемах разного масштаба с учетом их особенностей, возникающих в связи со своеобразием разных экосистем, составляющих биосферу. Можно сказать, что современная стратиграфия с ее направленностью изучать стратоны, как протоколы этапных исторически обусловленных изменений состояний отдельных экосистем и биосферы в целом, представляется с позиций геологического анализа “биосферной” наукой.

В геологической практике сейчас используется до 20 разных стратиграфических методов. Их применение позволяет выделять стратиграфические подразделения разного типа и разного масштаба. Помимо *основных* подразделений комплексного обоснования, к которым относятся единицы общие (системы, отделы, ярусы, хронозоны), региональные (горизонты-регионярусы, слои с географическим названием) и местные (серии, свиты, пачки), выделяется отдельный блок *специальных* подразделений частного обоснования (литостратиграфических, биостратиграфических, климатостратиграфических, магнитостратиграфических, сейсмостратиграфических и др.) (Стратиграфический..., 2019). Биостратиграфический метод является сейчас важнейшим (прежде всего для фанерозоя). Выделение в стратиграфических схемах всех систем фанерозоя дробных единиц – не только ярусных, но и биозональных (длительностью 0.2–3.0 млн лет) – может рассматриваться одним из самых заметных достижений геологии последних десятилетий.

ЗОНЫ КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И ИХ ТИПЫ

Методике выделения зон посвящены многие работы, разделы стратиграфических кодексов и справочников. Не будет преувеличением сказать, что после ярких результатов использования зон в расчленении и корреляции донных осадков современных океанов началась целая эпоха "зономании", которая продолжается и сейчас. В настоящее время все системы фанерозоя обеспечены в той или иной степени зональными подразделениями.

Однако при несомненных достижениях зональной стратиграфии имеются проблемы, которые остаются пока недостаточно освещенными. В ряде случаев эту методику расчленения древних толщ, ставшую, кажется, уже привычной для многих палеонтологов, начали использовать не совсем правильно, не раскрывая до конца ее возможностей и не пытаясь понять, какие научные вопросы можно решать на ее основе. Временами приходится удивляться тому, что многие микропалеонтологи (а они сейчас преобладают среди создателей зон) не отдают себе отчета, какого типа зоны они применяют: *хронозоны*, как мелкие единицы "основных" подразделений, или разнообразные *биостратиграфические зоны*, относящиеся к "специальным" единицам. А ведь этому посвящены целые разделы Стратиграфического кодекса России (2019) и Международного стратиграфического справочника (International..., 1999), как и главы многих монографий и специальные статьи.

Из анализа последних следует, что наиболее часто в практике используются две разновидности специальных биостратиграфических зон – интервал-зоны и комплексные зоны. Первые являются совокупностью слоев между двумя установленными биогоризонтами (датированными уровнями). Обычно это уровни появления или исчезновения в разрезе какого-либо одного или разных таксонов. Вторые зоны представляют собой совокупности слоев, охарактеризованные комплексом из трех или более таксонов, которые отличаются от комплексов подстилающих и перекрывающих слоев. Согласно Стратиграфическому кодексу России (2019), комплексная зона должна иметь стратотип, а в составе комплекса зоны могут быть остатки разных ископаемых групп одного или разных рангов. Этим комплексная зона резко отличается от интервал-зоны.

Зоны настолько широко вошли в геологическую практику, что сейчас все региональные и сводные работы по стратиграфии просто не мыслимы без зонального компонента. Хотя до сих пор зоны не являются подразделениями Международной стратиграфической шкалы, они всегда используются при характеристике самых дробных ее единиц – ярусов (см., например, Geologic..., 2020). Как показала геологическая практика, биостратиграфические зоны выделяются, в частности, в донных осадках кайнозоя всех океанов (а сейчас пробурено более 3000 скважин), что позволяет коррелировать осадочные отложения разных бассейнов. С другой стороны, зональные категории нашли также широкое применение в создании региональных стратиграфических схем при изучении разрезов древних толщ на суше. Заметной иллюстрацией в этом отношении может служить солидное обобщение "Зональная стратиграфия фанерозоя России" (2006). В этой сводке приведены практически все данные последних десятилетий по зонам геологических систем фанерозоя нашей страны с детальным рассмотрением их особенностей.

При зональных исследованиях приходится обращать внимание на три аспекта. Первый аспект собственно стратиграфический: выявление смены слоев с комплексами разного возраста, сопровождающееся тестированием изохронности биозональных границ и событийных рубежей, что служит дополнительной основой для межрегиональных и субглобальных стратиграфических сопоставлений. Второй аспект биологический: выявление закономерности динамики эволюционных изменений разных биотических групп и сообществ. Третий аспект касается палеобиогеографических реконструкций (анализ изменения во времени ареалов таксонов и их группировок в разных морских бассейнах).

Обычно зоны используются палеонтологами (прежде всего микропалеонтологами), изучающими последовательно сменяющиеся в разрезах ортостратиграфические группы фауны и флоры. Этому посвящены многочисленные публикации. Ярким примером в этом отношении являются зоны кайнозоя, выявленные при глубоководном бурении дна океанов по фораминиферам, наннопланктону, радиоляриям и др. Эти параллельно существующие зоны (субглобальные и межрегиональные) уже давно стали неотъемлемой частью стратиграфических исследований. Так, выделенные во второй половине прошлого века фораминиферовые зоны тропического пояса Атлантического, Индийского и Тихого океанов используются практически во всех современных стратиграфических схемах. В палеогене отмечено 22, а в неогене около 20 зон. Им была присвоена соответствующая нумерация, которая давно стала привычной для всех специалистов. В нашей стране в исследования по этой тематике особенно значительный вклад внес В.А. Крашенинников (1980), участвовавший во многих рейсах глубоководного бурения.

Но хотелось бы обратить внимание на то, что зоны выделяются и по парастратиграфическим группам. Как известно, в российской практике часто используются такие подразделения, как горизонты (и регионярусы) – основные единицы региональных стратиграфических схем. Горизонты, как совокупности

горных пород, сформировавшиеся в определенные этапы геологической истории региона, устанавливаются обычно на основе, с одной стороны, литологических особенностей отложений, а с другой – их палеонтологических характеристик. В принципе, хронозоны, выделяющиеся на основе комплексных зон, и горизонты, с учетом их биостратиграфической базы, в методическом отношении близки. Поэтому еще в 1950-х годах прошлого века Д.Л. Степанов (1958) проводил аналогию между оппель-зонами (фактически хронозонами) и горизонтами, подчеркивая сходство основы их выделения. В пределах России многие горизонты фанерозоя (а может быть, большая их часть) выделялись в прошлом по мелководной фауне, прежде всего по бентосным группам. Однако если сравнить горизонты разных типов морских бассейнов (платформенных, эпиконтинентальных, полузамкнутых, шельфовых и открытоокеанических), то обнаружится их определенное различие. Последнее может проявляться, например, в различии времени ("длительности") их формирования, что может свидетельствовать о разной скорости развития биокомплексов разных провинций; в особенностях путей эволюции биокомплексов и их отдельных частей (при градуалистическом и катастрофическом типе смены сообществ); в разном количестве эндемичных форм в комплексах т.д.

В отечественной литературе можно найти много примеров на этот счет. Сразу вспоминаются, в частности, горизонты морского неогена Восточного Паратетиса, выделенные по моллюскам в начале прошлого века Н.И. Андрусовым и Л.Ш. Давиташвили и использующиеся уже более 120 лет (Невесская, 1999). Здесь отмечено 14 горизонтов средней "продолжительностью" около 1.0–1.5 млн лет. Анализ сменяющихся в разрезах комплексов моллюсков привел к выявлению в неогеновой истории бассейна вспышек видообразования и появления десятков эндемичных видов и родов во многих горизонтах (соленовский, коцахурский, сарматский, понтический, акчагыльский, апшеронский). Это явление связывается с периодами изоляции Черноморско-Каспийского бассейна или, наоборот, установления его связи со Средиземноморским бассейном. В данном случае относительно быстрая смена эколого-палеогеографических обстановок привела к быстрым эволюционным преобразованиям и смене сообществ моллюсков в условиях ослабленной конкуренции (Попов и др., 2005). К сожалению, до сих пор привязка этих горизонтов к Международной стратиграфической шкале остается во многом условной – из-за отсутствия здесь зональных схем по планктону (диатомовые и наннопланктон определены только из отдельных слоев). Но в методическом отношении эти данные, полученные в "природной" лаборатории неогена Понто-Каспия, являются уникальными.

Вторым примером могут служить горизонты морского кайнозоя (неогена и палеогена), выделенные в совсем другом регионе – на Камчатке и Сахалине, которые относятся к переходной зоне от Северной Пацифики к Азиатскому континенту. Первые реальные попытки их обоснования по морским моллюскам были осуществлены Л.В. Криштофович (1961) в конце 1950-х–начале 1960-х годов. За прошедшие с тех пор десятилетия горизонты получили достаточно полную характеристику и широко использовались в геологической практике (Решения..., 1998). Если анализировать, например, западнокамчатские горизонты неогена (снизу вверх это кулувенский, ильинский, какертский, этолонский, эрмановский, энемтенский горизонты), то выявятся определенные особенности их биосообществ. Прежде всего, в каждом из сменяющих друг друга горизонтов отмечается обновление видового состава палеокомплексов до 30–50%, при этом последние вмещают автохтонные и аллохтонные элементы. Среднюю продолжительность времени формирования горизонтов можно оценить около 3 млн лет (в пределах 2–5 млн лет). В течение этих временных отрезков комплексы каждого горизонта сохраняют в целом свой состав и соответствуют, видимо, периодам определенного динамического равновесия. Вместе с тем в горизонтах неогена последовательно происходило изменение количества ныне живущих форм: от 10% в раннем миоцене до 40–50% в позднем миоцене, 60–65% в плиоцене и 96–98% в эоплейстоцене. Следует подчеркнуть, что смена группировок видов моллюсков происходит при сохранении общей для кайнозоя данного региона трофической зональности (здесь анализируются палеобиоценозы в основном сублиторали). Вместе с тем в каждом горизонте происходит определенная смена руководящих и характерных видов и доминантов (частично, возможно, из-за фациальных изменений в слоях). В горизонтах обычно отмечаются свои эндемики, достигающие 10–40% от общего состава комплекса. Обращает на себя внимание, что изменение сообществ происходит без катастрофических вымираний даже при порой выявляющейся смене палеотемпературы в аркто-бореальных водах.

Похожие примеры использования палеосообществ при выделении региональных стратиграфических подразделений можно продолжить. Так, В.Г. Ганелин с соавторами (Ганелин и др., 2001) на основе последовательной сменяемости в верхнепалеозойском разрезе Северо-Востока ассоциаций брахиопод и двустворок выделили 9 горизонтов и 17 комплексных зон. Именно эти данные послужили основой создания региональных стратиграфических схем, которые сейчас используются в геологической практике. В подобном ключе можно рассматривать и данные по ордовику Сибири, в котором по смене комплексов брахиопод и трилобитов намечено до 14 биозон, использованных при характеристике горизонтов, а также данные

по ордовику–девону ряда регионов (Boucot, 1975), о чем речь пойдет ниже.

ДВЕ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НА БИОСООБЩЕСТВА И ПОДХОДЫ К ИХ ИЗУЧЕНИЮ

При анализе зон и горизонтов особое внимание приходится уделять их биотической характеристике. Практически это означает, что мы должны изучать не только отдельные таксоны (виды, роды), к чему многие привыкли и чем часто ограничиваются, но и сообщества биоты. Как упоминалось выше, автор несколько лет назад сделал попытку привлечь внимание к отдельным вопросам по этой тематике (Гладенков, 2018). В литературе сообщества часто называют "комплексами", "ассоциациями", "группировками", "биоценозами" и др. Учитывая имеющиеся толкования этих терминов, можно дать следующее определение понятию сообщества: *сообщество* – это комплекс организмов одного вида (популяция) или уникального множества разных видов, обусловленного экологическим сопряжением на определенном участке водоема или суши. Поскольку стратиграф имеет дело с ископаемыми сообществами, "палео" в соответствующих терминах определяет отличие ископаемых комплексов от современных (по длительности их формирования, характеру сохранности остатков, таксономической полноте и по представительности их элементов). В связи с вышеизложенным *палеосообщество (или палеобиоценоз)* можно определить как исторически сложившуюся в определенных условиях группировку организмов при наименьшей конкуренции друг с другом. В литературе при анализе их последовательностей в разрезах нередко используется термин "сукцессия", который означает изменение сообществ в относительно короткий период времени. Но для нас более приемлемым является, видимо, понятие "палеосукцессия", которое имеет несколько иной смысл: проявление феномена изменения древних сообществ на фоне эволюционных процессов геологического времени. Под этим термином обычно понимается отмечаемая в разрезах смена определенных орикто- или тафоценозов. При этом причины, вызывающие временную смену ценозов, могут быть различными. Кроме того, изучение сообществ может осуществляться по разным направлениям – не только по систематическому составу, но и по доминантам или по структуре (монодоминантные, олигодоминантные, полидоминантные группировки).

Анализ биотических палеоассоциаций горизонтов и зон показывает, что их смена в осадочных разрезах всех систем фанерозоя отражает смену определенных состояний в развитии экосистем. Именно с учетом смены комплексов моллюсков неогена в разрезах шельфового типа Камчатско-Сахалинского региона области были установлены семь региональных горизонтов с "продолжительностью" около 2–5 млн лет (Гладенков, 2018). И на такой же основе проведено расчленение осадочных толщ в приведенных выше примерах.

Сообщества в принципе могут рассматриваться в качестве живого элемента экосистем (по Tansley, 1935) или биогеоценозов (по Сукачев, 1942). И если экосистемы составляют биосферу, то их "живые" компоненты тоже могут суммироваться в глобальном масштабе, а именно в понятие, которое получило название Геомерида. Этот термин впервые был предложен К.Д. Старынкевичем в 1918 г., когда он, работая в Таврическом университете Крыма, сделал доклад, послуживший основой будущей публикации о "структуре жизни". Именно тогда он стал использовать понятие "мерида", понимая под этим "органический целостный элемент", то есть часть того, что мы называем сегодня экосистемами. Эти мериды образуют ту целостность в масштабе биосферы, которую он назвал Геомеридой (от слова Геа – Земля). Идеи К.Д. Старынкевича, покинувшего Россию во время Гражданской войны и умершего за границей в 1926 г., нашли отражение в брошюре, которую по рукописи Старынкевича позднее издал в Праге Г.В. Вернадский (Старынкевич, 1931). Следует заметить, что концепция Геомериды, с которой в 1920-х годах были знакомы, видимо, лишь некоторые коллеги К.Д. Старынкевича, широко стала использоваться в СССР–России с конца 1920-х годов, после известных публикаций по этой теме В.Н. Беклемишева (Беклемишев, 1928, 1951 и др.).

Накопление материалов по биосообществам (современным и ископаемым) требует осмысления сущности их развития. Поэтому в последнее время стала особенно активно обсуждаться их роль в экосистемах и биосфере. Об этом в течение уже нескольких десятилетий пишут биологи (особенно ботаники). Недавно И.А. Жирков (2010) рассмотрел две концепции, по-разному раскрывающие положение сообществ в природных системах. (1) *Концепция континуализма* возникла в 1920-х годах прошлого столетия. Авторами этой концепции были Л.Г. Раменский (1971) и Х. Глесон (Gleason, 1939) – советский и американский геоботаники. Она основана на следующих базовых принципах: (а) виды эволюционируют друг от друга на фоне локальных абиотических условий, (б) случайные сочетания видов плавно переходят одно в другое (континиумы), (в) фактически существуют два уровня организации жизни – организмы и биосфера. (2) *Концепция структурализма* появилась несколько позже. Эта парадигма была развита американскими геоботаниками Ф. Клементсом и В. Шелфордом (Clements, Shelford, 1939) и советским специалистом С.М. Разумовским (1981). Она основывается на других представлениях: (а) биосфера обладает эндогенной структурой, дискретные структуры имеют границы, (б) структуры

эволюционируют как единое целое (это следует подчеркнуть!), виды в процессе эволюции становятся элементами экосистемы, (в) ответ экосистемы на внешнее воздействие зависит от видового состава и стадии сукцессии.

Если с позиций упомянутых концепций анализировать морские ископаемые биокомплексы региональных горизонтов, то можно прийти к выводу, что они являются элементами древних экосистем и развивались во времени в виде образований типа относительно обособленных единиц (как "единое целое"). Другими словами, многие из нас осознанно или неосознанно являются сторонниками концепции структурализма. И приходится признать, что центральное место, ранее в реконструкциях занимаемое индивидуумом (видом), уже переходит к сообществам. Все больше осознается невозможность существования вида вне сообщества, и когда мы используем термин "устойчивое равновесие", то он характеризует эволюцию не отдельного таксона, а сообщества.

Судя по всему, многие особенности развития палеоценозов зависят от размеров экосистем и степени их изоляции, приуроченности сообществ к определенным климатическим поясам, специфики природных условий в пределах провинций, особенностей систематического состава таксонов, сложности структуры сообществ и пр.

Много полезного о структуре и распространении в морских бассейнах сообществ можно найти в ряде работ гидробиологов. В начале 1960-х годов Р.Ф. Геккер обратил внимание автора на появившиеся тогда новые данные А.П. Кузнецова (1963) по современным донным беспозвоночным прикамчатских вод. Его работы по морским биоценозам (с включенными в них моллюсками) шельфовой зоны Восточной Камчатки и Курильских островов имеют особое значение для анализа кайнозойских комплексов стратиграфических горизонтов Камчатки, поскольку эти палеобиоценозы по родовому составу, структурным особенностям и типу расселения на морском дне обнаруживают определенное сходство с современными ценозами. Исследования А.П. Кузнецова выявили, что важную роль в формировании конкретных биоценозов на шельфе играет вертикальная и связанная с ней трофическая зональность. Трофическая зональность является отражением ряда сходных приспособительных особенностей, которые возникают в связи с близким образом жизни у организмов разных систематических групп. Главным фактором, определяющим зональность, являются особенности характера питания животных. Характер питания зависит от пищи, рельефа дна, циркуляции вод, степени их насыщенности взвешенным материалом, скорости осадконакопления, богатства органического вещества поверхностного донного осадка, степени аэрации, механического состава грунта и др. В итоге определенное сочетание этих факторов приводит к зональному распределению разных групп организмов. Таких трофических зон в пределах шельфов выделяется четыре.

Первая зона – неподвижных сестонофагов – захватывает участки массового развития фильтраторов, которые способны для получения пищи пропускать большие объемы воды. Из моллюсков среди них типичны представители Mytilus, Modiolus, Musculus, Saxicava. Данная зона находится в наиболее мелководных участках с глубиной около 0–50 м. Там обычно развиты валунно-галечные грунты, отмечаются сильные придонные течения и находится много взвеси.

Вторая зона – подвижных и малоподвижных сестонофагов – включает участки распространения организмов со слабыми ловчими аппаратами. Эти формы характерны для глубин до 100 м, где типичны песчанистые грунты и подвижность вод достаточна для поддержания во взвешенном состоянии в придонном водном слое основной массы органического сестона. Среди моллюсков отмечаются разные виды Astarte, Cardium, Serripes и др.

Третья зона – собирающих детритофагов – приходится на районы массового развития таких родов, как Acila, Macoma, Yoldia, Tellina и др. Относящиеся к ним формы имеют специальные органы для обшаривания дна и собирания на его поверхности органического детрита. Эта зона приурочена в целом к нижней части сублиторали и частично к верхней батиали к глубинам от 100–200 до 300 м и более, где обычно распространены алевритовые грунты и типичны затишные участки с замедленными течениями.

Четвертая зона – грунтоедов – совпадает с батиалью (с глинистыми грунтами, малоподвижными водами, нередко с дефицитом кислорода). Здесь моллюски крайне редки. Конечно, проявление этой зональности может осложняться. В частности, на нее может повлиять крутизна шельфа (на пологом шельфе она распознается легче, чем на узком), особенности седиментационных процессов и другие факторы.

Но в исследовании А.П. Кузнецова не только сделан анализ биоценозов с освещением их характеристик в зависимости от трофической и температурной зональности морских вод, но и высказано интересное предположение о характере связи между видами. Оно сводится к тому, что в изученных биоценозах наблюдаются как "положительные" (тесная взаимосвязь), так и "отрицательные" межвидовые связи. Последний тип связи является, видимо, преобладающим, поскольку, по А.П. Кузнецову, в большинстве случаев виды, входящие в состав биоценоза, в особенности массовые, "подбираются" из организмов, предъявляющих неодинаковые требования к окружающей среде и в наименьшей степени зависящих друг от друга.

Другими словами, в этой трактовке биоценоз – это сложившаяся в определенных условиях группировка организмов при их наименьшей конкуренции друг с другом.

Данные гидробиологов по биосообществам моллюсков многие палеонтологи используют в своих исследованиях уже давно. Среди них можно назвать, например, работы по палеогену Ферганского залива (Геккер и др., 1962), по неогену Паратетиса (Невесская, 1999), по неогену Сахалина (Жидкова и др., 1974), по перми Северо-Востока Азии (Ганелин и др., 2001) и другие. При этом выяснилось, что необходимо обращать внимание на определенные особенности, которые отличают сообщества разных типов древних бассейнов – замкнутых, полузамкнутых, эпиконтинентальных, шельфовых и океанических. И эти особенности выявляют сходные и различные черты геологического развития различных экосистем. Изученные материалы показывают, что при анализе ископаемых сообществ палеонтологи уже сейчас могут использовать многие гидробиологические сведения, которые раньше ускользали от внимания, в частности определенную обособленность (или "целостность") видовых группировок, которая отмечается в их часто цикличной смене в пределах отдельных участков или фациальных зон морских бассейнов. Возможно, здесь стоит сделать оговорку. В данной статье рассматриваются морские биосообщества фактически относительно мелководные. Но следует учесть, что около 50 лет назад геологами было сделано важное открытие – широкое распространение в океанских глубинах автолитотрофных сообществ, трофическую основу которых составляют бактерии, питающиеся не солнечной энергией, а эндогенной энергией гидротермальных источников. В последнее время широкое распространение аналогичных экосистем было открыто в позднем палеозое обоих полушарий (Ганелин, 2022). Ниже они не анализируются.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИСКОПАЕМЫХ СООБЩЕСТВ И ИХ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СМЕНЯЕМОСТИ

Естественно ожидать, что в решении обсуждаемой проблемы чрезвычайно большую роль играют палеонтологические данные. Именно по смене палеонтологических комплексов в разрезах мы можем как-то представить характер эволюции сообществ в геологическом времени. В трудах палеонтологов имеется много наблюдений и мыслей, которые нуждаются в предметном обсуждении. Например, соображение о том, что эволюция сообществ может идти в сторону как усиления взаимосвязей организмов, так и минимизации межвидовых отношений, и о том, что скорость эволюции регулируется биотическим окружением. В связи с этим здесь можно вспомнить, например, идеи В.А. Красилова (2001) о когерентной и некогерентной эволюции экосистем. При рассмотрении специфики развития ценотических систем приходится учитывать, с одной стороны, целостность этих систем в отдельные отрезки времени, которая поддерживается постоянством видового состава и определенного набора ниш, а с другой стороны, то направление эволюции ценотических систем, которое связано с увеличением числа ниш или плотностью их упаковки. Эволюция каждой ценотической системы может проходить не только в стабильном окружении через периоды перестроек по внутренним причинам со сменой видов, но и в изменчивой обстановке (с изменением, например, климата) тоже со сменой видов. Другими словами, во всех случаях сменяемость одной системы другой происходит с частичным изменением числа и состава видов. И, конечно, при анализе палеосукцессий следует учитывать, что они различаются по характеру происходящих изменений, по тенденциям изменения видового состава, по масштабу, временной длительности, степени постоянства сукцессионного процесса, происхождению сообществ и пр.

С позиции изучения динамики естественных сообществ, биотические смены можно разделить в целом на эндогенные и экзогенные. Движущей силой эндогенных смен является функционирование ассоциаций. Но и внешние воздействия могут привести к смене одного сообщества другим той же ценотической системы с последующим развитием эндогенной сукцессии. При этом следует разделять "палеосукцессии" в ценотической системе и "смены" в группировках видов. Первые, как представляется, отражают исторически сложившиеся, жестко детерминированные процессы, в то время как вторые – стохастический процесс преобразования одной группировки в другую.

Как известно, границы ареалов сообществ маркируются переходными (обычно относительно узкими) зонами, часть из которых относится к экотонам. Выразительность (резкость) этих границ различна. Можно считать, что границы между ассоциациями одной ценотической системы являются обычно экологическими, а между ассоциациями различных ценотических систем – биогеографическими. По смещению в пространстве таких границ в последовательные интервалы времени можно восстанавливать масштаб и характер миграций палеосообществ и судить об обусловивших их причинах (изменение палеоклимата и пр.). На примере моллюсков третичных сообществ Северной Пацифики автору удалось показать, что экотоны временами (в частности, во время глобальных потеплений раннего эоцена, среднего миоцена и раннего плиоцена) смещались в Северотихоокеанской области с юга (от Японии) на север (почти до Берингова пролива) на 2–3 тысячи километров (Гладенков, 2004, 2015).

Синтезируя все эти сведения, мы сталкиваемся в конце концов с вопросом – как же эволюционируют отдельные “мериды”? И надо признать, что четкое представление об этом, на мой взгляд, пока не складывается. Наверно, мы в чем-то еще не подготовлены. Возможно, нам трудно найти место этого явления в общем процессе эволюции биосферы, и нам часто не хватает способности определить нужное направление его анализа среди широких проблем естествознания, ибо в практических исследованиях мы обычно сосредоточиваемся на относительно узких задачах. Поэтому редко кто поднимается до крупных обобщений, хотя серьезные попытки отдельных специалистов осветить разные аспекты по рассматриваемой проблеме, как выше говорилось, уже делаются. Так, в своих последних статьях В.В. Жерихин (2003) поставил важные вопросы об особенностях внутренней структуры биосообществ, приуроченности их отдельных элементов к разным нишам и пр.

В серии работ по изучению древних сообществ нельзя обойти исследование А. Буко (Boucot, 1975), которое посвящено факторам, контролирующим скорости эволюции и вымирания брахиоподовых ценозов силура–девона. По мнению Буко, развитие сообществ объединяет последствия как органической, так и биогеографической эволюции, но является самостоятельным процессом. При анализе ископаемых сообществ приходится считаться со многими трудностями и даже допускать определенное огрубление материала. Например, мы вынуждены часто объединять разные экологические группы в одно сообщество (в частности, комплексы различных трофических зон, связанные с вертикальной зональностью морского дна, объединяем для простоты в шельфовое сообщество). При этом сообщества “ровного” (относительно широкого) дна (наиболее простые для анализа) являются частным случаем.

Эволюцию сообществ, по А. Буко, можно понимать по-разному. В одних случаях эволюция сообщества совпадает с органической, когда от предков предыдущего сообщества происходят родственные потомки и т.д. В других случаях вместе с ними могут встречаться таксоны из неродственных сообществ, благодаря их миграции и последующей адаптации к требованиям окружающей среды. Космополитные таксоны эволюционируют обычно медленнее, чем провинциональные. А. Буко на основе изученных им бентосных групп силура–девона особое внимание обращает на обратную зависимость между размером популяций и скоростью эволюции и вымирания. Это его главный вывод. А борьба за пищу и жизненное пространство, очевидно, не является первостепенным фактором, определяющим скорость эволюции. Правда, отмеченная закономерность (или, осторожнее выражаясь, выявленное наблюдение, которое может оказаться частным случаем) не всегда находит подтверждение при изучении других групп. Например, значительный размер ареала микропланктонных сообществ (фораминифер, наннопланктона и др.) в кайнозойское время (а это громадная по площади тепловодная область трех океанов – Атлантического, Тихого и Индийского) не стал, видимо, препятствием для снижения скорости эволюции микропланктона. В пользу этого свидетельствует разработанная в океанах зональная стратиграфическая схема, которая отличается заметной дробностью.

НЕКОТОРЫЕ СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Автор данной заметки не биолог и поэтому не может участвовать в определении наилучшей теории (или гипотезы) эволюции органического мира на Земле. Но чтобы как-то определиться с идеей развития сообществ в русле имеющихся гипотез, он хотел бы хотя бы пунктиром наметить направление, в котором можно рассматривать проблему палеобиоценозов.

Как известно, дарвинизм и синтетическая теория эволюции дают свое известное толкование развития органического мира, в частности видообразования. Основным движущим фактором эволюции считается естественный отбор, основанный на селекции случайных и мелких мутаций. Однако, хотя дарвинизм был принят большим числом биологов и палеонтологов в качестве основной идеи развития, ряд специалистов выражал сомнение в правильности этого учения. И это касалось разных его аспектов.

Например, В.И. Вернадский (1926, 1988) отвергал монофилетическую эволюцию Ч. Дарвина с ее идеей о происхождении жизни от одного или немногих предков. По его мнению, жизнь с самого начала могла существовать только как биосфера в комплексе физико-химических связей живого, косного и биокосного вещества в поле гигантского геологического процесса планетарного характера. Поэтому единство всего живого, по В.И. Вернадскому, определялось общностью его пространственно-временной и материально-энергетической базы (Вернадский, 1988). В целом принципу “борьбы за существование” Дарвина (с его естественным отбором) он противопоставлял скорее “принцип солидарности”, о котором в России более ста лет назад говорили П.А. Кропоткин и К.Ф. Кестнер (Воронцов, 1999). С этих позиций наличие обособленных биосообществ на разных стратиграфических уровнях не должно удивлять.

Среди несогласных с Ч. Дарвиным был, в частности, и Л.С. Берг, выступивший в 1920-х годах прошлого века с концепцией *номогенеза* (Берг, 1922). По его мнению, отбор не выбирает крайние отклонения, а отсекает их, поддерживая вид

на приобретенной высоте, то есть “сохраняет норму”. Новообразования в органических формах происходят не случайно, а закономерно, ибо образование новых признаков идет в определенном направлении на основе автономических и хорономических причин. И этот процесс идет путем массовой трансмутации. Другими словами, для образования новых форм необходимо, чтобы новые признаки появились на обширных территориях и сразу у громадной массы особей. При этом образование новых признаков совершается главным образом в процессе географического обособления (изоляции) организмов. Для возникновения новых форм при посредстве географической изоляции необходимо, чтобы видоизменению подвергалась сразу громадная масса особей с охватом большой площади. Среди разных и особых случаев географической изоляции Л.С. Берг указывает озерную изоляцию, разделение смежных областей перешейками, изоляцию в горах, в пустынях и на островах. Отдельно изменение видов он связывает с влиянием изменения окружающей среды во времени и пр. Из этих построений следует, что рассматривать вопросы изменения палеобиосообществ нельзя без учета географического фактора. У Берга в России оказалось много единомышленников, среди которых можно отметить Д.И. Соболева (1924), А.А. Любищева (1973), С.В. Мейена (1974, 1989) и других.

Но встает другой вопрос – что обеспечивает разномасштабную этапность и периодичность смены биосообществ разнообразных биохорий прошлого? При всей неоднородности трактовок этапности в развитии биосферы в литературе, все чаще делаются попытки выявить биосферные ритмы разного масштаба, отражающие направленность ее эволюции. Частным выражением этого процесса могут считаться массовые вымирания биоты, которые происходили, видимо, с определенной периодичностью (Алексеев, 1989). Из них 4–5 считаются “великими” и около 15 – “малыми”. Интервалы между ними – порядка 30 млн лет (около 37 в палеозое, 26 в мезозое и кайнозое), хотя они не всегда выдерживаются в этих пределах. Продолжительность глобальных биотических кризисов оценивается до 10–15 млн лет (они отражают упрощение структуры сообществ, сокращение биоразнообразия и проч.). С другой стороны, в ряде работ (в частности, Шиманский, 1987) намечены крупные этапы эволюции органического мира фанерозоя, на основе которых были выделены геологические системы и отделы. А в одной из своих последних работ, посвященных общим проблемам развития биосферы и Геомериды, Б.С. Соколов (2010а, 2010б) привел наглядный рисунок (рис. 1), который построен на основе последних обобщений геологических материалов и отражает определенную этапность длительного эволюционного процесса, начиная с момента возникновения Земли, то есть с архея, и по конец фанерозоя (неоген и квартер). Рисунок 1 фактически отразил целое мировоззрение в области геологической истории нашей планеты (рисунок приведен здесь в авторском варианте 2010 г., хотя сейчас он может быть дополнен или подправлен появившимися новыми данными).

Но нас в практической работе обычно интересуют более мелкомасштабные явления, которые вскрываются при изучении сообществ отдельных палеоэкосистем (например, шельфовых зон бореального или тропического поясов и др.). Именно поэтому выявление более мелкой периодичности смены биотических сообществ в разрезах древних толщ представляется одним из перспективных направлений биостратиграфических исследований. Другими словами, встает задача расшифровки особенностей этапности развития органического мира, которые проявляются на разных уровнях организации биосферы и в разных экосистемах (различных по географическому положению, размерам, степени изолированности и пр.). Практически это означает, что на фоне проявления крупных этапов (или волн) эволюции необходимо выявлять более мелкие фазы, которые часто четко читаются в разрезах древних образований отдельных регионов и их частей.

Возвращаясь к конкретным данным, позволяющим продвигаться в этом направлении, отметим несколько особенностей палеокомплексов, изученных в кайнозое Сахалино-Камчатского региона. Из анализа приведенного выше материала следует, что даже в изменчивой палеогеографической обстановке кайнозоя (то есть на протяжении почти 65 млн лет) биотические сообщества в целом бореального типа стремились сохранить свою структуру как целое (в рамках трофической зональности) и в этом отношении в какой-то степени были консервативными. Это явление – гомеостаз сообществ – осуществляется, видимо, через отлаженную систему трофических связей. В частности, моллюски биоценозов, о которых шла речь выше, включены в цепи консументов. Считается, что их систематический состав отчасти контролируется конкурентными и пищевыми взаимоотношениями форм. Поэтому биоценозы моллюсков приобретают элементы целостности, устойчивости и относительной независимости развития. Вместе с тем от этапа к этапу биокомплексы обновляются, сохраняя при этом определенную преемственность. Правда, в отдельных случаях приходится считаться с появлением в них мигрантов. Например, во время потеплений к сахалинским и камчатским (в целом бореального типа) комплексам присоединяются тепловодные “пришельцы” – таксоны “японского происхождения” (родов Arca, Ostrea, Glycymeris), а во время климатических похолоданий – таксоны аркто-бореального характера (Astarte, Portlandella, Neptunea), отмечающиеся

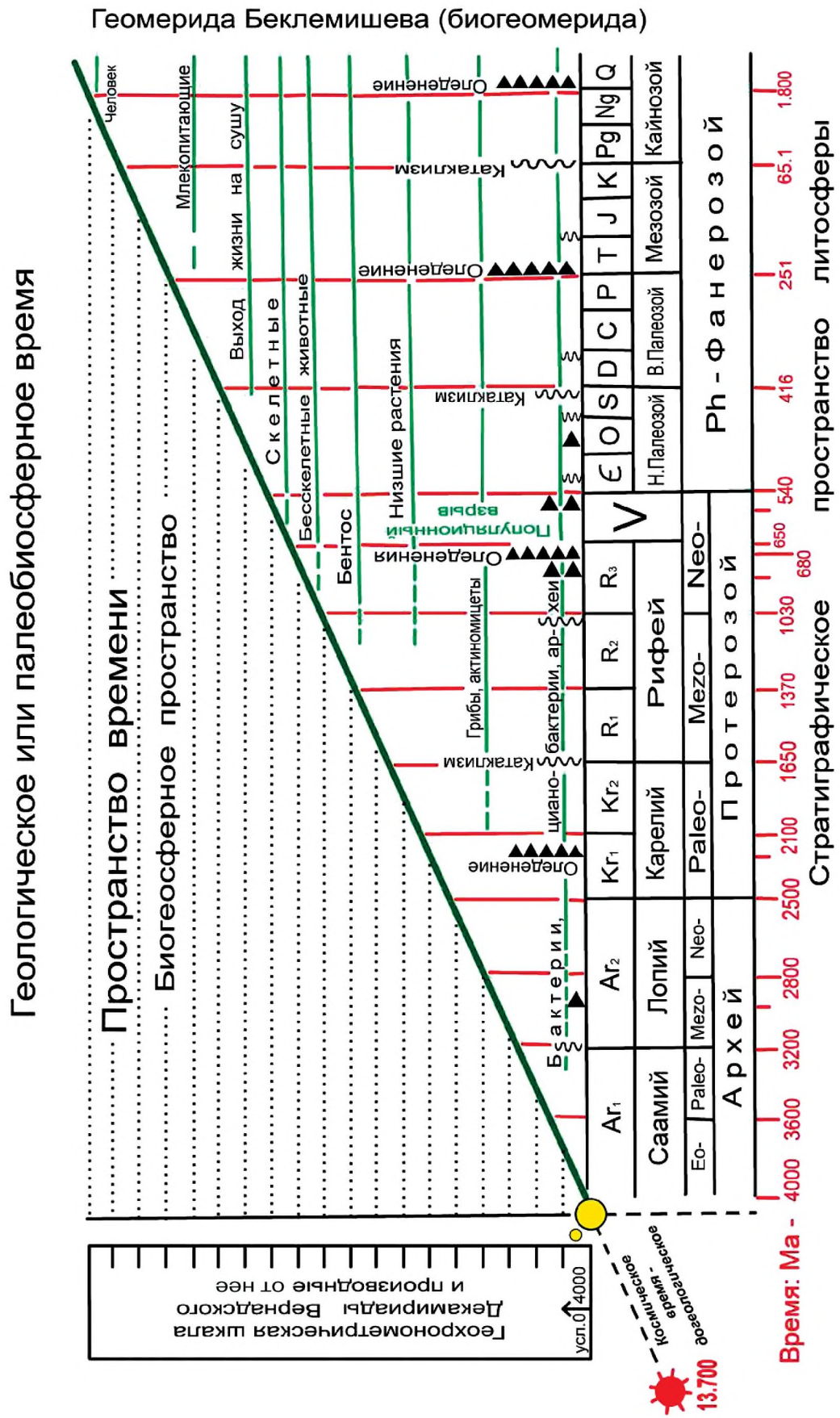


Рис. 1. Время в его неравномерных событийных длениях (этапы) (по Соколов, 2010а, 2010б).

в Японии. В ряде случаев можно отметить этапы становления, расцвета, угасания тех или иных видов и родов, но при этом палеосообщества отдельных горизонтов воспринимаются, прежде всего, как целостные ассоциации.

В принципе, вопрос о направленности, темпах и механизмах эволюции сообществ, а не видов в экосистемах остается, к сожалению, далеко не решенным. Можно привести большой список известных ученых, которые в той или иной мере обращались к этой проблеме. Например, Д. Симпсон (Simpson, 1944) обратил специальное внимание на трудности оценки темпов групповой эволюции. Э. Майр (Mayr, 1970) отметил необходимость учета популяционной структуры видов. Н.В. Тимофеев-Ресовский с соавторами (1977) высказал идеи об эволюции биогеоценозов и пр. Однако пока какой-либо связной концепции не было предложено, и соображения на эту тему ограничиваются только отдельными общими тезисами. Не случайно, учитывая трудности решения этих проблем, Н.В. Тимофеев-Ресовский и его соавторы предположили, что для этого понадобятся исследования двух-трех поколений. И надо признать, что, хотя одно поколение уже сменилось, пути решения проблемы остаются пока не достаточно освещенными.

Но все же уже сейчас мы можем сказать, что при решении этих вопросов, безусловно, надо отдельно рассматривать и учитывать определенные особенности разных по типу экосистем (их различный размер, приуроченность к определенным широтам, разную степень изоляции и пр.), в которых природные процессы могут проходить с некоторыми различиями. В данной заметке автор ограничивается общей постановкой проблемы. Хотя из изложенного выше уже следует, что если факт общей этапности в развитии биосферы можно считать установленным (с отражением ее в эволюции Геомериды), то также можно утверждать, что одновременно на этом фоне ее отдельные разномасштабные экосистемы развиваются фазово и со своими особенностями. И это находит отражение в “меридах” К.Д. Старынкевича и в соответствующей этапной смене биотических сообществ этих различных мерид. И, пожалуй, это в синтезе свидетельствует в пользу ряда вышеприведенных идей Л.С. Берга. Хочется надеяться, что раскрытие специфики этапности развития разных экосистем, зафиксированной стратиграфической сменой биосообществ в разрезах древних толщ, и определение общей тенденции периодичности этой изменчивости в итоге все-таки будут достигнуты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Биостратиграфы и палеонтологи имеют в своем распоряжении громадный банк данных по палеосообществам всего морского фанерозоя. Именно они лежат в основе выделения стратиграфических подразделений: специальных (в частности, биостратиграфического типа), к которым относятся, например, комплексные зоны, и основных, представленных горизонтами (и оппель-зонами). Последние широко используются при создании региональных стратиграфических схем. Целенаправленный синтез этих данных мог бы реально способствовать решению проблемы эволюции сообществ. Но, видимо, время для этого еще не пришло. Хотя уже зреет понимание, что пора не ограничиваться только изучением стратиграфического положения отдельных таксонов (видов), а восстанавливать ход и направление изменений целостных биосообществ, которые отражают эволюцию определенных экосистем. Синтез же этих данных может позволить рассмотреть определенные особенности изменения палеоэкосистем в едином биосферном процессе. Уже собранные сведения по биологической структуре и биогеоценологии современного и древнего океана, в той или иной мере отраженные в обобщениях последних десятилетий океанологов, биологов и палеонтологов (Зенкевич, 1947, 1963; Невесская, 1999, Жирков 2010 и др.), в свете новых представлений о развитии палеосистем могут получить новое толкование.

Остается вопрос, на который мы пока не получили ответа: с чем связана этапность их развития – с саморазвитием биосообществ в сложившихся природных обстановках или с определяющим влиянием на Геомериду и биосферу космических процессов, роль которых пока остается не вполне понятной, но, видимо, чрезвычайно важной (см. например, Обридко и др., 2013). Возможно, мы недооцениваем (или, точнее, не умеем прямо оценить) космическое воздействие, обусловленное квазипериодическими взаимодействиями Солнца и солнечной системы со звездами в струйных потоках Галактики. Современную стратиграфию с ее направленностью изучать стратоны, как протоколы изменений состояний земных палеоэкосистем и биосферы в целом, с полным правом можно назвать “биосферной” (Гладенков, 2004). В конце концов, она на основе изучения слоистой структуры земной коры занимается решением важнейшей общегеологической проблемы – выявлением естественной периодичности геологического развития Земли. Но в любом случае на этом общем фоне глобальных природных процессов всегда будет оставаться проблема выявления особенностей эволюции отдельных экосистем (с их биотическими сообществами), которые для геологов и палеонтологов являются первоочередными объектами изучения. И это потребует более обоснованного сопоставления (корреляции) этапов развития отдельных и разных по типу экосистем, что невозможно осуществить без использования физических, геохимических и прочих методов (палеомагнитного, изотопного, палеоклиматического и пр.), которые

выявляют реальные реперы и маркеры, являющиеся существенными дополнениями в расшифровке последовательности и хода геологических событий в отдельные интервалы времени. Именно такая комплексация может обеспечить контроль за реальностью строящихся корреляций.

В конце хочется сказать, что, возможно, было бы целесообразно объединить заинтересованные в решении этой проблеме научные силы (может быть, создать специальный проект в рамках РАН, собрать отдельную группу исследователей и т.п.) и организовать широкое обсуждение поднятых вопросов. И, может быть, тогда мы найдем их решение в самое ближайшее время, а не через несколько поколений, как предполагал Н.В. Тимофеев-Ресовский. Автор данной заметки сознает, что его рассуждения не очень-то продвигают вперед решение поставленной проблемы. Но хочется надеяться, что ему удастся привлечь к ней внимание других специалистов.

В заключение напомним слова И. Ньютона: “Природа ничего не делает напрасно и не достигает с помощью многого того, что может быть достигнуто с помощью немногого” (Воронцов, 1999). Хотелось бы найти это немногое.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

Конфликт интересов. Автор заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С. Массовые вымирания и их место в развитии биосферы // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. М.: Наука, 1989. С. 27–34.

Беклемишев В.Н. Организм и сообщество (к постановке проблемы индивидуальности в биоценологии). Пермь, 1928. С. 128–143 (Труды Биол. научно-исслед. ин-та. Т. 1. Вып. 2–3).

Беклемишев В.Н. О классификации биоценологических (симфизиологических) связей // Бюлл. МОИП. Отд. биол. 1951. Т. 56. Вып. 3. С. 3–30.

Берг Л.С. Номогенез или эволюция на основе закономерностей. Петербург: Государственное издательство, 1922. 306 с. (Труды географич. ин-та. Т. 1).

Вернадский В.И. Биосфера. Л.: Гостехиздат, 1926. 170 с.

Вернадский В.И. Философские мысли натуралиста. М.: Наука, 1988. 520 с.

Воронцов Н.Н. Развитие эволюционных идей в биологии. М.: Издат. отдел УНЦ ДО МГУ: Прогресс-Традиция: АБФ, 1999. 640 с.

Ганелин В.Г. Верхояно-Чукотский рифтогенез и позднепалеозойские экосистемы Северо-Востока Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 3–45.

Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 194–209.

Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 551).

Гладенков Ю.Б. Северотихоокеанская область в палеогене и неогене как пример полузамкнутой морской экосистемы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 91–105.

Гладенков Ю.Б. Стратиграфические горизонты и проблемы эволюции биотических сообществ морских экосистем в рамках Геомериды и биосферы // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 16–30.

Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.И. Ферганский залив палеогенового моря. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Кн. 1. 332 с., кн. 2. 332 с.

Жерихин В.В. Избранные труды по палеоэкологии и филоценогенетике. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2003. 542 с.

Жидкова Л.С., Мишаков Г.С., Неверова Т.И., Сальников Б.А., Сальникова Н.Б., Шереметьева Г.Н. Биофациальные особенности мезокайнозойских бассейнов Сахалина и Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1974. 252 с.

Жирков И.А. Жизнь на дне. Биогеография и биоэкология бентоса. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2010. 453 с.

Зенкевич Л.А. О задачах, объекте и методе морской биогеографии // Зоол. журн. 1947. Т. 26. Вып. 3. С. 201–220.

Зенкевич Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 740 с.

Зональная стратиграфия фанерозоя России. Науч. ред. Корень Т.Н. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.

Красилов В.А. Модель биосферных кризисов // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 4. М.: ПИН РАН, 2001. С. 9–16.

Крашенинников В.А. Зональная шкала кайнозоя континентов и океанов // Стратиграфия в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 162–207.

Криштофович Л.В. Сопоставление третичных отложений северной части Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости // Унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР. Материалы совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, г. Оха, 25 мая – 2 июня 1959 г. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 83–90.

Кузнецов А.П. Фауна донных беспозвоночных прикамчатских вод Тихого океана и северных Курильских островов. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 272 с.

Любищев А.А. Понятие номогенеза // Природа. 1973. № 10. С. 42–47.

Мейен С.В. О соотношении номогенетических и тихогенетических аспектов эволюции // Журн. общей биологии. 1974. Т. 35. № 3. С. 353–364.

Мейен С.В. Введение в стратиграфию. М.: Наука, 1989. 216 с.

Невесская Л.А. Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 501 с. (Труды ПИН РАН. Т. 274).

Обридко В.Н., Мирошниченко Л.И., Рагульская М.В., Хабарова О.В., Храмова Е.Г., Кацова М.М., Лившиц М.А. Космические факторы эволюции биосферы: новые направления исследований // Проблемы эволюции биосферы. М.: ПИН РАН, 2013. С. 66–94.

Попов С.В., Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. Биогеография Восточного Паратетиса в неогене по моллюскам // Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения акад. В.В. Меннера. М.: Наука, 2005. С. 309–337.

Разумовский С.М. Закономерности динамики биоценозов. М.: Наука, 1981. 231 с

Раменский Л.Г. Избранные работы. Проблемы и методы изучения растительного покрова. Л.: Наука, 1971. 333 с.

Решения рабочих межведомственных региональных стратиграфических совещаний по палеогену и неогену восточных районов России Камчатки, Корякского нагорья, Сахалина и Курильских островов. М.: ГЕОС, 1998. 146 с.

Соболев Д.Н. Начала исторической биогенетики. Симферополь: Государственное изд-во Украины, 1924. 203 с.

Соколов Б.С. Геологическое или палеонтологическое время в стратиграфии // Эволюция органического мира и биотические кризисы. Материалы LVI сессии Палеонтологического общества при РАН (5–9 апреля 2010 г., Санкт-Петербург). Санкт-Петербург, 2010а. С. 3–7.

Соколов Б.С. Биосфера как биогеомерида и ее биотоп // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010б. Т. 18. № 3. С. 3–8.

Старынкевич К.Д. Строение жизни. Прага: POLITIKA, 1931. 50 с.

Степанов Д.Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 180 с. (Труды ВНИГРИ. Вып. 113).

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

Сукачев В.Н. Идея развития в фитоценологии // Сов. ботаника. 1942. № 1–3. С. 5–17.

Тимофеев-Ресовский Н.В., Воронцов Н.Н., Яблоков А.В. Краткий очерк теории эволюции. М.: Наука, 1977. 301 с.

Шиманский В.Н. Историческое развитие биосферы // Эволюция и биоценотические кризисы. М.: Наука, 1987. С. 5–45.

Boucot A.J. Evolution and extinction rate controls. Elsevier Scientific Publishing Company, 1975. 427 p.

Clements F.E., Shelford V.E. Bioecology. New York: J. Wiley & Sons, inc., 1939. 170 p.

Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier BV, 2020. 1357 p.

Gleason H.A. The individualistic concept of plant association // Am. Midland Natur. 1939. V. 21. P. 92–110.

International Stratigraphic Guide – An abridged version. Eds. Murphy M.A., Salvador A. // Episodes. 1999. V. 22. P. 255–271.

Mayr E. Populations, species, and evolution; an abridgment of animal species and evolution. Cambridge, Mass.: Belknap Press of Harvard Univ. Press, 1970. 453 p.

Simpson G.G. Tempo and mode in evolution. New York: Columbia University Press, 1944. 217 p.

Tansley A.G. The use and abuse of vegetational concepts and term // Ecology. 1935. V. 16. P. 284–307.

Рецензенты В.Г. Ганелин,
Ю.Д. Захаров, Т.Ю. Толмачева

Evolution of Paleobiocommunities is One of the Most Intractable Problems of Biostratigraphy

Yu. B. Gladenkov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: gladenkov@ginras.ru

The biostratigraphic material accumulated to date on the subdivision of the Phanerozoic marine strata allows us to decipher the features of the evolution of not only low biota taxa, but also paleocommunities (assemblages), which can be considered as biotic groupings historically formed under certain conditions. Examples of the stages of their evolution in various marine ecosystems of Geomerida are given. The opinion is expressed about the need to intensify research on this topic with the involvement of both geologists and biologists.

Keywords: biocommunities, successions, biostratigraphic zones, structuralism, paleoecosystems