

Том 32, Номер 3

ISSN 0869-592X

Май - Июнь 2024



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



НАУКА

— 1727 —

СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 3, 2024

Источники верхнепротерозойских терригенных отложений северо-западной части Аргунского массива, Центральнo-Азиатский складчатый пояс: результаты U–Th–Pb геохронологических и Sm–Nd изотопно-геохимических исследований <i>Ю. Н. Смирнова, А. В. Куриленко, С. И. Дриль, В. Б. Хубанов</i>	3
Геологическая корреляция Мубаракского (Южный Тянь-Шань) и Подгальского (Внутренние Карпаты) флишевых бассейнов <i>М. Г. Леонов</i>	32
Первые результаты U–Th–Pb датирования детритового циркона из ченкских песчаников – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма <i>Н. Б. Кузнецов, А. В. Страшко, Т. В. Романюк, А. М. Никишин, Д. В. Московский, А. С. Новикова, А. С. Дубенский, К. Г. Ерофеева, В. С. Шешуков</i>	56
Волжский и рязанский ярусы в разрезе скважины Новоякимовская-1 (запад Енисей-Хатангского регионального прогиба, Сибирь). Статья 1. Общая характеристика яновстанской свиты и ее стратиграфия по моллюскам <i>М. А. Рогов, В. А. Захаров, А. В. Соловьев, П. Н. Мельников, В. В. Пустыльникова, А. А. Федорова, Е. Ю. Мещерякова, Ю. Н. Савельева, А. П. Ипполитов, К. Ю. Оленова, Ю. А. Евсеева</i>	88
Покрытосеменные мелового периода: эволюционные, географические и палеоклиматические аспекты (к научному наследию С. В. Мейена) <i>А. Б. Герман</i>	112

CONTENTS

Vol. 32, No. 3, 2024

Sources of the Upper Proterozoic Terrigenous Deposits in the Northwestern Part of the Argun Massif, Central Asian Fold Belt: Results of U–Th–Pb Geochronological and Sm–Nd Isotopic-Geochemical Studies

Yu. N. Smirnova, A. V. Kurilenko, S. I. Dril, and V. B. Khubanov

3

Geological Correlation of the Mubarak (Southern Tien Shan) and Podhale (Inner Carpathians) Flysch Basins

M. G. Leonov

32

The First Results of U–Th–Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons from the Chenka Sandstones – a Contribution to the Stratigraphy of the Cimmerides of the Mountainous Crimea

*N. B. Kuznetsov, A. V. Strashko, T. V. Romanyuk,
A. M. Nikishin, D. V. Moskovsky, A. S. Novikova, A. S. Dubenskiy,
K. G. Erofeeva, and V. S. Sheshukov*

56

Volgian and Ryazanian Stages in the Novoyakimovskaya-1 Well (Western Yenisei-Khatanga Regional Trough, Siberia). Article 1. General Characteristics of the Yanov Stan Formation and Its Molluscan Biostratigraphy

*M. A. Rogov, V. A. Zakharov, A. V. Solovyov, P. N. Melnikov,
V. V. Pustynnikova, A. A. Fedorova, E. Yu. Meshcheryakova, Yu. N. Savelieva,
A. P. Ippolitov, K. Yu. Olenova, and Yu. A. Evseeva*

88

Cretaceous Angiosperms: Evolutionary, Geographical and Palaeoclimatic Aspects (On the S. V. Meyen's Scientific Legacy)

A. B. Herman

112

УДК 550.93:552.5

ИСТОЧНИКИ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРГУНСКОГО МАССИВА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС: РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Sm–Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. Ю. Н. Смирнова^{1, *}, А. В. Куриленко^{2, 3}, С. И. Дриль⁴, В. Б. Хубанов²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

²Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁴Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

*e-mail: smirnova@ascnet.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 27.07.2023 г.

Принята к публикации 21.08.2023 г.

Представлены результаты геохимических, изотопно-геохимических (Sm–Nd) и изотопно-геохронологических (U–Th–Pb) исследований терригенных пород среднерифейской(?) надаровской свиты и верхнерифейской(?) нортуйской свиты северо-западной части Аргунского континентального массива. Особенности вещественного состава отложений свидетельствуют о присутствии в области сноса различных по кремнекислотности образований. По Sm–Nd данным осадочные породы надаровской и нортуйской свит характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd(t)} = -6.6...-3.5$ при раннепротерозойских значениях неодимового модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = 2.0-1.8$ млрд лет). Согласно U–Th–Pb датированию зерен детритового циркона выявлено, что нижняя возрастная граница накопления терригенных отложений надаровской и нортуйской свит приходится на поздний рифей (~775 и ~744 млн лет соответственно). Главными источниками сноса для них, наиболее вероятно, послужили позднерифейские магматические породы при участии образований раннепротерозойского возраста, распространенные в структуре Аргунского массива.

Ключевые слова: Аргунский массив, надаровская и нортуйская свиты, геохимия, U–Th–Pb данные

DOI: 10.31857/S0869592X24030017, **EDN:** CWRBBH

ВВЕДЕНИЕ

Аргунский континентальный массив является одним из крупных массивов, расположенных в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1, врезка). Наиболее древние образования в восточной части массива представлены условно архейскими кислыми и средними магматическими породами бекетского и гонжинского комплексов, а также метаморфизованными осадочными и вулканическими породами гонжинской серии. Геохронологические и изотопно-геохимические исследования позволили уточнить, что протолиты метасадочных и метавулканических пород гонжинской серии и наложенные на них структурно-метаморфические преобразования имеют мезозойский возраст (Котов и др., 2009, 2013; Сальникова и др., 2012). К наиболее ранним относятся

рифейские слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные породы чаловской серии и гранитоиды чаловского комплекса (Петрук, Козлов, 2009). В то же время проведенные в последние годы U–Pb геохронологические исследования метавулканитов исагачинской толщи (Сорокин и др., 2014) и U–Pb (LA-ICP-MS) датирование зерен детритового циркона из метасадочных пород гребневской и мадагачинской толщ (Смирнова, Сорокин, 2019) свидетельствуют об ордовикском возрасте чаловской серии.

На государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (Шивохин и др., 2010) в северо-западной части Аргунского массива выделяются ишагинский метаморфический, чонгульский габбровый, урюмканский гранодиорит-гранитовый и урульгинский метаморфический комплексы

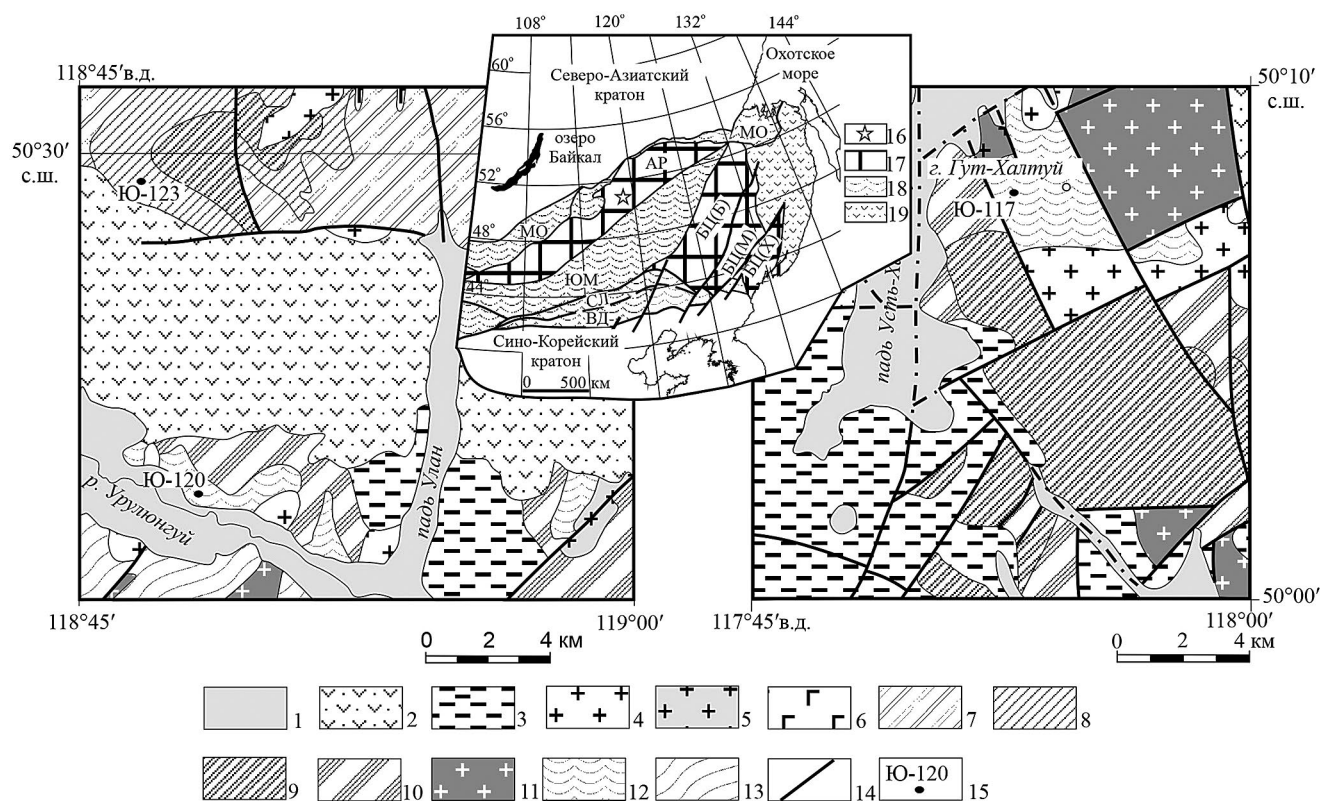


Рис. 1. Геологические схемы северо-западной части Аргунского массива. Составлены по (Павлова и др., 2001; Озерский, Винниченко, 2002), с изменениями авторов.

1 – кайнозойские рыхлые отложения; 2 – меловые вулканогенные и осадочные комплексы; 3 – юрские терригенные отложения; 4 – триасовые и позднеюрские гранитоиды; 5 – пермские гранитоиды ундинского и кадаинского комплексов; 6 – вендские метагаббро быркинского комплекса; 7 – вендские(?) осадочные породы быркинской серии; 8–10 – верхнерифейские(?) терригенные и терригенно-карбонатные отложения даурской серии: 8 – нортуйской свиты, 9 – дырбылкейской свиты, 10 – урулунгуйской свиты; 11 – средне-позднерифейские гранитоиды урулунгуйского комплекса; 12 – среднерифейские(?) осадочные породы надаровской свиты; 13 – раннепротерозойские(?) метаморфические породы; 14 – разломы; 15 – места отбора образцов для геохимических, Sm–Nd изотопно-геохимических и U–Th–Pb изотопно-геохронологических исследований и их номера. На врезке: 16 – положение объекта исследований; 17 – супертеррейны (континентальные массивы): АР – Аргунский, БЦ – Бурей-Цзямусинский, в том числе террейны: Бурейнский (БЦ(Б)), Малохинганский (БЦ(М)), Ханкайский (БЦ(Х)); 18 – палеозойские-раннемезозойские складчатые пояса (ЮМ – Южно-Монгольско-Хинганский, МО – Монголо-Охотский, СЛ – Солонкерский, ВД – Вундурмуао); 19 – позднеюрско-раннемеловые орогенные пояса.

раннепротерозойского возраста. Однако по данным изотопно-геохимических (Sm–Nd) исследований выявлено, что протолиты гнейсов ишагинского комплекса и гранитогнейсов урюмканского комплекса характеризуются среднерифейским Nd-модельным возрастом (Гордиенко и др., 2019). Возраст габбро Цугольского массива чонгульского комплекса, согласно U–Pb (SIMS) геохронологическим исследованиям, позднеордовикский (448 ± 9 млн лет; Лыхин и др., 2007). По существующим представлениям рифейские магматические образования рассматриваются в составе урулунгуйского гранитового, уртуйского базальт-риолитового и бухотуйского гранитового комплексов (Шивохин и др., 2010). Установлено, что возраст гранитов Уртуйского массива урулунгуйского комплекса равен 804 ± 7 и 784 ± 7 млн

лет (U–Pb геохронологические исследования, ID-TIMS метод; Голубев и др., 2010). Nd-модельный возраст гранитов урулунгуйского комплекса $1720\text{--}1550$ млн лет (Голубев и др., 2010). Возраст гранитов бухотуйского комплекса составляет 765 ± 20 млн лет (Rb–Sr изохрона по породе в целом; Шивохин и др., 2010). К рифейскому структурному этажу также отнесены осадочные породы надаровской, урулунгуйской, дырбылкейской и нортуйской свит (Шивохин и др., 2010). В последние годы нами были выполнены комплексные геологические, геохимические, изотопно-геохимические исследования осадочных пород урулунгуйской и дырбылкейской свит даурской серии, а также U–Th–Pb и Lu–Hf изотопные исследования зерен детритового циркона, которые позволили реконструировать обстановки их накопления и выявить

основные источники сноса кластического материала (Смирнова и др., 2022). В то же время осадочные породы среднерифейской(?) надаровской свиты и верхнерифейской(?) нортуйской свиты оставались не изученными. Однако они несут в себе важную информацию о докембрийской истории формирования Аргунского массива. Главной целью настоящей работы является выявление основных источников сноса кластического материала для терригенных пород этого массива на основе результатов геохимических, изотопно-геохимических (Sm–Nd) и изотопно-геохронологических (U–Th–Pb, LA-ICP-MS) исследований, а также уточнение нижней возрастной границы накопления осадочных толщ надаровской и нортуйской свит с помощью U–Th–Pb датирования циркона.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среди рифейских отложений в пределах северо-западной части Аргунского массива выделяют надаровскую, урулюнгуйскую, дырбылкейскую и нортуйскую свиты (рис. 2).

Надаровская свита мощностью 1200–1900 м сложена чередованием филлитизированных алевролитов, алевропелитов и кварцевых песчаников. В составе свиты установлены горизонты мраморизованных известняков и доломитов. Возраст свиты принят условно среднерифейским (Шивохин и др., 2010).

С угловым несогласием на породах надаровской свиты залегают отложения условно верхнерифейской *урулюнгуйской свиты*, которая сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами. В нижней части свиты наблюдаются дресвяники, осадочные брекчии, конгломератобрекчии, туфы кислого и основного состава, сменяющиеся вверх по разрезу конгломератами, гравелитами, кварцевыми и аркозовыми песчаниками. В ряде выходов урулюнгуйской свиты выявлены более тонкообломочные породы (алевролиты, алевропесчаники) с горизонтами доломитов, известняков и мергелей. Мощность свиты до 2670 м. Возраст принят условно позднерифейским на основании налегания урулюнгуйской свиты на гранитоиды позднерифейского урулюнгуйского комплекса (Шивохин и др., 2010). Наиболее молодая группа зерен циркона из песчаника урулюнгуйской свиты имеет позднерифейский возраст с пиком на кривой относительной вероятности возрастов ~899 млн лет (Смирнова и др., 2022).

На породах урулюнгуйской свиты согласно залегают карбонатные и терригенно-карбонатные отложения *дырбылкейской свиты*, среди которых преобладают доломиты и известняки с пачками мощностью до 400–450 м гравелитов, песчаников, филлитизированных алевролитов

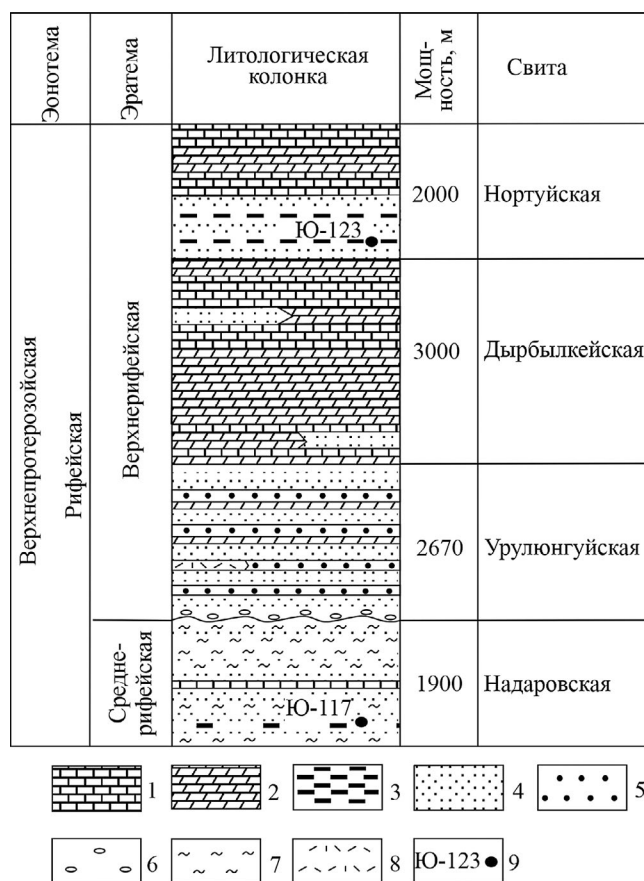


Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка средне-верхнерифейских(?) осадочных пород северо-западной части Аргунского континентального массива. Составлена по (Павлова и др., 2001; Озерский, Винниченко, 2002).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — алевролиты, алевропесчаники; 4 — песчаники; 5 — гравелиты; 6 — конгломераты; 7 — сланцы; 8 — туфы кислого и основного состава; 9 — места отбора образцов для U–Th–Pb датирования зерен детритового циркона и их номера.

и алевропелитов (Шивохин и др., 2010). Общая мощность свиты достигает 3000 м. В свите обнаружены единичные находки водорослевых остатков *Girvanella* (?), *Panomnienella*, *Shanganella*, строматолитов *Conophyton metula* Kir. и микрофитоли- тов *Osagia grandis* Z. Zhur., *Vesicularites consuetus* Yak., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. horridus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (Шивохин и др., 2010). Возраст дырбылкейской свиты принят условно позднерифейским. Наиболее молодая группа циркона из песчаника дырбылкейской свиты имеет позднерифейский возраст ~771 млн лет (Смирнова и др., 2022).

Нортуйская свита сложена в нижней части разреза кварцевыми и аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, выше сменяющимися толщей известняков и известковистых доломитов (Шивохин и др., 2010). В основании свиты

установлены седиментационные брекчии, дресвяники, песчаники и алевропелиты. Общая мощность свиты до 2000 м. Среди органических остатков в свите выявлены единичные находки водорослей *Renalcis? sp.*, *Subtifloria sp.* и микрофитолитов *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Osagia nimia* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl. Возраст свиты принят условно позднерифейским. Контакты с нижележащими отложениями дырбыл-кейской свиты согласные.

Для уточнения позднедокембрийской истории формирования Аргунского континентального массива, в его северо-западной части нами были проведены исследования вещественного состава осадочных пород среднерифейской(?) надаровской свиты и верхнерифейской(?) нортуйской свиты. Образцы пород надаровской свиты отобраны в районе г. Гут-Халтуй (50°07'58.4" с.ш., 117°52'58.8" в.д.) и в бассейне р. Урулунгуй (50°24'18.2" с.ш., 118°48'32.3" в.д.), а нортуйской свиты – вблизи пос. Талман-Борзя (50°29'35.3" с.ш., 118°46'52.4" в.д.) (рис. 1).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания породообразующих компонентов в породах определены рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) на рентгеновском спектрометре Lab Center XRF-180. На стадии пробоподготовки проводилось взвешивание навески пробы на аналитических весах AUW220D фирмы Shimadzu, просушивание навески при температуре 105°C в сушильном шкафу SNOL 58/350 в течение двух часов, определение потерь при прокаливании при температуре 950°C в муфельной печи Nabertherm в течение двух часов. Далее производилось смешивание пробы со смесью тетрабората и метабората лития с последующей гомогенизацией и сплавлением. Концентрации микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном ICP масс-спектрометре NexION300D в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Изотопно-геохимические исследования” Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН, г. Иркутск). Сплавление образцов (навеска 100 мг) с безводным метаборатом лития (400 мг) проводилось в стеклоуглеродных тиглях марки СУ-2000 при температуре 1150°C (3 мин) в высокочастотной индукционной печи ВЧГ-4, с последующим разложением плавня смесью перекисных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄, окончательный фактор разведения основного раствора пробы составил 1000. Двойную и тройную перегонку кислот осуществляли последовательно в системах глубокой очистки кислот: subPUR/duo PUR Milestone microwave laboratory systems, затем в Savillex DST-1000 sub-boiling Distillation System

User's Manual. Кислотность всех готовых к анализу растворов составила 2–3% HNO₃. Перед началом измерений проводилась настройка прибора и оптимизация инструментальных параметров с целью получения максимального значения аналитического сигнала и его стабильности при минимальном вкладе в сигнал оксидных и двухзарядных ионов, низком фоновом уровне. Для расчета концентраций применялась градуировка по сертифицированным растворам CLMS-1–4 фирмы SPEX (США) с концентрациями элементов 0.1, 1.0, 5.0 нг/мл с контролем дрейфа сигнала по внутреннему стандарту, в качестве которого выбран ¹⁰³Rh. Нивелирование матричного эффекта достигалось путем разбавления готовых растворов проб для анализа в 10000 раз. Переведение анализируемого раствора в аэрозоль проводилось с помощью концентрического низкотокового распылителя Meinhard (0.1 мл/мин). Для оценки правильности результатов анализа применялись хорошо охарактеризованные стандартные образцы горных пород различного состава Геологических служб США, Японии, Китая и России. Относительная погрешность определения содержаний петрогенных и малых элементов составила 3–10%.

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования пород проводились в ЦКП “Изотопно-геохимические исследования” ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Около 100 мг истертого образца разлагали в смеси кислот HF, HNO₃ и HClO₄. Перед разложением к образцу добавляли смешанный изотопный индикатор ¹⁴⁹Sm–¹⁵⁰Nd. Сумму редкоземельных элементов выделяли с использованием ионообменной смолы BioRad AGW50-X8 (200–400 меш) по традиционным методикам (Richard et al., 1976; Pin et al., 1994; Makishima et al., 2008). Чистые фракции Sm и Nd выделяли из суммы редких земель при помощи ионообменной смолы LN-Сpec (100–150 меш) согласно (Yang et al., 2011). Измерения изотопного состава Sm и Nd проводили на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой MC-ICP-MS Neptune Plus в статическом режиме. В течение проведения измерений бланк составил 0.1–0.2 нг для Sm и 0.2–0.5 нг для Nd. Погрешности определения отношений ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – не более 0.003 и 0.4% соответственно. Полученные данные были нормализованы к отношению ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219. Результаты измерений международного изотопного стандарта JNdi-1 (*n* = 40): ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512107 ± 4 при рекомендованном значении ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512115 ± 7 (Tanaka et al., 2000). Для изотопного состава Nd и концентраций Nd и Sm в международных породных стандартах получены следующие значения: 1) BCR-2 (*n* = 28), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512630 ± 14; Nd = 28.8 ± 0.1 мкг/г; Sm = 6.52 ± 0.03 мкг/г; 2) AGV-2 (*n* = 8), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512769 ± 16; Nd = 30.3 ± 0.1 мкг/г; Sm = 5.42 ± 0.03 мкг/г.

Исследование изотопного состава Nd в международном образце BCR-2, подготовленном к анализу по описанной выше методике, проводилось также с использованием 7-коллекторного термоионизационного масс-спектрометра Finnigan MAT-262 (ЦКП “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН). Измерения изотопного состава неодиима выполнялись с использованием двухленточного источника ионов с ренийевыми катодами в статическом режиме. Количество наносимого образца составляло в среднем 100–200 нг. Ионный ток ^{146}Nd обычно был равен $0.5\text{--}1.0 \times 10^{-11}$ А. Присутствие в спектре неодиима следов самария контролировалось по величине отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, которое всегда было ниже 0.00005. Правильность результатов определения изотопного состава оценивалась по результатам измерения стандартных образцов JNdi-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ (2SD, $n = 35$) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512629 \pm 8$ (2SD, $n = 18$) соответственно. Полученные результаты свидетельствуют о полной сопоставимости Sm–Nd изотопных данных, полученных с использованием как высокоточной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой, так и классического термоионизационного изотопного анализа. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Выделение детритового циркона произведено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. Непосредственно U–Th–Pb датирование детритового циркона выполнено в ЦКП “Геоспектр” Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (г. Улан-Удэ) на одноколлекторном магнитно-секторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Element XR (Termo Scientific), оснащенном устройством лазерной абляции UP-213 (New Wave Research). Детальное описание аналитических процедур приведено в публикации (Хубанов и др., 2016). Диаметр лазерного пучка составлял 30 мкм при плотности потока энергии ~ 4.5 Дж/см². Масс-спектрометром измеряли сигналы следующих изотопов: в режиме счета “Counting” — ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb ; в аналоговом режиме — ^{232}Th , ^{238}U . Сигнал ^{235}U рассчитывали из сигнала ^{238}U , основываясь на постоянстве современного значения их отношения ($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$). Съемку осуществляли в скоростном режиме электростатического сканирования (E-scan). В течение одного измерения проводили 800 сканирований. В качестве внешнего стандарта измеряли эталонные зерна циркона 91500 (1065 млн лет; Wiedenbeck et al., 1995), в качестве

контрольного образца — эталоны Plešovice (337 млн лет; Sláma et al., 2008) и GJ-1 (608 млн лет; Jackson et al., 2004).

Обработку первичных сигналов и расчет изотопных отношений проводили с помощью программы Glitter (Griffin et al., 2008), конвертацию в excel-формат и расчет значений концентраций U, Th и U/Th — с помощью программы Gtail (автор М.Д. Буянтуев, ГИН СО РАН), построение графиков, расчет конкордантного возраста циркона и показателя дискордантности — с помощью excel-макроса Isoplot (Ludwig, 2008). Поправка на нерадиоогенный свинец не проводилась. Относительные погрешности измерения изотопных отношений в контрольных образцах варьировали в пределах: 1.0–3.7% для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, 0.7–1.3% для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. При этом значения средневзвешенных конкордантных возрастов цирконов Plešovice и GJ-1, определенных LA-ICP-MS методом (по 12 измерений каждого контрольного эталона), составили 338 ± 2 и 601 ± 3 млн лет соответственно. Для стандартов GJ-1 и Plešovice средневзвешенные значения возраста по отношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ составляют 630 ± 23 , 599 ± 3 , 605 ± 4 млн лет и 366 ± 24 , 337 ± 2 , 340 ± 3 млн лет соответственно. Для анализа выбирались зерна циркона без микротрещин и включений. Для построения кривых относительной вероятности возраста зерен детритового циркона использовали только конкордантные оценки возрастов. Пики кривой относительной вероятности возрастов зерен циркона рассчитывали с помощью программы AgePick (Gehrels, 2007).

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Среди отложений надаровской свиты были изучены песчаники и алевролиты. Песчаники темно-серого цвета, с мелкозернистой псаммитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал (0.10–0.20 мм) слабоокатанной формы представлен преимущественно кварцем (до 75%) и полевыми шпатами (до 5%). Реже встречаются чешуйки мусковита, серицита и биотита (до 10%). Единичны обломки слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев. Цемент контактовый, слюдисто-кварцевый состава. В песчаниках наблюдается углеродистое вещество (до 10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, гидроксидами железа и магнетитом.

Алевролиты бурого цвета, с грубой бластоалевритовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал характеризуется слабоокатанной формой и представлен кварцем (до 30%), слюдистыми, слюдисто-кремнистыми и углеродисто-слюдистыми сланцами (до 10%) и полевыми шпатами (до 7%). Среди слюд (до 8%) наблюдаются

мусковит и биотит (часто эпидотизирован и хлоритизирован). Цемент базальный, слюдисто-кварцевый состава. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, магнетит, гидроксиды железа.

В коллекции образцов, отобранных из нортуйской свиты, присутствуют алевролиты песчаные, темно-серого цвета, с бластоалевропсаммитовой структурой и массивной текстурой. Обломочный материал имеет слабоокатанную форму. В составе алевролитов преобладают кварц (20–25%), полевые шпаты (до 10%), обломки слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев (5–10%). Среди слюд присутствуют мусковит, хлоритизированный и эпидотизированный биотит (10–15%). Единичны обломки вулканических пород кислого состава. Цемент базальный, слюдисто-кварцевый состава. В алевролитах отмечается тонкораспыленное углеродистое вещество (до 10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, гранатом, магнетитом и гидроксидами железа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Осадочные породы надаровской свиты характеризуются значительными вариациями содержаний породообразующих компонентов. В песчаниках надаровской свиты установлены более высокие концентрации SiO_2 (от 82.59 до 94.54 мас.%) по сравнению с таковыми в алевролитах (от 53.26 до 61.08 мас.%; табл. 1). При этом в алевролитах надаровской свиты отмечаются более высокие содержания Al_2O_3 (17.22–18.48 мас.%), Fe_2O_3^* (10.77–17.85 мас.%), TiO_2 (0.97–1.10 мас.%), чем в песчаниках ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.83$ – 10.97 мас.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3^* = 0.31$ – 1.99 мас.%, $\text{TiO}_2 = 0.23$ – 0.90 мас.%) (табл. 1). Подобные особенности геохимического состава, вероятно, связаны с возрастанием в составе алевролитов надаровской свиты слюдистого материала и полевых шпатов и со снижением количества обломков кварца. Несмотря на эти различия, для осадочных пород надаровской свиты, за исключением одного образца песчаника, характерно преобладание K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 3.6$ – 8.1).

Таблица 1. Содержания основных петрогенных компонентов и микроэлементов в осадочных породах надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива

Компоненты	Надаровская свита									
	Алевролиты				Песчаники					
	Ю-117	Ю-117-1	Ю-117-2	Ю-117-5	Ю-117-3	Ю-117-4	Ю-120	Ю-120-1	Ю-120-2	Ю-120-4
SiO_2	57.41	53.26	59.98	61.08	83.77	82.59	92.06	93.64	91.59	94.54
TiO_2	1.01	0.97	1.09	1.10	0.82	0.90	0.43	0.42	0.53	0.23
Al_2O_3	17.87	17.22	18.48	18.35	9.67	10.97	4.51	3.06	5.59	1.83
Fe_2O_3^*	13.35	17.85	10.77	10.78	1.99	1.00	0.38	0.77	0.31	1.35
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.20	0.22	0.24	0.23	0.17	0.16	0.15	0.09	0.16	0.07
CaO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.02	0.02	0.07
Na_2O	0.40	0.41	0.45	0.43	0.31	0.29	0.18	0.14	0.17	0.04
K_2O	3.25	3.15	3.52	3.43	1.83	1.79	0.81	0.07	0.62	0.26
P_2O_5	0.11	0.09	0.08	0.07	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05
П.п.п.	5.63	5.98	5.01	4.41	2.22	2.82	1.34	1.49	1.73	1.02
Сумма	99.24	99.19	99.64	99.89	100.82	100.62	99.93	99.74	100.76	99.47
Rb	144	147	171	167	73	62	23	1	18	222
Sr	92	92	106	71	39	39	17	12	13	18
Ba	429	421	485	464	226	217	151	34	95	357
La	48.18	28.78	37.49	19.52	2.56	2.68	8.40	13.38	4.99	6.18
Ce	101.42	61.27	73.68	46.37	8.14	6.83	20.35	29.64	13.65	14.29
Pr	18.42	8.32	11.36	6.33	1.29	1.47	2.72	3.66	1.93	2.24
Nd	67.33	31.59	43.36	25.07	5.30	5.70	11.55	14.30	7.82	9.38

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	Надаровская свита									
	Алевриты				Песчаники					
	Ю-117	Ю-117-1	Ю-117-2	Ю-117-5	Ю-117-3	Ю-117-4	Ю-120	Ю-120-1	Ю-120-2	Ю-120-4
Sm	12.44	6.98	8.73	5.46	1.34	1.26	2.54	3.07	1.64	2.10
Eu	2.09	1.46	1.55	1.10	0.27	0.26	0.49	0.59	0.34	0.34
Gd	9.03	7.13	7.92	5.10	1.34	1.05	2.64	2.83	1.68	2.52
Tb	1.26	1.16	1.24	0.87	0.26	0.20	0.42	0.44	0.27	0.51
Dy	7.41	7.74	7.29	5.94	1.82	1.56	2.71	2.65	1.80	4.02
Ho	1.35	1.59	1.40	1.17	0.39	0.36	0.57	0.50	0.39	0.90
Er	3.95	4.59	4.18	3.27	1.36	1.08	1.71	1.57	1.14	2.81
Tm	0.60	0.65	0.62	0.48	0.22	0.18	0.25	0.22	0.19	0.42
Yb	3.85	4.45	4.17	3.62	1.54	1.22	1.64	1.56	1.28	2.74
Lu	0.63	0.65	0.66	0.58	0.22	0.20	0.26	0.23	0.20	0.40
Y	28	34	31	25	7	5	11	13	6	19
Th	15.40	14.80	17.49	16.02	5.81	5.39	5.26	6.21	4.38	5.89
U	3.56	3.56	3.75	3.81	2.06	2.36	2.20	1.41	1.64	5.11
Zr	192	474	223	235	399	434	287	305	329	189
Hf	7.51	7.12	8.80	8.61	10.08	10.38	6.42	6.91	7.69	4.10
Nb	17	16	19	19	14	16	7	6	9	14
Ta	1.34	1.26	1.45	1.44	1.04	1.21	0.53	0.48	0.66	1.02
Zn	218	408	194	104	30	13	не опр.	2	2	25
Co	10	17	23	7	4	2	1	1	1	3
Ni	28	50	45	25	12	17	26	9	18	21
Sc	25	23	23	19	12	16	7	5	7	5
V	149	144	143	136	66	71	51	54	61	730
Cr	94	87	108	100	84	88	146	106	111	128
Pb	12	13	11	8	8	7	2	7	2	7

Примечание. Оксиды приведены в мас.%, микроэлементы – в мкг/г. Fe₂O₃* – общее железо в форме Fe₂O₃.

Таблица 1. Продолжение

Компоненты	Нортуйская свита					
	Алевриты песчаные					
	Ю-123	Ю-123-1	Ю-123-2	Ю-123-3	Ю-123-4	Ю-123-5
SiO ₂	73.77	76.51	77.16	73.66	72.26	69.89
TiO ₂	0.80	0.66	0.66	0.82	0.91	0.96
Al ₂ O ₃	13.21	11.78	12.35	13.93	12.26	13.95
Fe ₂ O ₃ *	2.40	2.84	2.62	3.05	5.45	4.78
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.82	0.83	0.73	0.82	0.87	1.01
CaO	0.02	0.09	0.28	0.06	0.19	0.16
Na ₂ O	0.21	0.18	0.18	0.23	0.16	0.21

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Нортуйская свита					
	Алевролиты песчанистые					
	Ю-123	Ю-123-1	Ю-123-2	Ю-123-3	Ю-123-4	Ю-123-5
K ₂ O	3.79	3.13	2.71	3.85	3.21	4.10
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.13	0.09	0.17	0.16
П.п.п.	3.82	2.95	3.29	3.44	4.08	4.05
Сумма	98.97	99.09	100.12	99.96	99.57	99.28
Rb	163	138	151	166	184	188
Sr	150	11	11	156	14	10
Ba	615	452	284	517	284	701
La	18.60	19.53	24.05	20.89	29.14	31.43
Ce	44.41	48.28	56.25	51.87	64.62	69.91
Pr	6.00	6.53	7.41	7.05	8.70	8.88
Nd	24.70	26.74	29.06	28.65	33.71	34.62
Sm	5.68	5.75	6.20	6.16	7.23	7.19
Eu	0.89	0.80	0.82	0.80	1.10	1.23
Gd	5.92	5.08	6.11	5.96	6.82	6.96
Tb	1.10	0.84	0.97	0.99	1.06	1.14
Dy	7.13	5.17	6.48	6.53	6.86	7.27
Ho	1.49	1.06	1.33	1.31	1.34	1.44
Er	4.52	3.12	4.05	3.98	4.04	4.34
Tm	0.70	0.47	0.61	0.59	0.60	0.61
Yb	4.39	3.08	3.98	3.98	4.01	4.14
Lu	0.69	0.44	0.61	0.58	0.61	0.64
Y	34	18	31	27	32	35
Th	13.83	9.50	14.53	14.72	13.88	14.04
U	2.80	2.29	2.32	2.61	2.64	3.04
Zr	259	202	233	246	228	255
Hf	7.23	6.02	6.54	7.13	6.83	8.01
Nb	15	14	14	16	16	17
Ta	1.37	1.06	1.18	1.33	1.29	1.44
Zn	19	24	23	8	37	71
Co	10	10	12	5	13	16
Ni	26	26	24	19	35	44
Sc	14	14	12	17	12	20
V	159	103	89	162	197	137
Cr	92	90	74	94	92	102
Pb	8	7	8	13	24	32

В песчанистых алевролитах нортуйской свиты отмечаются незначительные вариации основных петрогенных компонентов: SiO₂ (69.89–77.16 мас.%), Al₂O₃ (11.78–13.95 мас.%), Fe₂O₃*

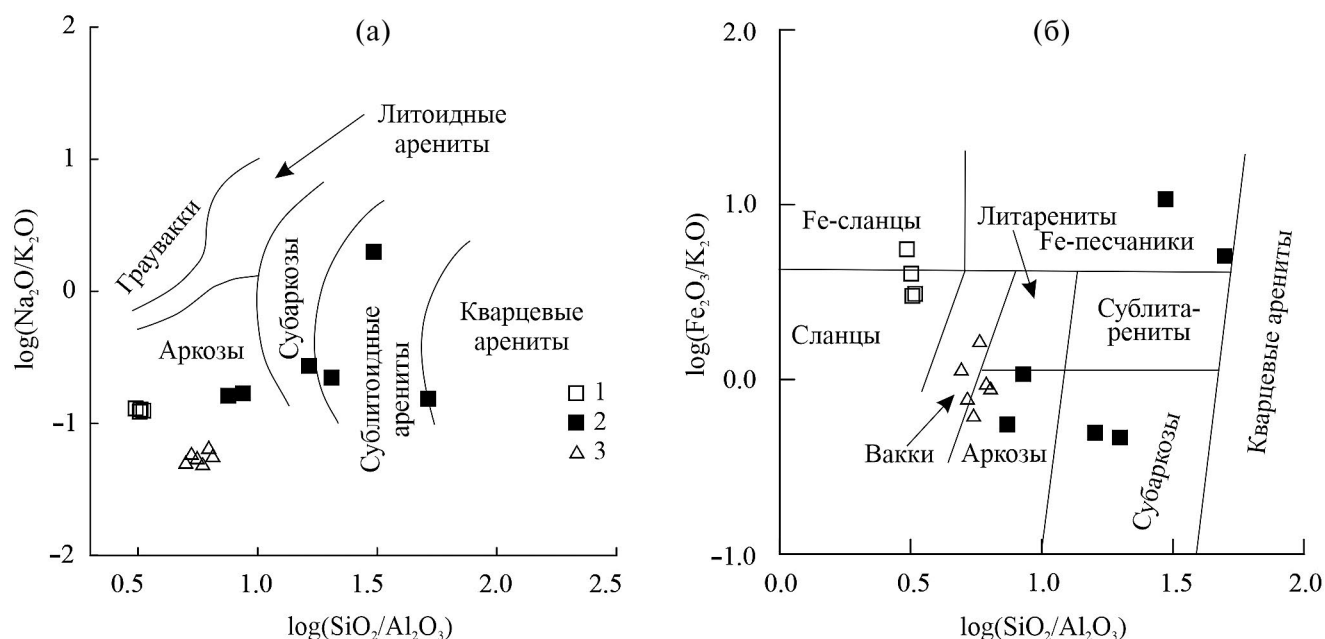


Рис. 3. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ (Петтиджон и др., 1976) (а), $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) (б) для осадочных пород надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива.

1 – алевролиты надаровской свиты; 2 – песчаники надаровской свиты; 3 – песчанистые алевролиты нортуйской свиты.

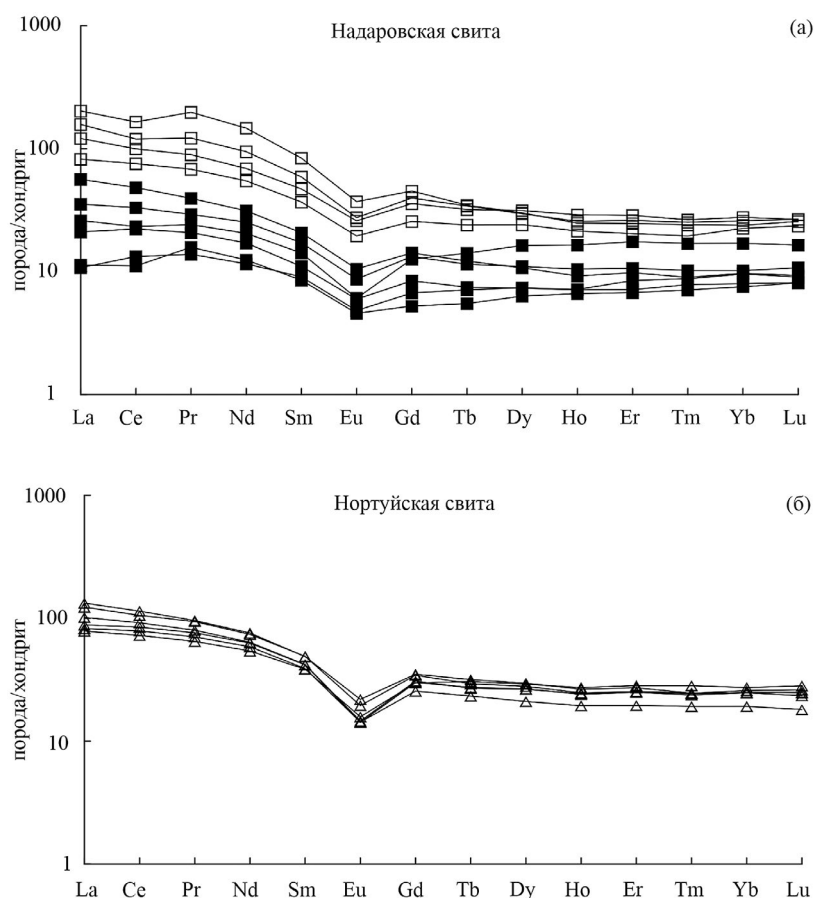


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов для осадочных пород надаровской (а) и нортуйской (б) свит Аргунского континентального массива. Состав хондрита по (McDonough, Sun, 1995).

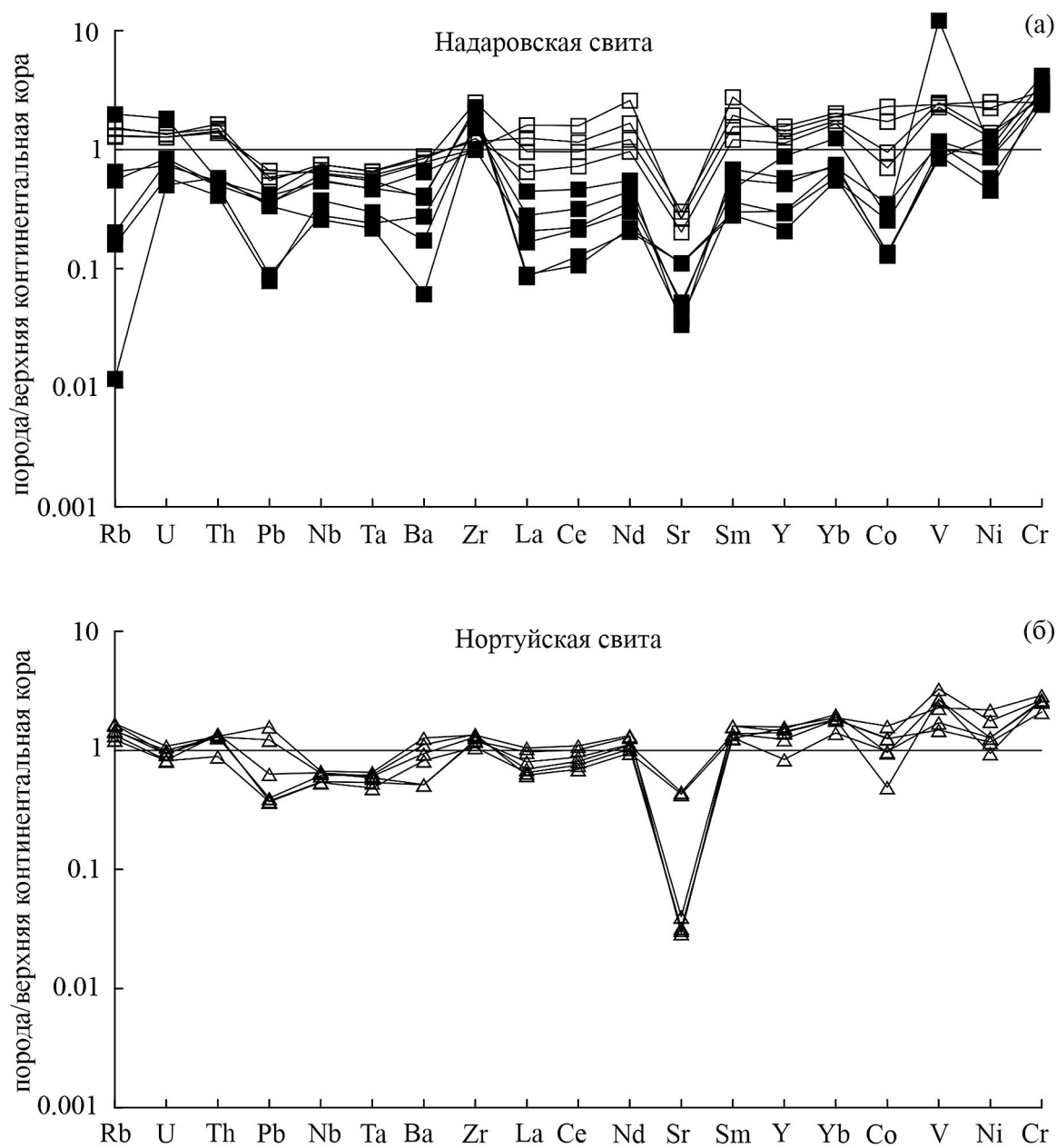


Рис. 5. Спайдер-диаграммы для осадочных пород надаровской (а) и нортуйской (б) свит Аргунского континентального массива. Состав верхней континентальной коры по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Таблица 2. Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований осадочных пород надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива

Свита	Номер образца	Возраст, млн лет	Sm, мгк/г	Nd, мгк/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd
Надаровская	Ю-117-2	775	8.73	43.36	0.11882	0.511906
Нортуйская	Ю-123	744	5.68	24.70	0.12787	0.512124
Свита	±2σ изм.	ε _{Nd(0)}	ε _{Nd(t)}	t _{Nd(DM)} , млн лет	t _{Nd(DM2)} , млн лет	
Надаровская	13	–14.3	–6.6	1993	2009	
Нортуйская	14	–10.0	–3.5	1819	1729	

(2.40–5.45 мас.%), TiO_2 (0.66–0.96 мас.%), Na_2O (0.16–0.23 мас.%), K_2O (2.71–4.10 мас.%) (табл. 1). Значения отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в них изменяются от 15.1 до 20.1.

По значениям логарифмических соотношений $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Петтиджон и др., 1976) алевролиты надаровской и нортуйской свит соответствуют породам аркозового состава (рис. 3а). Песчаники надаровской свиты из-за значительных вариаций соотношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ сосредоточены в поле аркозов, субаркозов и сублитоидных арени-тов (рис. 3а).

На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) точки состава алевролитов надаровской свиты расположены в поле сланцев, а песчаников надаровской свиты – в поле аркозов, субаркозов и Fe-песчаников (рис. 3б). Фигуративные точки состава песчанистых алевролитов нортуйской свиты на диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988) попадают в поля аркозов и вакк (рис. 3б).

В алевролитах надаровской свиты отмечаются вариации суммарных концентраций редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 125$ до 278 мкг/г) при слабодифференцированном распределении лантаноидов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 3.7\text{--}8.5$) и отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.56\text{--}0.62$) (рис. 4а). Для песчаников надаровской свиты характерны более низкие содержания редкоземельных элементов ($\Sigma\text{REE} = 24\text{--}75$ мкг/г) при их слабодифференцированном распределении ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 1.1\text{--}5.8$) и отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.45\text{--}0.66$) (рис. 4а).

В песчанистых алевролитах нортуйской свиты сумма лантаноидов варьирует от 126 до 180 мкг/г при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.40\text{--}0.52$) и слабодифференцированном распределении редкоземельных элементов ($[\text{La}/\text{Yb}]_n = 2.9\text{--}5.2$) (рис. 4б).

В алевролитах надаровской свиты содержания большинства элементов-примесей находятся на уровне таковых в верхней континентальной коре при незначительном дефиците Pb (8–13 мкг/г), Nb (16–19 мкг/г), Ta (1.26–1.45 мкг/г), Ba (421–485 мкг/г) и Sr (71–106 мкг/г) (рис. 5а). В песчаниках надаровской свиты отмечается дефицит концентраций практически всех микроэлементов, кроме Zr (189–434 мкг/г) (рис. 5а), относительно таковых в верхней континентальной коре. Песчанистые алевролиты нортуйской свиты в сравнении с составом верхней континентальной коры депле-тированы в отношении Nb (14–17 мкг/г), Ta (1.06–1.44 мкг/г) и Sr (10–156 мкг/г) (рис. 5б).

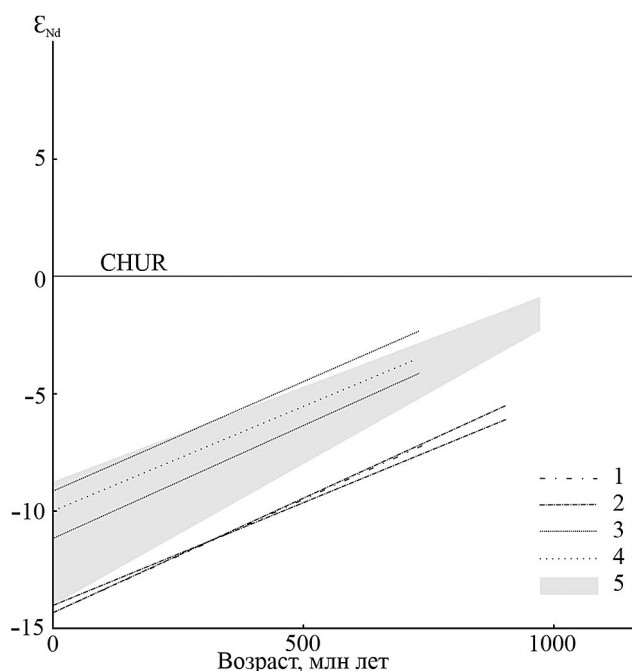


Рис. 6. Диаграмма возраст– ϵ_{Nd} для осадочных пород надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива.

1–4 – линии Nd-изотопного состава осадочных пород: 1 – надаровской свиты, 2 – урулюнгуйской свиты (Смирнова и др., 2022), 3 – дырбылкейской свиты (Смирнова и др., 2022), 4 – нортуйской свиты; 5 – поле эволюции изотопного состава Nd позднепротерозойских гранитоиднейсов массива Ухусишань (Wuhuxishan) (Liu et al., 2020).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ (Sm–Nd) ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Результаты Sm–Nd изотопно-геохимических исследований осадочных пород надаровской и нортуйской свит представлены в табл. 2. Для алевролитов надаровской свиты и песчанистых алевролитов нортуйской свиты характерны отрицательные значения величины $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ (–6.6 и –3.5 соответственно) (рис. 6). Осадочные породы надаровской и нортуйской свит характеризуются раннепротерозойскими значениями неодимового модельного возраста ($t_{\text{Nd(DM)}} = 2.0\text{--}1.8$ млрд лет).

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Из алевролита надаровской свиты (обр. Ю-117) было выделено 120 зерен детритового циркона. Конкордантные оценки возраста получены для 81 зерна (рис. 7а, табл. 3). Наиболее молодые позднерифейские значения возраста (953–762 млн лет) установлены для 33 зерен циркона

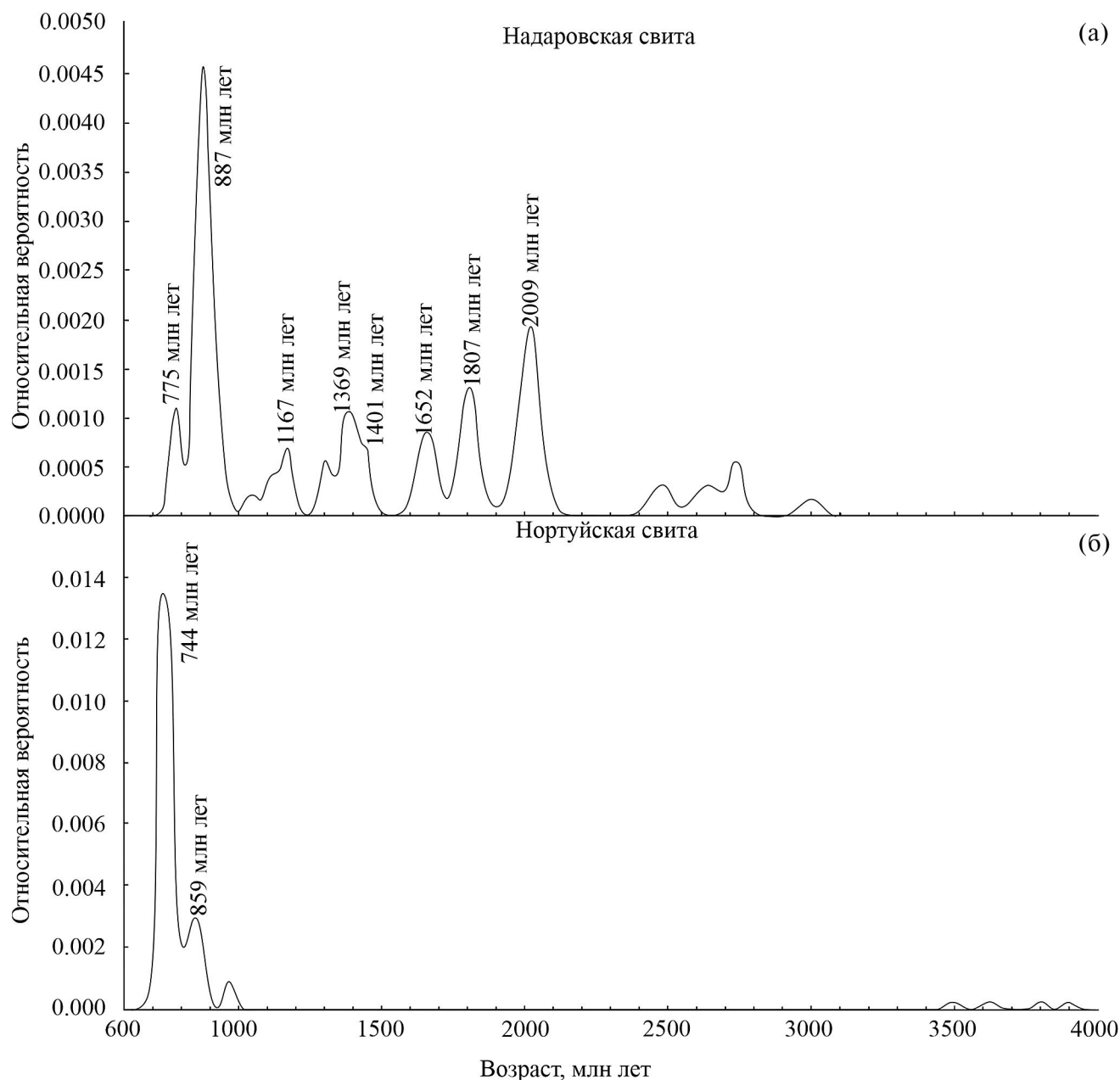


Рис. 7. Кривые относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона (а) из алевролита надаровской свиты (обр. Ю-117) и (б) из песчанистого алевролита нортуйской свиты (обр. Ю-123) Аргунского континентального массива.

с пиками на диаграмме относительной вероятности возрастов ~ 887 и ~775 млн лет (рис. 7а). В значительном количестве присутствуют средне- и раннерифейские зерна циркона (1303–1043 млн лет, 7 зерен и 1650–1353 млн лет, 12 зерен соответственно) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов ~1401, ~1369 и ~1167 млн лет. Раннепротерозойский возраст установлен для 23 зерен циркона (2485–1664 млн лет) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов ~2009, ~1807 и ~1652 млн лет. Для шести

зерен циркона характерны позднеархейские значения возраста (2982–2586 млн лет).

Из песчанистого алевролита нортуйской свиты (обр. Ю-123) было проанализировано 120 зерен циркона, конкордантные оценки возраста получены для 74 зерен (рис. 7б, табл. 4). Доминирующая часть циркона имеет позднеархейский возраст (992–719 млн лет, 70 зерен) с пиками на кривой относительной вероятности возрастов ~859 и ~744 млн лет. Четыре зерна имеют раннеархейский возраст (~3893, ~3802, ~3622 и ~3495 млн лет).

Таблица 3. U–Th–Pb (LA-ICP-MS) данные для зерен детритового циркона из алевролита надаровской свиты (обр. Ю-117) Аргунского континентального массива

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	Ю-117/001	34	27	0.8	5.2816	0.0024	13.8884	0.1406	0.5322	0.0041	0.76	2751	17	2742	10	2736	20	2740	19	-0.3	**
2	Ю-117/002	178	172	0.9	13.6328	0.0010	1.4143	0.0151	0.1399	0.0010	0.66	844	6	895	6	1024	26	Discordant		6.0	
3	Ю-117/003	1638	1533	0.9	10.6464	0.0010	2.2223	0.0185	0.1717	0.0011	0.82	1021	6	1188	6	1507	21	Discordant		16.3	
4	Ю-117/004	69	233	3.4	7.7649	0.0015	6.5190	0.0564	0.3673	0.0025	0.80	2017	12	2048	8	2082	20	Discordant		1.6	
5	Ю-117/005	87	609	7.1	10.7422	0.0011	3.1624	0.0278	0.2465	0.0017	0.78	1420	9	1448	7	1490	22	Discordant		1.9	
6	Ю-117/006	82	161	1.9	10.9578	0.0011	3.1506	0.0303	0.2505	0.0018	0.73	1441	9	1445	7	1452	23	1444	15	0.3	**
7	Ю-117/007	46	37	0.8	5.3007	0.0023	13.4760	0.1336	0.5183	0.0039	0.76	2692	16	2714	9	2731	20	2718	18	0.8	**
8	Ю-117/008	332	250	0.8	9.0975	0.0013	4.9222	0.0441	0.3249	0.0023	0.78	1814	11	1806	8	1798	21	1805	15	-0.4	**
9	Ю-117/009	116	660	5.7	13.3845	0.0009	1.7258	0.0156	0.1676	0.0012	0.76	999	6	1018	6	1061	23	Discordant		1.9	
10	Ю-117/010	34	72	2.1	12.7368	0.0012	2.1560	0.0287	0.1992	0.0015	0.57	1171	8	1167	9	1160	30	1170	15	-0.4	**
11	Ю-117/011	113	160	1.4	11.3660	0.0011	2.8625	0.0299	0.2361	0.0017	0.69	1366	9	1372	8	1382	24	1370	15	0.4	**
12	Ю-117/012	178	156	0.9	14.2680	0.0010	1.4156	0.0168	0.1466	0.0011	0.61	882	6	896	7	931	29	886	12	1.6	**
13	Ю-117/013	209	318	1.5	8.1328	0.0015	6.2408	0.0586	0.3683	0.0026	0.75	2021	12	2010	8	2000	21	2009	17	-0.5	**
14	Ю-117/014	420	374	0.9	4.9195	0.0024	12.3192	0.1136	0.4397	0.0031	0.76	2350	14	2629	9	2853	19	Discordant		11.9	
15	Ю-117/015	219	379	1.7	14.2478	0.0009	1.3859	0.0147	0.1433	0.0010	0.68	863	6	883	6	934	26	Discordant		2.3	
16	Ю-117/016	162	294	1.8	13.2686	0.0010	1.4283	0.0154	0.1375	0.0010	0.67	831	6	901	6	1079	26	Discordant		8.4	
17	Ю-117/017	221	606	2.7	14.2205	0.0009	1.4535	0.0148	0.1500	0.0011	0.70	901	6	911	6	938	26	906	11	1.2	**
18	Ю-117/018	372	339	0.9	14.5568	0.0009	1.4400	0.0156	0.1521	0.0011	0.67	913	6	906	6	890	27	910	12	-0.8	**
19	Ю-117/019	328	373	1.1	7.9271	0.0016	5.1263	0.0525	0.2949	0.0021	0.70	1666	11	1840	9	2046	22	Discordant		10.5	
20	Ю-117/020	110	184	1.7	8.9261	0.0014	4.9740	0.0520	0.3222	0.0023	0.70	1800	11	1815	9	1833	23	1813	18	0.8	**
21	Ю-117/021	336	351	1.1	14.0712	0.0010	1.4307	0.0163	0.1461	0.0011	0.64	879	6	902	7	960	28	Discordant		2.6	
22	Ю-117/022	12	31	2.7	8.6071	0.0021	5.1594	0.0861	0.3222	0.0029	0.54	1801	14	1846	14	1899	33	Discordant		2.5	
23	Ю-117/023	444	315	0.7	8.2003	0.0016	6.1534	0.0664	0.3661	0.0027	0.68	2011	13	1998	9	1986	23	1999	19	-0.7	**
24	Ю-117/024	212	266	1.3	8.7561	0.0015	5.0439	0.0559	0.3205	0.0024	0.66	1792	12	1827	9	1868	24	Discordant		1.9	
25	Ю-117/025	311	386	1.2	7.9158	0.0017	6.3522	0.0699	0.3648	0.0027	0.67	2005	13	2026	10	2048	23	2023	19	1.0	**
26	Ю-117/026	56	171	3.1	9.1938	0.0015	4.7726	0.0556	0.3184	0.0024	0.64	1782	12	1780	10	1780	25	1781	19	-0.1	**

Таблица 3. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет								D	**	
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	CA			±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
27	Ю-117/027	253	541	2.1	14.2269	0.0010	1.4182	0.0168	0.1464	0.0011	0.63	881	6	897	7	938	28	886	12	1.8	**
28	Ю-117/028	179	207	1.2	6.0719	0.0022	10.5796	0.1215	0.4661	0.0035	0.65	2466	15	2487	11	2505	23	2485	22	0.8	**
29	Ю-117/029	265	437	1.6	8.3322	0.0017	3.9982	0.0476	0.2417	0.0018	0.63	1396	9	1634	10	1957	25	Discordant		17.1	
30	Ю-117/030	80	122	1.5	14.5418	0.0011	1.4054	0.0207	0.1483	0.0012	0.54	891	6	891	9	893	34	891	13	-0.1	**
31	Ю-117/031	199	297	1.5	15.1926	0.0010	1.1651	0.0158	0.1284	0.0010	0.57	779	6	784	7	802	32	780	11	0.7	**
32	Ю-117/032	68	181	2.7	7.9159	0.0019	6.4275	0.0819	0.3692	0.0028	0.60	2026	13	2036	11	2048	26	2033	22	0.5	**
33	Ю-117/033	102	173	1.7	6.0081	0.0025	9.6747	0.1242	0.4218	0.0033	0.60	2268	15	2404	12	2523	25	Discordant		6.0	
34	Ю-117/034	594	392	0.7	14.6225	0.0011	1.3567	0.0184	0.1440	0.0011	0.57	867	6	870	8	881	32	868	12	0.4	**
35	Ю-117/035	78	82	1.1	12.8856	0.0015	1.4020	0.0255	0.1311	0.0011	0.47	794	6	890	11	1138	39	Discordant		12.1	
36	Ю-117/036	86	227	2.6	11.4180	0.0014	2.9468	0.0405	0.2441	0.0019	0.57	1408	10	1394	10	1374	30	1402	18	-1.0	**
37	Ю-117/037	102	147	1.4	8.6286	0.0018	5.1558	0.0724	0.3228	0.0026	0.57	1803	12	1845	12	1895	28	Discordant		2.3	
38	Ю-117/038	566	857	1.5	6.1171	0.0025	5.5363	0.0749	0.2457	0.0019	0.58	1416	10	1906	12	2493	26	Discordant		34.6	
39	Ю-117/039	7	38	5.7	8.6046	0.0021	4.8809	0.0784	0.3047	0.0026	0.54	1715	13	1799	14	1900	32	Discordant		4.9	
40	Ю-117/040	208	707	3.4	9.0118	0.0018	3.8304	0.0536	0.2505	0.0020	0.56	1441	10	1599	11	1816	28	Discordant		11.0	
41	Ю-117/041	476	538	1.1	14.0314	0.0012	1.2858	0.0195	0.1309	0.0011	0.53	793	6	839	9	966	34	Discordant		5.8	
42	Ю-117/042	309	447	1.4	9.6146	0.0017	4.1506	0.0624	0.2896	0.0023	0.54	1639	12	1664	12	1698	30	1650	21	1.5	**
43	Ю-117/043	117	247	2.1	14.0718	0.0013	1.5229	0.0247	0.1555	0.0013	0.51	932	7	940	10	960	36	933	14	0.8	**
44	Ю-117/044	274	317	1.2	8.0406	0.0021	5.9797	0.0926	0.3489	0.0029	0.53	1929	14	1973	13	2021	30	1951	24	2.3	**
45	Ю-117/045	18	50	2.8	7.7012	0.0024	5.8905	0.0989	0.3292	0.0028	0.52	1834	14	1960	14	2097	32	Discordant		6.8	
46	Ю-117/046	1205	727	0.6	5.7045	0.0030	8.6732	0.1365	0.3590	0.0030	0.52	1977	14	2304	14	2610	29	Discordant		16.5	
47	Ю-117/047	35	60	1.7	12.1881	0.0016	2.5122	0.0465	0.2222	0.0020	0.48	1293	10	1276	13	1248	38	1288	20	-1.4	**
48	Ю-117/048	656	712	1.1	7.9239	0.0023	2.7799	0.0454	0.1598	0.0013	0.51	956	7	1350	12	2046	31	Discordant		41.2	
49	Ю-117/049	17	40	2.4	4.5841	0.0040	17.7733	0.3043	0.5912	0.0053	0.52	2994	21	2978	16	2968	30	2982	32	-0.6	**
50	Ю-117/050	266	247	0.9	8.0288	0.0023	6.2144	0.1049	0.3620	0.0031	0.50	1992	14	2006	15	2023	32	1999	26	0.7	**
51	Ю-117/051	44	36	0.8	6.3950	0.0032	9.9723	0.1878	0.4627	0.0043	0.49	2452	19	2432	17	2418	34	2440	31	-0.8	**
52	Ю-117/052	0	1	-	1.6199	0.1710	10.5828	3.7458	0.1244	0.0553	1.26	756	317	2487	328	4550	351	Discordant		229.1	

Таблица 3. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
53	Ю-117/053	110	176	1.6	8.5366	0.0023	5.1349	0.0946	0.3181	0.0028	0.48	1780	14	1842	16	1914	35	Discordant		3.5	
54	Ю-117/054	2464	2377	0.9	9.5133	0.0021	1.3261	0.0245	0.0915	0.0008	0.47	565	5	857	11	1717	36	Discordant		51.8	
55	Ю-117/055	455	560	1.2	14.2762	0.0014	1.3587	0.0258	0.1407	0.0012	0.47	849	7	871	11	931	41	852	14	2.6	**
56	Ю-117/056	170	283	1.7	14.0149	0.0015	1.5394	0.0303	0.1565	0.0014	0.46	938	8	946	12	968	42	939	15	0.9	**
57	Ю-117/057	163	333	2.1	11.8180	0.0018	2.6127	0.0510	0.2240	0.0020	0.46	1303	11	1304	14	1308	40	1303	20	0.1	**
58	Ю-117/058	242	203	0.8	14.5325	0.0015	1.3969	0.0289	0.1473	0.0014	0.45	886	8	888	12	894	44	886	15	0.2	**
59	Ю-117/059	393	403	1.0	14.0238	0.0015	1.5648	0.0316	0.1592	0.0014	0.45	952	8	956	12	967	43	953	16	0.4	**
60	Ю-117/060	194	227	1.2	14.2908	0.0016	1.3878	0.0292	0.1439	0.0013	0.44	867	8	884	12	928	45	869	15	2.0	**
61	Ю-117/061	35	127	3.6	7.9549	0.0028	6.4022	0.1368	0.3695	0.0035	0.44	2027	16	2033	19	2040	39	2029	30	0.3	**
62	Ю-117/062	1159	1671	1.4	9.6730	0.0023	1.3272	0.0284	0.0932	0.0009	0.44	574	5	858	12	1686	41	Discordant		49.4	
63	Ю-117/063	250	419	1.7	5.4083	0.0042	9.9226	0.2149	0.3894	0.0037	0.44	2120	17	2428	20	2698	37	Discordant		14.5	
64	Ю-117/064	339	387	1.1	8.7931	0.0026	5.1153	0.1121	0.3264	0.0031	0.44	1821	15	1839	19	1861	41	1826	28	1.0	**
65	Ю-117/065	146	222	1.5	7.6431	0.0030	6.5657	0.1463	0.3641	0.0035	0.43	2002	17	2055	20	2110	40	2019	31	2.6	**
66	Ю-117/066	229	162	0.7	8.8518	0.0027	4.9240	0.1122	0.3163	0.0031	0.43	1771	15	1806	19	1848	42	1781	28	2.0	**
67	Ю-117/067	56	482	8.7	9.4231	0.0025	4.2809	0.0977	0.2927	0.0029	0.43	1655	14	1690	19	1735	43	1664	27	2.1	**
68	Ю-117/068	66	138	2.1	11.2172	0.0022	2.9692	0.0706	0.2417	0.0024	0.42	1395	12	1400	18	1408	46	1396	24	0.3	**
69	Ю-117/069	399	303	0.8	14.2909	0.0017	1.3562	0.0326	0.1406	0.0014	0.42	848	8	870	14	928	50	850	16	2.6	**
70	Ю-117/070	29	104	3.6	9.0366	0.0028	4.7945	0.1154	0.3144	0.0032	0.42	1762	16	1784	20	1811	44	1768	29	1.2	**
71	Ю-117/071	519	699	1.4	12.5508	0.0020	2.0524	0.0512	0.1869	0.0019	0.41	1105	10	1133	17	1190	50	1108	20	2.6	**
72	Ю-117/072	293	490	1.7	14.0951	0.0019	1.3867	0.0354	0.1418	0.0015	0.41	855	8	883	15	957	53	857	16	3.3	**
73	Ю-117/073	86	124	1.4	8.1840	0.0032	4.7726	0.1237	0.2834	0.0030	0.41	1608	15	1780	22	1989	46	Discordant		10.7	
74	Ю-117/074	100	94	0.9	5.5330	0.0048	12.6336	0.3284	0.5072	0.0054	0.41	2645	23	2653	24	2660	43	2648	40	0.3	**
75	Ю-117/075	60	130	2.2	13.8502	0.0020	1.5071	0.0416	0.1515	0.0016	0.39	909	9	933	17	992	56	911	18	2.7	**
76	Ю-117/076	53	60	1.1	5.7544	0.0048	11.8090	0.3160	0.4931	0.0054	0.41	2584	23	2589	25	2595	45	2586	40	0.2	**
77	Ю-117/077	320	369	1.2	6.0646	0.0045	8.8779	0.2377	0.3907	0.0042	0.40	2126	19	2326	24	2507	45	Discordant		9.4	
78	Ю-117/078	231	194	0.8	14.4334	0.0020	1.3445	0.0378	0.1408	0.0016	0.39	849	9	865	16	908	58	851	17	1.9	**

Таблица 3. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$			$\pm 1\sigma$	CA	$\pm 2\sigma$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
79	Ю-117/079	179	186	1.1	14.4918	0.0020	1.3584	0.0387	0.1428	0.0016	0.39	861	9	871	17	900	59	862	18	1.2	**
80	Ю-117/080	235	1277	5.4	13.8162	0.0020	1.2591	0.0351	0.1262	0.0014	0.39	766	8	828	16	998	56	Discordant		8.0	
81	Ю-117/081	293	298	1.1	9.2622	0.0032	4.3084	0.1260	0.2896	0.0033	0.39	1639	16	1695	24	1766	53	1650	32	3.4	**
82	Ю-117/082	135	206	1.5	15.3929	0.0020	1.1228	0.0340	0.1254	0.0014	0.38	762	8	764	16	774	63	762	16	0.4	**
83	Ю-117/083	315	341	1.1	10.8489	0.0028	3.0866	0.0926	0.2430	0.0028	0.38	1402	14	1429	23	1472	56	1406	28	1.9	**
84	Ю-117/084	200	192	0.9	5.4365	0.0056	12.8416	0.3877	0.5066	0.0059	0.38	2642	25	2668	28	2689	49	2652	45	1.0	**
85	Ю-117/085	68	118	1.8	10.9421	0.0029	2.9512	0.0923	0.2343	0.0028	0.38	1357	14	1395	24	1455	59	1362	28	2.8	**
86	Ю-117/086	328	491	1.5	8.2194	0.0038	4.5522	0.1408	0.2715	0.0032	0.38	1548	16	1741	26	1981	54	Discordant		12.4	
87	Ю-117/087	162	366	2.3	9.0643	0.0035	4.8720	0.1526	0.3204	0.0038	0.38	1792	18	1797	26	1805	56	1793	35	0.3	**
88	Ю-117/088	229	280	1.2	8.3215	0.0038	5.9544	0.1887	0.3595	0.0043	0.38	1980	20	1969	28	1959	56	1977	38	-0.5	**
89	Ю-117/089	218	131	0.6	13.9865	0.0024	1.5043	0.0499	0.1527	0.0019	0.37	916	10	932	20	972	66	917	21	1.8	**
90	Ю-117/090	1160	757	0.6	12.8613	0.0025	1.5854	0.0514	0.1480	0.0018	0.37	890	10	964	20	1141	63	Discordant		8.4	
91	Ю-117/091	182	232	1.3	14.7673	0.0024	1.0042	0.0349	0.1076	0.0014	0.37	659	8	706	18	861	70	Discordant		7.1	
92	Ю-117/092	2891	1227	0.4	13.8187	0.0025	1.1357	0.0390	0.1139	0.0014	0.37	695	8	770	18	997	68	Discordant		10.8	
93	Ю-117/093	99	133	1.3	7.5254	0.0047	5.2951	0.1865	0.2891	0.0038	0.37	1637	19	1868	30	2137	60	Discordant		14.1	
94	Ю-117/094	138	121	0.9	7.8908	0.0045	5.6680	0.1999	0.3245	0.0042	0.37	1812	20	1926	30	2054	61	Discordant		6.3	
95	Ю-117/095	90	309	3.4	12.2289	0.0029	2.2058	0.0786	0.1957	0.0025	0.36	1152	14	1183	25	1241	68	1156	27	2.6	**
96	Ю-117/096	35	64	1.8	10.3482	0.0036	3.3185	0.1224	0.2492	0.0034	0.36	1434	17	1485	29	1561	67	1441	34	3.6	**
97	Ю-117/097	240	252	1.0	15.4760	0.0024	1.1402	0.0421	0.1280	0.0017	0.36	777	10	773	20	762	76	776	19	-0.5	**
98	Ю-117/098	118	184	1.6	13.4107	0.0028	1.8044	0.0671	0.1756	0.0024	0.36	1043	13	1047	24	1057	73	1043	25	0.4	**
99	Ю-117/099	393	494	1.3	9.4326	0.0039	4.1803	0.1547	0.2861	0.0038	0.36	1622	19	1670	30	1733	66	1630	37	3.0	**
100	Ю-117/100	273	364	1.3	6.5702	0.0056	5.9948	0.2243	0.2858	0.0039	0.36	1620	19	1975	32	2371	62	Discordant		21.9	
101	Ю-117/101	18	51	2.9	10.7615	0.0037	2.9754	0.1199	0.2323	0.0033	0.36	1347	17	1401	31	1487	74	1353	34	4.0	**
102	Ю-117/102	331	638	1.9	14.6910	0.0027	1.3564	0.0537	0.1446	0.0020	0.35	871	11	870	23	871	79	871	23	-0.1	**
103	Ю-117/103	61	130	2.1	14.6895	0.0028	1.4007	0.0571	0.1493	0.0021	0.35	897	12	889	24	871	81	896	24	-0.9	**
104	Ю-117/104	360	393	1.1	14.3835	0.0028	1.3720	0.0557	0.1432	0.0020	0.35	863	12	877	24	915	80	864	23	1.6	**

Таблица 3. Окончание

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения							Возраст, млн лет							D	**	
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	CA			±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
105	Ю-117/105	282	544	1.9	13.9705	0.0029	1.3088	0.0535	0.1327	0.0019	0.35	803	11	850	24	975	80	805	22	5.8	**
106	Ю-117/106	9	21	2.2	8.4946	0.0049	5.7959	0.2496	0.3572	0.0061	0.40	1969	29	1946	37	1922	73	1962	53	-1.2	**
107	Ю-117/107	192	350	1.8	14.5133	0.0028	1.3642	0.0572	0.1437	0.0021	0.35	865	12	874	24	896	83	866	24	1.0	**
108	Ю-117/108	506	506	1.0	14.7348	0.0028	1.3769	0.0581	0.1472	0.0022	0.35	885	12	879	25	865	84	885	24	-0.7	**
109	Ю-117/109	236	283	1.2	14.4683	0.0029	1.3671	0.0585	0.1435	0.0022	0.35	865	12	875	25	903	85	865	24	1.2	**
110	Ю-117/110	111	377	3.4	8.0710	0.0052	6.1457	0.2633	0.3599	0.0054	0.35	1982	26	1997	37	2014	73	1985	48	0.8	**
111	Ю-117/111	306	284	0.9	14.5054	0.0030	1.4432	0.0649	0.1519	0.0024	0.35	912	13	907	27	898	89	911	26	-0.5	**
112	Ю-117/112	939	970	1.0	14.5143	0.0030	1.3346	0.0602	0.1406	0.0022	0.35	848	12	861	26	896	89	849	25	1.5	**
113	Ю-117/113	348	381	1.1	8.0051	0.0056	6.3931	0.2910	0.3713	0.0059	0.35	2036	28	2031	40	2028	77	2035	52	-0.2	**
114	Ю-117/114	1156	808	0.7	13.3888	0.0034	1.4667	0.0675	0.1425	0.0023	0.34	859	13	917	28	1061	88	861	25	6.8	**
115	Ю-117/115	152	110	0.7	14.2046	0.0033	1.4554	0.0692	0.1500	0.0024	0.34	901	14	912	29	941	93	902	27	1.2	**
116	Ю-117/116	427	790	1.8	14.6830	0.0031	1.3316	0.0625	0.1419	0.0023	0.34	855	13	860	27	872	92	856	26	0.5	**
117	Ю-117/117	42	129	3.0	9.5503	0.0049	4.1956	0.1997	0.2907	0.0048	0.34	1645	24	1673	39	1710	83	1650	46	1.7	**
118	Ю-117/118	844	1713	2.0	6.6292	0.0070	4.8028	0.2292	0.2310	0.0038	0.34	1340	20	1785	40	2356	78	Discordant		33.2	
119	Ю-117/119	115	285	2.5	12.5086	0.0038	2.1438	0.1039	0.1946	0.0032	0.34	1146	17	1163	34	1196	91	1148	34	1.5	**
120	Ю-117/120	138	184	1.3	8.0083	0.0060	6.2807	0.3065	0.3650	0.0061	0.34	2006	29	2016	43	2025	82	2008	55	0.5	**

Примечание. Rho — коэффициент корреляции между ошибками отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Rho = $(\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, где σ — относительная ошибка того или иного отношения (Gerdes, Zeh, 2006; Powerman et al., 2021); CA — конкордантный возраст (Ludwig, 2008), D — дискордантность, вычисленная по формуле $(\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{Возраст}(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})) \times 100$ — 100%. (***) — для построения кривой относительной вероятности цирконов и вычисления ее пиков использовались только те значения возрастов, которые характеризуются конкордантным возрастом (CA), при этом в них значения показателя дискордантности составляли не более 10%, а ошибка значений отношений возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ не более 3%.

Таблица 4. U–Th–Pb (LA-ICP-MS) данные для зерен детритового циркона из алевролита нортуйской свиты (обр. Ю-123) Аргунского континентального массива

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	Ю-123/001	657	1109	1.7	15.1492	0.0008	1.2128	0.0113	0.1333	0.0010	0.81	807	6	806	5	807	24	807	10	-0.0	**
2	Ю-123/002	159	219	1.4	14.7580	0.0009	1.2012	0.0143	0.1286	0.0010	0.65	780	6	801	7	861	28	Discordant		2.7	
3	Ю-123/003	97	168	1.7	15.4847	0.0010	1.1028	0.0144	0.1239	0.0010	0.61	753	6	755	7	761	31	753	11	0.2	**
4	Ю-123/004	158	244	1.6	15.7356	0.0009	1.2471	0.0134	0.1312	0.0010	0.72	795	6	777	6	727	28	Discordant		-2.2	
5	Ю-123/005	335	331	1.0	14.7102	0.0009	1.4089	0.0149	0.1504	0.0012	0.72	903	6	893	6	868	26	897	12	-1.2	**
6	Ю-123/006	185	270	1.5	15.2788	0.0010	1.1134	0.0151	0.1234	0.0010	0.59	750	6	760	7	789	32	752	11	1.3	**
7	Ю-123/007	247	364	1.5	9.6712	0.0012	1.2471	0.0386	0.2948	0.0022	0.24	1666	11	1674	8	1686	1	Discordant		0.5	
8	Ю-123/008	665	1077	1.6	9.6367	0.0012	2.8612	0.0256	0.2001	0.0015	0.84	1178	8	1372	7	1692	11	Discordant		16.7	
9	Ю-123/009	664	661	1.0	12.7681	0.0010	1.4023	0.0140	0.1299	0.0010	0.76	787	6	890	6	1155	24	Discordant		13.0	
10	Ю-123/010	116	203	1.8	15.5497	0.0010	1.0821	0.0151	0.1221	0.0010	0.57	743	6	745	7	752	33	743	11	0.3	**
11	Ю-123/011	308	407	1.3	15.5280	0.0008	1.1166	0.0119	0.1258	0.0010	0.72	764	6	761	6	755	26	763	10	-0.3	**
12	Ю-123/012	158	237	1.5	15.2695	0.0009	1.1485	0.0136	0.1273	0.0010	0.66	772	6	776	6	790	29	774	11	0.6	**
13	Ю-123/013	264	692	2.6	15.2184	0.0008	1.2471	0.0122	0.1377	0.0010	0.77	832	6	822	6	797	25	825	11	-1.2	**
14	Ю-123/014	144	233	1.6	15.2230	0.0009	1.1858	0.0140	0.1310	0.0010	0.66	794	6	794	6	796	28	794	11	0.1	**
15	Ю-123/015	106	189	1.8	15.4297	0.0009	1.1546	0.0144	0.1293	0.0010	0.63	784	6	779	7	768	30	782	11	-0.5	**
16	Ю-123/016	126	212	1.7	15.2022	0.0009	1.1372	0.0139	0.1254	0.0010	0.64	762	6	771	7	799	29	764	11	1.2	**
17	Ю-123/017	205	326	1.6	14.7124	0.0009	1.2471	0.0151	0.1509	0.0012	0.64	906	6	895	6	868	26	Discordant		-1.3	
18	Ю-123/019	654	1323	2.0	14.8104	0.0008	1.2471	0.0128	0.1479	0.0011	0.73	889	6	879	6	854	24	Discordant		-1.2	
19	Ю-123/020	377	480	1.3	15.3210	0.0008	1.2471	0.0127	0.1366	0.0010	0.75	826	6	814	6	783	26	824	11	-1.4	**
20	Ю-123/021	145	252	1.7	15.6104	0.0009	1.1236	0.0133	0.1273	0.0010	0.66	772	6	765	6	744	29	770	11	-1.0	**
21	Ю-123/022	126	300	2.4	14.9925	0.0009	1.2330	0.0138	0.1341	0.0010	0.69	811	6	816	6	828	27	813	11	0.5	**
22	Ю-123/023	94	344	3.7	14.5709	0.0009	1.0992	0.0118	0.1162	0.0010	0.71	709	5	753	6	889	26	Discordant		6.2	
23	Ю-123/024	146	250	1.7	15.4154	0.0009	1.1197	0.0132	0.1252	0.0010	0.65	761	6	763	6	770	29	761	11	0.3	**
24	Ю-123/025	261	328	1.3	15.5448	0.0008	1.1051	0.0124	0.1246	0.0010	0.69	757	6	756	6	752	28	757	10	-0.2	**
25	Ю-123/026	626	601	1.0	15.3633	0.0008	1.1526	0.0117	0.1285	0.0010	0.74	779	6	778	6	777	26	779	10	-0.1	**
26	Ю-123/027	138	165	1.2	8.9190	0.0014	1.2471	0.0509	0.3300	0.0025	0.19	1838	12	1836	8	1834	22	3622	25	-0.1	**

Таблица 4. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb			±1σ	CA	±2σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
27	Ю-123/028	56	132	2.4	5.6954	0.0021	1.2471	0.1133	0.4902	0.0038	0.08	2572	16	2594	9	2612	19	Discordant		0.8	
28	Ю-123/029	77	122	1.6	6.4982	0.0018	1.2471	0.0939	0.4540	0.0035	0.10	2413	16	2400	9	2390	20	Discordant		-0.6	
29	Ю-123/030	244	314	1.3	14.4425	0.0009	1.2240	0.0131	0.1283	0.0010	0.72	778	6	812	6	906	26	Discordant		4.3	
30	Ю-123/031	68	170	2.5	15.4440	0.0010	1.1284	0.0148	0.1265	0.0010	0.60	768	6	767	7	766	31	767	11	-0.1	**
31	Ю-123/032	93	135	1.5	14.2227	0.0011	1.4210	0.0194	0.1467	0.0012	0.59	882	7	898	8	937	31	886	13	1.8	**
32	Ю-123/033	216	747	3.4	14.4279	0.0008	1.3773	0.0137	0.1442	0.0011	0.76	868	6	879	6	908	25	875	11	1.3	**
33	Ю-123/034	161	184	1.1	13.3779	0.0012	1.1380	0.0164	0.1105	0.0009	0.57	675	5	772	8	1062	32	Discordant		14.2	
34	Ю-123/035	290	496	1.7	13.7476	0.0009	1.4964	0.0155	0.1493	0.0011	0.74	897	6	929	6	1007	25	Discordant		3.6	
35	Ю-123/036	400	272	0.7	15.3822	0.0009	1.1145	0.0134	0.1244	0.0010	0.65	756	6	760	6	775	29	757	11	0.6	**
36	Ю-123/037	96	189	2.0	14.9858	0.0010	1.1694	0.0152	0.1272	0.0010	0.61	772	6	786	7	829	31	775	11	1.9	**
37	Ю-123/038	194	276	1.4	15.6494	0.0009	1.1067	0.0134	0.1257	0.0010	0.65	763	6	757	6	738	29	761	11	-0.9	**
38	Ю-123/039	240	363	1.5	15.2625	0.0009	1.1291	0.0129	0.1251	0.0010	0.68	760	6	767	6	791	28	762	11	1.0	**
39	Ю-123/040	161	275	1.7	15.5087	0.0009	1.1116	0.0135	0.1251	0.0010	0.64	760	6	759	6	757	29	760	11	-0.1	**
40	Ю-123/041	202	315	1.6	15.4131	0.0009	1.1189	0.0133	0.1251	0.0010	0.65	760	6	762	6	770	29	761	11	0.3	**
41	Ю-123/043	521	544	1.0	15.5473	0.0008	1.1045	0.0120	0.1246	0.0010	0.71	757	6	756	6	752	27	756	10	-0.2	**
42	Ю-123/044	74	157	2.1	15.2393	0.0010	1.1426	0.0160	0.1264	0.0010	0.58	767	6	774	8	794	33	768	11	0.9	**
43	Ю-123/045	253	349	1.4	15.5015	0.0009	1.1126	0.0133	0.1252	0.0010	0.65	760	6	759	6	758	29	760	11	-0.1	**
44	Ю-123/046	240	332	1.4	15.6201	0.0009	1.0866	0.0133	0.1232	0.0010	0.64	749	6	747	6	742	30	748	11	-0.2	**
45	Ю-123/047	212	322	1.5	15.5255	0.0009	1.0872	0.0130	0.1225	0.0010	0.65	745	6	747	6	755	29	746	11	0.3	**
46	Ю-123/048	216	309	1.4	15.4560	0.0009	1.1320	0.0135	0.1270	0.0010	0.65	770	6	769	6	764	29	770	11	-0.2	**
47	Ю-123/049	358	496	1.4	15.6031	0.0009	1.0595	0.0127	0.1200	0.0009	0.64	730	5	734	6	744	29	731	10	0.4	**
48	Ю-123/050	76	106	1.4	16.0488	0.0012	0.7931	0.0140	0.0924	0.0008	0.48	570	5	593	8	685	40	Discordant		4.1	
49	Ю-123/051	169	282	1.7	7.7018	0.0016	4.7504	0.0491	0.2655	0.0020	0.74	1518	10	1776	9	2096	22	Discordant		17.0	
50	Ю-123/052	216	316	1.5	15.3846	0.0009	1.0912	0.0132	0.1218	0.0010	0.64	741	6	749	6	774	29	743	11	1.1	**
51	Ю-123/053	315	397	1.3	8.3292	0.0015	3.5816	0.0372	0.2165	0.0017	0.74	1263	9	1546	8	1957	22	Discordant		22.4	

Таблица 4. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет								D	**	
					²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Rho	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	±1σ	CA	±2σ			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
52	Ю-123/054	112	219	2.0	8.4154	0.0016	2.2363	0.0257	0.1366	0.0011	0.69	825	6	1192	8	1939	24	Discordant		44.5	**
53	Ю-123/055	253	375	1.5	15.4799	0.0009	1.1434	0.0134	0.1284	0.0010	0.66	779	6	774	6	762	29	777	11	-0.6	**
54	Ю-123/056	341	505	1.5	15.5569	0.0009	1.1067	0.0125	0.1249	0.0010	0.68	759	6	757	6	751	28	758	11	-0.3	**
55	Ю-123/057	126	233	1.8	5.2482	0.0023	11.9150	0.1208	0.4538	0.0035	0.76	2412	16	2598	10	2747	20	Discordant		7.7	
56	Ю-123/058	353	504	1.4	13.5044	0.0012	1.3887	0.0209	0.1361	0.0011	0.55	822	6	884	9	1043	34	Discordant		7.5	
57	Ю-123/059	121	222	1.8	15.3894	0.0010	1.1184	0.0148	0.1249	0.0010	0.60	759	6	762	7	774	31	760	11	0.5	**
58	Ю-123/060	324	347	1.1	15.4847	0.0009	1.0984	0.0133	0.1234	0.0010	0.64	750	6	753	6	761	29	751	11	0.3	**
59	Ю-123/061	70	120	1.7	15.2602	0.0018	1.1520	0.0300	0.1276	0.0011	0.32	774	6	778	14	791	56	774	12	0.5	**
60	Ю-123/062	233	404	1.7	15.9974	0.0009	1.2471	0.0129	0.1245	0.0010	0.75	756	6	740	6	692	29	Discordant		-2.2	
61	Ю-123/063	116	387	3.3	10.3648	0.0012	1.2471	0.0383	0.2672	0.0021	0.25	1527	10	1539	8	1557	24	Discordant		0.8	
62	Ю-123/064	384	727	1.9	14.2572	0.0009	1.4596	0.0163	0.1510	0.0012	0.69	907	6	914	7	932	27	910	12	0.8	**
63	Ю-123/065	360	319	0.9	15.0602	0.0010	1.1382	0.0142	0.1244	0.0010	0.63	756	6	772	7	819	30	760	11	2.1	**
64	Ю-123/066	179	1297	7.2	14.9232	0.0009	1.3322	0.0143	0.1443	0.0011	0.72	869	6	860	6	838	26	864	12	-1.0	**
65	Ю-123/067	163	2454	15.1	14.8721	0.0008	1.2774	0.0135	0.1378	0.0010	0.72	832	6	836	6	845	26	834	11	0.4	**
66	Ю-123/068	141	322	2.3	14.5264	0.0012	1.1374	0.0174	0.1199	0.0010	0.54	730	6	771	8	894	35	Discordant		5.7	
67	Ю-123/069	385	316	0.8	14.9970	0.0010	1.0744	0.0136	0.1169	0.0009	0.62	713	5	741	7	828	30	Discordant		3.9	
68	Ю-123/070	15	327	21.9	4.9142	0.0026	1.2471	0.1644	0.5561	0.0043	0.06	2850	18	2852	10	2854	20	Discordant		0.1	
69	Ю-123/071	131	239	1.8	15.5231	0.0010	1.1171	0.0150	0.1258	0.0010	0.59	764	6	762	7	755	32	763	11	-0.3	**
70	Ю-123/072	428	3122	7.3	15.0331	0.0008	1.0978	0.0118	0.1198	0.0009	0.71	729	5	752	6	823	27	Discordant		3.2	
71	Ю-123/073	284	349	1.2	15.3421	0.0010	1.0834	0.0137	0.1206	0.0010	0.62	734	6	745	7	780	30	737	11	1.5	**
72	Ю-123/074	197	252	1.3	13.6575	0.0010	1.6730	0.0209	0.1658	0.0013	0.63	989	7	998	8	1020	29	992	14	1.0	**
73	Ю-123/075	214	394	1.8	14.5054	0.0010	1.3472	0.0164	0.1418	0.0011	0.64	855	6	866	7	897	28	859	12	1.4	**
74	Ю-123/076	157	254	1.6	15.8479	0.0010	1.2471	0.0145	0.1243	0.0010	0.68	755	6	744	7	712	32	Discordant		-1.5	
75	Ю-123/077	110	209	1.9	13.7382	0.0011	1.2521	0.0170	0.1248	0.0010	0.59	758	6	824	8	1008	31	Discordant		8.7	
76	Ю-123/078	990	659	0.7	14.3308	0.0010	1.3348	0.0156	0.1388	0.0011	0.67	838	6	861	7	922	28	Discordant		2.7	

Таблица 4. Продолжение

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$			$\pm 1\sigma$	CA	$\pm 2\sigma$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
77	Ю-123/079	139	219	1.6	15.1883	0.0010	1.1018	0.0153	0.1214	0.0010	0.58	739	6	754	7	801	32	742	11	2.1	**
78	Ю-123/080	78	162	2.1	15.1263	0.0011	1.0996	0.0162	0.1207	0.0010	0.55	735	6	753	8	810	34	738	11	2.5	**
79	Ю-123/081	190	204	1.1	14.4175	0.0011	1.3382	0.0184	0.1400	0.0011	0.59	845	6	862	8	910	32	849	12	2.1	**
80	Ю-123/082	142	295	2.1	15.0784	0.0010	1.1917	0.0157	0.1304	0.0010	0.60	790	6	797	7	817	31	792	12	0.8	**
81	Ю-123/083	275	353	1.3	15.5594	0.0010	1.0825	0.0141	0.1222	0.0010	0.61	743	6	745	7	750	31	744	11	0.2	**
82	Ю-123/084	396	455	1.2	6.9633	0.0020	2.7957	0.0329	0.1413	0.0011	0.67	852	6	1354	9	2271	24	Discordant		59.0	
83	Ю-123/085	1164	1248	1.1	15.0534	0.0009	0.9720	0.0114	0.1062	0.0008	0.67	650	5	690	6	820	28	Discordant		6.0	
84	Ю-123/086	437	433	1.0	15.2207	0.0010	1.0986	0.0143	0.1213	0.0010	0.61	738	6	753	7	797	31	741	11	2.0	**
85	Ю-123/087	344	433	1.3	15.5642	0.0010	1.0752	0.0138	0.1214	0.0010	0.61	739	6	741	7	750	31	739	11	0.3	**
86	Ю-123/088	1314	2598	2.0	8.9558	0.0015	2.8955	0.0330	0.1882	0.0015	0.68	1111	8	1381	9	1826	24	Discordant		24.2	
87	Ю-123/089	42	68	1.6	7.4278	0.0020	1.2471	0.0950	0.3959	0.0033	0.11	2150	15	2154	12	2159	26	3893	25	0.2	**
88	Ю-123/090	94	470	5.0	14.9120	0.0010	1.2004	0.0152	0.1299	0.0010	0.62	787	6	801	7	840	30	791	11	1.7	**
89	Ю-123/091	177	333	1.9	7.8722	0.0018	1.2471	0.0775	0.3726	0.0029	0.13	2042	14	2049	10	2057	24	3802	25	0.4	**
90	Ю-123/092	66	131	2.0	3.6947	0.0046	2.5605	0.0382	0.0686	0.0006	0.63	428	4	1289	11	3310	27	Discordant		201.3	
91	Ю-123/093	442	483	1.1	14.5624	0.0010	1.3142	0.0168	0.1389	0.0011	0.62	838	6	852	7	889	30	842	12	1.6	**
92	Ю-123/094	577	786	1.4	14.0746	0.0010	1.3660	0.0169	0.1395	0.0011	0.64	842	6	874	7	959	29	Discordant		3.9	
93	Ю-123/095	16	10	0.6	1.3456	0.0124	55.6429	2.2306	0.5433	0.0214	0.98	2797	89	4099	40	4817	24	Discordant		46.5	
94	Ю-123/096	272	361	1.3	14.8104	0.0010	1.1380	0.0154	0.1223	0.0010	0.59	744	6	772	7	854	32	Discordant		3.7	
95	Ю-123/097	164	229	1.4	14.7754	0.0011	1.3285	0.0188	0.1424	0.0012	0.58	858	6	858	8	859	33	858	13	-0.0	**
96	Ю-123/098	164	263	1.6	14.5476	0.0011	1.2025	0.0170	0.1270	0.0010	0.58	770	6	802	8	891	32	Discordant		4.1	
97	Ю-123/099	230	316	1.4	14.9611	0.0011	1.0317	0.0152	0.1120	0.0009	0.56	684	5	720	8	833	34	Discordant		5.2	
98	Ю-123/100	213	289	1.4	15.0376	0.0010	1.2471	0.0184	0.1455	0.0012	0.54	876	7	860	8	822	32	Discordant		-1.8	
99	Ю-123/101	292	460	1.6	15.3846	0.0010	1.1151	0.0151	0.1245	0.0010	0.59	756	6	761	7	774	32	757	11	0.6	**
100	Ю-123/102	246	351	1.4	15.5207	0.0010	1.0857	0.0152	0.1223	0.0010	0.58	744	6	746	7	756	33	744	11	0.4	**
101	Ю-123/103	117	342	2.9	7.7101	0.0019	4.0077	0.0511	0.2242	0.0018	0.63	1304	10	1636	10	2094	26	Discordant		25.4	
102	Ю-123/104	597	1367	2.3	14.5836	0.0010	1.3427	0.0170	0.1421	0.0011	0.63	856	6	864	7	886	30	859	12	0.9	**

Таблица 4. Окончание

№ п/п	Номер анализа	Th, мкг/г	U, мкг/г	U/ Th	Изотопные отношения						Возраст, млн лет						D	**			
					$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Rho	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$			CA	$\pm 2\sigma$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
103	Ю-123/105	100	187	1.9	15.2858	0.0011	1.1070	0.0172	0.1228	0.0010	0.54	747	6	757	8	788	36	748	12	1.4	**
104	Ю-123/106	79	155	2.0	5.9492	0.0027	1.2471	0.1577	0.4843	0.0042	0.07	2546	18	2541	13	2539	26	Discordant		-0.2	
105	Ю-123/107	500	1007	2.0	14.5012	0.0010	1.3508	0.0174	0.1421	0.0011	0.62	856	6	868	8	898	30	860	12	1.3	**
106	Ю-123/108	11	48	4.3	2.5134	0.0081	5.2431	0.0933	0.0956	0.0011	0.65	589	6	1860	15	3901	30	Discordant		215.9	
107	Ю-123/109	269	354	1.3	15.8705	0.0010	1.2471	0.0155	0.1248	0.0010	0.65	758	6	745	8	708	34	Discordant		-1.7	
108	Ю-123/110	194	293	1.5	15.1492	0.0011	1.1063	0.0162	0.1216	0.0010	0.56	740	6	756	8	807	34	743	11	2.2	**
109	Ю-123/111	251	207	0.8	14.0667	0.0012	1.3597	0.0204	0.1388	0.0011	0.55	838	6	872	9	960	34	Discordant		4.1	
110	Ю-123/112	429	806	1.9	13.7400	0.0011	1.6244	0.0216	0.1620	0.0013	0.60	968	7	980	8	1008	30	971	14	1.2	**
111	Ю-123/113	167	930	5.6	13.4138	0.0011	1.2471	0.0240	0.1765	0.0014	0.42	1048	8	1050	9	1056	30	Discordant		0.2	
112	Ю-123/114	110	164	1.5	9.2721	0.0017	1.2471	0.0622	0.3033	0.0025	0.16	1708	12	1732	12	1763	28	3495	28	1.4	**
113	Ю-123/115	338	753	2.2	13.6110	0.0011	1.6286	0.0219	0.1608	0.0013	0.60	962	7	981	8	1027	30	967	14	2.1	**
114	Ю-123/116	140	257	1.8	15.5763	0.0011	1.0548	0.0168	0.1192	0.0010	0.54	726	6	731	8	748	36	727	11	0.7	**
115	Ю-123/117	154	294	1.9	14.7167	0.0011	1.3717	0.0201	0.1465	0.0012	0.56	881	7	877	9	867	34	880	13	-0.5	**
116	Ю-123/118	153	268	1.8	15.1999	0.0011	1.0886	0.0166	0.1201	0.0010	0.54	731	6	748	8	800	35	734	11	2.3	**
117	Ю-123/119	127	248	2.0	15.5280	0.0012	1.0457	0.0177	0.1178	0.0010	0.50	718	6	727	9	755	39	719	11	1.2	**
118	Ю-123/120	168	312	1.9	15.2486	0.0011	1.0760	0.0162	0.1191	0.0010	0.55	725	6	742	8	793	35	728	11	2.3	**

Примечание. Rho – коэффициент корреляции между ошибками отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Rho = $(\sigma(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})) / (\sigma(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})/(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}))$, где σ – относительная ошибка того или иного отношения (Gerdes, Zeh, 2006; Powerman et al., 2021); CA – конкордантный возраст (Ludwig, 2008), D – дискордантность, вычисленная по формуле $(\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/\text{Возраст}(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) \times 100) - 100\%$. (***) – для построения кривой относительной вероятности цирконов и вычисления ее пиков использовались только те значения возрастов, которые характеризуются конкордантным возрастом (CA), при этом в них значения показателя дискордантности составляли не более 10%, а ошибка значений отношений возрастов $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ не более 3%.

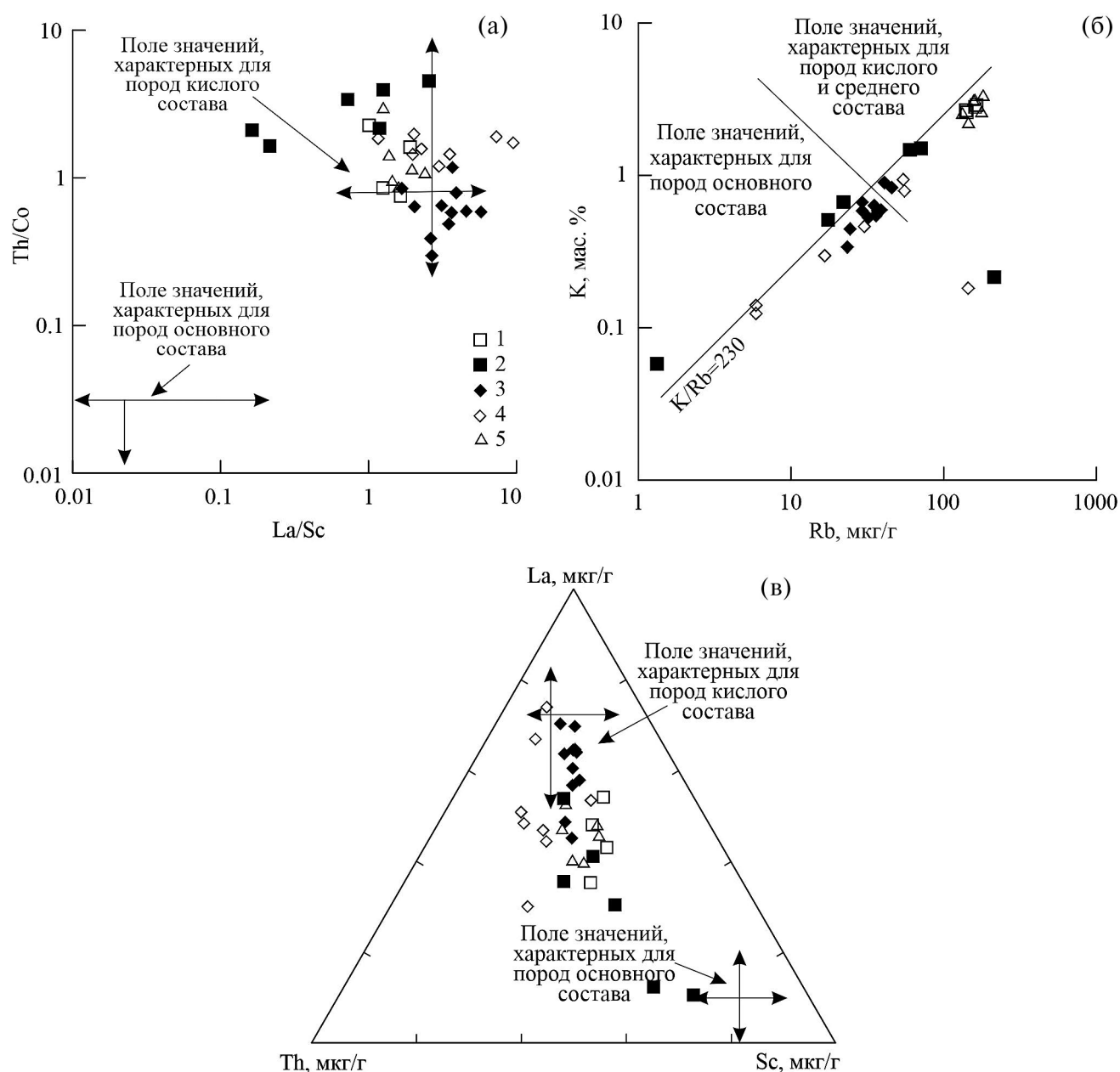


Рис. 8. Диаграммы La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002) (а), Rb–K (Floyd, Leveridge, 1987) (б), Th–La–Sc (Cullers, 2002) (в) для осадочных пород надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива.

1 – алевролиты надаровской свиты; 2 – песчаники надаровской свиты; 3 – песчаники урулюнгуйской свиты (Смирнова и др., 2022); 4 – песчаники, алевропесчаники и алевролиты дырбылкейской свиты (Смирнова и др., 2022); 5 – алевролиты песчанистые нортуйской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Прежде всего обратимся к интерпретации результатов геохимических исследований. Для реконструкции основных источников сноса кластического материала в настоящее время разработана серия дискриминационных диаграмм (Bhatia, Crook, 1986; Floyd, Leveridge, 1987; Wronkiewicz, Condie, 1987; Тейлор,

Мак-Леннан, 1988; Cullers, 2002 и др.). Среди них наиболее информативными являются диаграммы, в основе которых лежат содержания и соотношения микроэлементов, наименее подверженные вариациям при постседиментационных процессах.

Положение фигуративных точек состава осадочных пород надаровской и нортуйской свит на диаграмме La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002) свидетельствует

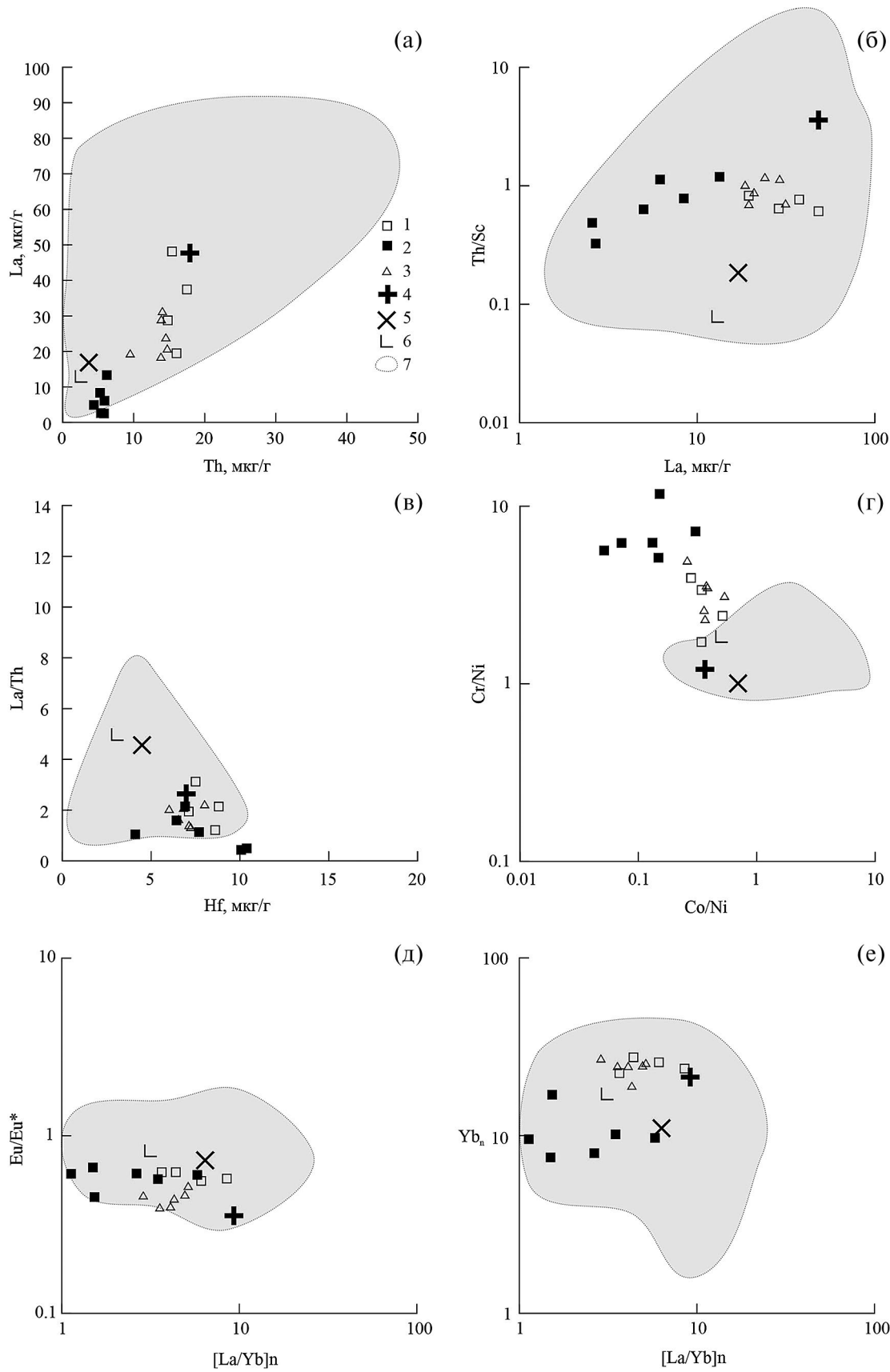


Рис. 9. Диаграммы Th–La (а), La–Th/Sc (б), Hf–La/Th (в), Co/Ni–Cr/Ni (г), $[La/Yb]_n - Eu/Eu^*$ (д), $[La/Yb]_n - Yb_n$ (е) для осадочных пород надаровской и нортуйской свит Аргунского континентального массива. 1 – алевролиты надаровской свиты; 2 – песчаники надаровской свиты; 3 – песчаные алевролиты нортуйской свиты; 4–6 – состав по (Condie, 1993): 4 – протерозойские граниты, 5 – позднепротерозойские андезиты, 6 – позднепротерозойские базальты; 7 – поле состава позднепротерозойских образований Аргунского массива (Gou et al., 2013; Tang et al., 2013; Liu et al., 2020; Feng et al., 2022).

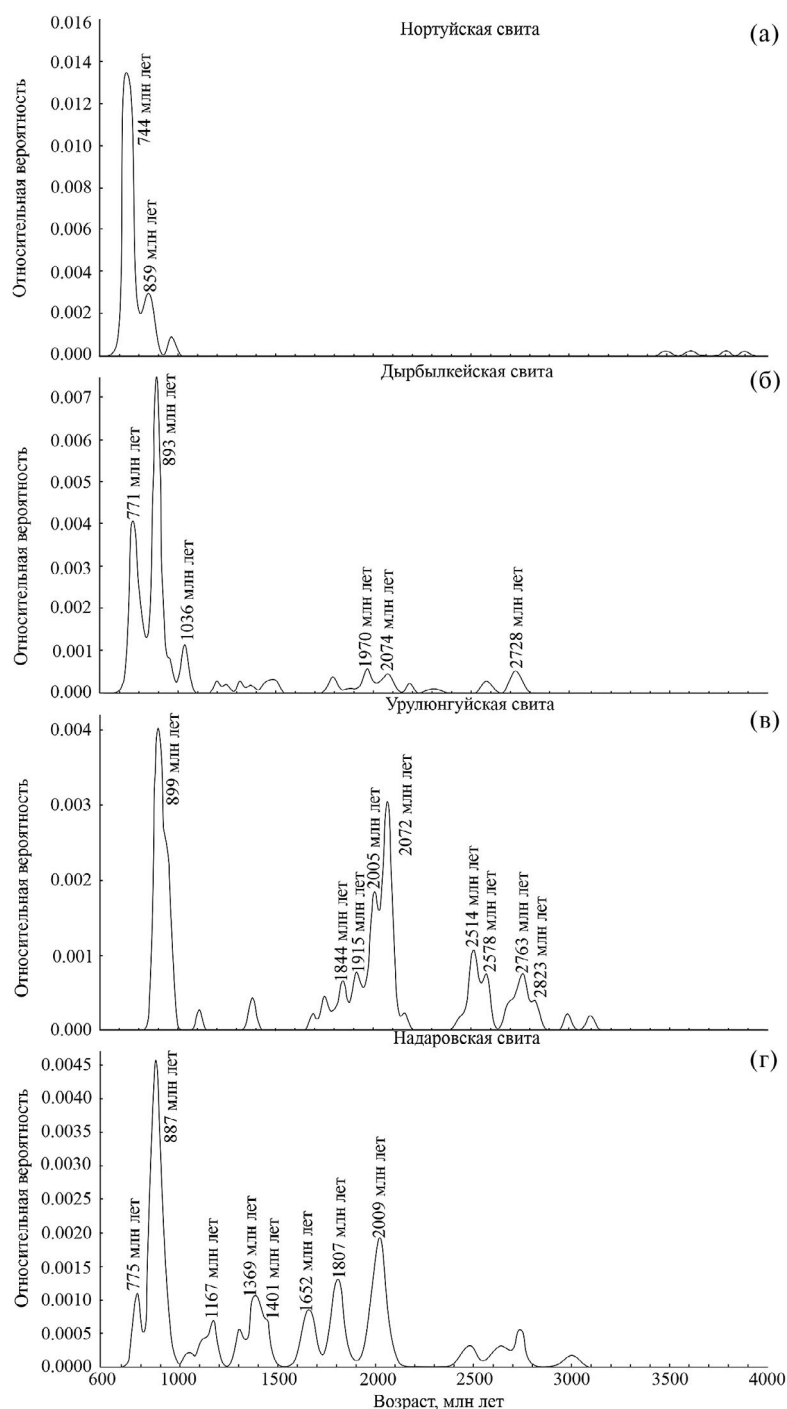


Рис. 10. Кривые относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона из (а) песчанистого алевролита нортуйской свиты (обр. Ю-123), (б) песчаника дырбылкейской свиты (обр. Ю-115-2) (Смирнова и др., 2022), (в) песчаника урулюнгуйской свиты (обр. Ю-112) (Смирнова и др., 2022), (г) алевролита надаровской свиты (обр. Ю-117) Аргунского континентального массива.

о присутствии в области сноса кислых магматических пород (рис. 8а). Данный вывод согласуется с доминированием в изученных образцах осадочных пород обломков кварца и полевых шпатов и присутствием среди акцессорных минералов силикатических разновидностей (циркон, гранат и апатит).

На диаграмме Rb—K (Floyd, Leveridge, 1987) фигуративные точки состава песчаных алевролитов нортуйской свиты и алевролитов надаровской свиты лежат компактно в поле пород, источниками которых являются образования кислого и среднего состава (рис. 8б). Песчаники надаровской свиты характеризуются значительными вариациями содержания K и Rb и попадают в поле пород, сформированных за счет размыва образований кислого, среднего и основного состава.

На смешанный состав исходных пород также указывают вариации микроэлементов, лежащих в основе диаграммы La—Th—Sc (Cullers, 2002) (рис. 8в). Значительное сходство по геохимическому составу осадочных пород надаровской и нортуйской свит с ранее изученными породами урулюнгульской и дырбылкейской свит даурской серии свидетельствует о единых источниках сноса исходного материала для них (рис. 8).

Для выявления состава исходных пород также использовалась серия диаграмм Th—La, La—Th/Sc, Hf—La/Th, Co/Ni—Cr/Ni, $[La/Yb]_n$ —Eu/Eu* и $[La/Yb]_n$ —Yb_n, на которых в качестве геохимических “этапонов” вынесены средние составы протерозойского гранита, позднепротерозойского андезита и позднепротерозойского базальта по данным (Condie, 1993). Осадочные породы надаровской и нортуйской свит на диаграммах, представленных на рис. 9, соответствуют отложениям, накопление которых происходило за счет размыва различных по кремнекислотности исходных пород.

Для алевролитов надаровской свиты типичны наиболее низкие значения величины $\epsilon_{Nd(t)} = -6.6$ при раннепротерозойских значениях Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = 2.0$ млрд лет), которые наиболее близки оценкам $\epsilon_{Nd(t)} = -6.1 \dots -5.4$ и $t_{Nd(DM)} = 2.2 \dots 2.0$ млрд лет, выявленным ранее для песчаников урулюнгульской свиты даурской серии (Смирнова и др., 2022) (рис. 6). Для алевролитов нортуйской свиты и осадочных пород дырбылкейской свиты даурской серии также установлены близкие значения величин $\epsilon_{Nd(t)}$ и $t_{Nd(DM)}$ ($\epsilon_{Nd(t)} = -3.5$, $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет и $\epsilon_{Nd(t)} = -4.2 \dots -2.3$, $t_{Nd(DM)} = 1.9 \dots 1.7$ млрд лет соответственно; Смирнова и др., 2022). Эти данные подтверждают ранее сделанный вывод о единстве источников сноса для осадочных пород рифейского возраста Аргунского массива. В качестве одного из поставщиков кластического материала для изученных осадочных пород даурской серии можно рассматривать позднерифейские гранитоидные массивы Ухусишань (Wuhuxishan, входит в состав Аргунского континентального массива), характеризующиеся

близкими значениями показателя $\epsilon_{Nd(t)} = -2.3 \dots -0.9$ и палеопротерозойскими величинами Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = 1.8 \dots 1.6$ млрд лет; Liu et al., 2020) (рис. 6). Вопрос об областях сноса для пород надаровской свиты, характеризующихся более древним Nd-модельным возрастом, открыт, так как в настоящее время отсутствуют данные, подтверждающие участие образований в структуре Аргунского массива с Nd-модельным возрастом $t_{Nd(DM)} = 2.2 \dots 2.0$ млрд лет.

В свою очередь, результаты U—Th—Pb датирования зерен детритового циркона позволили получить информацию о нижней возрастной границе накопления осадочных пород надаровской и нортуйской свит: так, наиболее молодые группы циркона из алевролитов этих свит имеют позднерифейский возраст (~775 и ~744 млн лет соответственно). Полученные данные противостоят принятому среднерифейскому возрасту надаровской свиты (Шивохин и др., 2010).

При сравнении возрастов наиболее молодых зерен циркона из отложений надаровской, дырбылкейской и нортуйской свит стоит отметить для них определенную последовательность. В алевролитах надаровской свиты, песчаниках дырбылкейской свиты и алевролитах нортуйской свиты пики на кривых относительной вероятности возрастов зерен детритового циркона составляют ~775, ~771 и ~744 млн лет соответственно (рис. 10). В то время как для песчаников урулюнгульской свиты даурской серии получено наиболее древнее значение нижней возрастной границы накопления ~899 млн лет (Смирнова и др., 2022). Учитывая, что урулюнгульская свита не охарактеризована органическими остатками (Шивохин и др., 2010), контакты между надаровской и урулюнгульской свитами несогласные и в песчаниках отсутствуют зерна циркона позднерифейского возраста (Смирнова и др., 2022), выявленные в алевролитах надаровской свиты, не исключено, что накопление осадочных пород урулюнгульской свиты происходило на более раннем этапе развития Аргунского массива и предшествовало формированию осадочных пород надаровской свиты.

Доминирующая часть зерен циркона в терригенных отложениях надаровской и нортуйской свит имеет позднерифейский возраст. Их источниками, вероятно, являлись позднерифейские образования, достаточно широко распространенные на территории Китая в пределах Аргунского континентального массива (Wu et al., 2011; Gou et al., 2013; Tang et al., 2013; Yang et al., 2017; Liu et al., 2020; Feng et al., 2022 и др.). Данному выводу не противоречит сходство по геохимическому составу осадочных пород нортуйской, надаровской свит и позднерифейских магматических образований Аргунского массива (рис. 9). Также в качестве источников сноса кластического материала, по-видимому, стоит рассматривать образования бухотуйского гранитового и урулюнгульского базальт-риолитового комплексов. Однако отсутствие данных об их микроэлементном и Nd-изотопном

составе в настоящее время не позволяет сделать более точные выводы.

Кроме того, в изученных отложениях присутствуют в незначительном количестве цирконы ранне-, среднерифейского и архейского возраста. Вопрос об их источниках открыт, так как до сих пор в структуре Аргунского массива не выявлены с помощью современных геохронологических методов исследований образования данного возраста. Источниками раннепротерозойской группы зерен циркона, по-видимому, стоит рассматривать раннепротерозойские гранитоиды Аргунского массива, характеризующиеся возрастом 1.84 млрд лет (Feng et al., 2022).

Геохимические особенности осадочных пород надаровской и нортуйской свит, в совокупности с их гранулометрическим составом, слабой степенью окатанности обломочного материала и присутствием значительного количества детритового циркона позднепротерозойского возраста, свидетельствуют об активном тектоническом режиме накопления верхнепротерозойских осадочных пород северо-западной части Аргунского континентального массива.

ВЫВОДЫ

Полученные в результате исследований данные позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Особенности микроэлементного состава осадочных пород надаровской и нортуйской свит, в совокупности с их преимущественно аркозовым составом, доминированием среди обломков кварца и полевых шпатов, а также присутствием сиалических акцессорных минералов (циркон, гранат и апатит), свидетельствуют о том, что источниками кластического материала для отложений являлись магматические породы кислого состава при незначительном вкладе образований среднего и основного состава.

2. Осадочные породы надаровской и нортуйской свит характеризуются раннепротерозойскими значениями Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)} = 2.0–1.8$ млрд лет) при отрицательных величинах $\epsilon_{Nd(t)} = -6.6...-3.5$, что указывает на присутствие в области сноса образований раннепротерозойского возраста и/или более молодых изверженных пород, исходные расплавы которых сформировались за счет переработки континентальной коры раннепротерозойского возраста.

3. По данным U–Th–Pb датирования зерен циркона установлено, что их доминирующая часть в алевролитах надаровской и нортуйской свит имеет поздне-рифейский возраст. Основными их источниками, по-видимому, являлись поздне-рифейские магматические комплексы Аргунского массива. В качестве дополнительных источников сноса кластического материала стоит рассматривать раннепротерозойские образования, выявленные в последние годы в строении Аргунского массива на территории Китая.

4. Нижняя возрастная граница накопления терригенных отложений надаровской и нортуйской свит

приходится на поздний рифей (~775 и ~744 млн лет соответственно).

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников ЦКП “Амурский центр минералого-геохимических исследований” ИГиП ДВО РАН: А.С. Сегренёва, Е.С. Сапожника, Е.В. Ушакову, Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, сотрудников ЦКП “Изотопно-геохимические исследования” ИГХ СО РАН: О.В. Зарубину, Н.В. Брянского, Т.Н. Галкину, а также персонал ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) за проведение аналитических исследований. Авторы признательны рецензентам А.Б. Котову, В.Н. Подковырову и В.П. Ковачу за конструктивные замечания и дискуссию.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках фундаментальных исследований ИГиП ДВО РАН (№ 122041800127-8 “Геодинамические обстановки, основные этапы тектонической эволюции и металлогения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
- Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.
- Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.
- Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина 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.
- Лыхин Д.А., Пресняков С.Л., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Голионко Б.Г., Балашова Ю.С. Вопросы геодинамики области сочленения Агинской и Аргунской зон Забайкалья (данные U–Pb SHRIMP-датирования пород Цугольского габбро-плагиогранитного массива) // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 5. С. 668–672.
- Озерский А.Ф., Винниченко Е.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Приаргунская серия. Лист М-50-XVII (Краснокаменск). Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002.

- Павлова В.В., Грознова Т.Н., Афанасов М.Н., Платонов Е.Г., Лейкум М.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Приаргунская серия. Лист М-50-XVI. Ред. Амантов В.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Дальневосточная серия. Лист N-51 (Сквородино). Ред. Вольский А.С. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Петтиджон Ф. Дж., Поттер П., Сивер Р.М. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.
- 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. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террей Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U–Pb и Lu–Hf-изотопных исследований детритовых цирконов // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
- Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А. Возраст и обстановки формирования чаловской серии ордовика Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 3–23.
- Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 1. С. 13–31.
- Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Раннепалеозойский возраст исагачинской толщи чаловской серии Гонжинского террейна (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. АН. 2014. Т. 457. № 3. С. 323–326.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U–Pb изотопное датирование цирконов из PZ3–MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставления с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 241–258.
- Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раутина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Алдано-Забайкальская. Лист М-50 (Борзя). Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Miner. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. Iss. 1–4. P. 1–37.
- Cullers R.L. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. Iss. 4. P. 305–327.
- Feng Z., Zhang Q., Liu Y., Li L., Jiang L., Zhou J., Li W., Ma Y. Reconstruction of Rodinia supercontinent: evidence from the Erguna Block (NE China) and adjacent units in the eastern Central Asian orogenic Belt // Precambrian Res. 2022. V. 368. P. 106467.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. London. 1987. V. 144. Iss. 4. P. 531–542.
- Gerdes A., Zeh A. Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 249. P. 47–61.
- Gehrels G.E. AgePick, Available online: <https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home/>. 2007.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Gou J., Sun D.Y., Ren Y.S., Liu Y.J., Zhang S.Y., Fu C.L., Wang T.H., Wu P.F., Liu X.M. Petrogenesis and geodynamic setting of Neoproterozoic and Late Paleozoic magmatism in the Manzhouli-Erguna area of Inner Mongolia, China: geochronological, geochemical and Hf isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 67–68. P. 114–137.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Glitter: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser Ablation–ICP-MS in the Earth Sciences. Current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P. Mineral. Assoc. Canada Short Course Ser. 2008. V. 40. P. 308–314.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. № 5. P. 820–829.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: insights from magmatic and sedimentary record // Gondwana Res. 2020. V. 88. P. 185–200.
- Ludwig K.R. Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. P. 1–77.
- Makishima A., Nagender B., Nakamura E. New sequential separation procedure for Sr, Nd and Pb isotope ratio measurement in geological material using MC–ICP-MS and TIMS // Geochem. J. 2008. V. 42. P. 237–246.

- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // Anal. Chim. Acta. 1994. V. 298. P. 209–217.
- Powerman V.I., Buyantuev M.D., Ivanov A.V. A review of detrital zircon data treatment, and launch of a new tool ‘Dezirtier’ along with the suggested universal workflow // Chem. Geol. 2021. V. 583, 120437.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$ A natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth Plan. Sci. Lett. 1976. V. 31. P. 269–278.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plesovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.
- 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., Wang W., Xu M.J., Zhang Y.H. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Erguna Massif, NE China: petrogenesis and implications for the breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2013. V. 224. P. 597–611.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newslett. 1995. V. 19. Iss. 1. P. 1–23.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. № 9. P. 2401–2416.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S.A., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 41. Iss. 1. P. 1–30.
- Yang H., Liu Y., Zheng J., Liang Z., Wang X., Tang X., Su Y. Petrogenesis and geological significance of Neoproterozoic amphibolite and granite in Bowuleshan area, Erguna massif, Northeast China // Geol. Bull. China. 2017. V. 36. Iss. 2–3. P. 342–356.
- Yang Y.H., Chu Z.Y., Wu F.Y., Xie L.W., Yang J.H. Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC–ICP–MS // J. Anal. At. Spectrom. 2011. V. 26. P. 1237–1244.

Рецензенты В.П. Ковач,
А.Б. Котов, В.Н. Подковыров

Sources of the Upper Proterozoic Terrigenous Deposits in the Northwestern Part of the Argun Massif, Central Asian Fold Belt: Results of U–Th–Pb Geochronological and Sm–Nd Isotopic-Geochemical Studies

Yu. N. Smirnova^{a, #}, A. V. Kurilenko^{b, c}, S. I. Dril^d, V. B. Khubanov^b

^aInstitute of Geology and Nature Management of FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia

^bDobretsov Geological Institute of SB RAS, Ulan-Ude, Russia

^cA.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

^dVinogradov Institute of Geochemistry of SB RAS, Irkutsk, Russia

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

The publication presents the results of geochemical, isotopic-geochemical (Sm–Nd) and isotopic-geochronological (U–Th–Pb) studies of terrigenous rocks of the Middle Riphean (?) Nadarov formation and the Upper Riphean (?) Nortui formation of the northwestern part of the Argun continental massif. Features of the material composition of the deposits indicate the presence of formations of various silicia acidity in the source area. According to Sm–Nd data, sedimentary rocks of the Nadarov and Nortui formations are characterized by negative values $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -6.6 \dots -3.5$ at Early Proterozoic values of Nd model age ($t_{\text{Nd}(DM)} = 2.0 \text{--} 1.8$ Ga). According to U–Th–Pb dating of grains of detrital zircon, it was defined that the lower age limit of accumulation of terrigenous deposits of the Nadarov and Nortui formations falls at the Late Riphean (~775 and ~744 Ma, respectively). The main provenances area for them were Late Riphean igneous rocks with the participation of Early Proterozoic rocks, extended in the structure of the Argun massif.

Keywords: Argun massif, Nadarov and Nortui formations, geochemistry, U–Th–Pb data

УДК 551.263.23.[1-924.51+1-925.26]

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МУБАРАКСКОГО (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) И ПОДГАЛЬСКОГО (ВНУТРЕННИЕ КАРПАТЫ) ФЛИШЕВЫХ БАССЕЙНОВ

© 2024 г. М. Г. Леонов

Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

e-mail: mgleonov@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2023 г.

После доработки 25.07.2023 г.

Принята к публикации 22.08.2023 г.

Проведен сравнительный анализ и корреляция “нетипичных” флишевых образований Тянь-Шаня и Карпат с целью разграничения местных (региональных) и общих (межрегиональных) особенностей их строения и места в эволюции подвижных поясов. Объектами исследования служили верхнекаменноугольный флиш Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценовый флиш синклинали Подгале (Карпаты). Используя историко-геологический анализ, основанный на изучении литостратиграфии, тектонической структуры и геодинамической позиции объектов, впервые осуществлена сравнительная характеристика флиша Ханакинской синклинали и флиша синклинали Подгале. Выбранные объекты принадлежат к разным подвижным поясам и тектоническим циклам; схожи по внутреннему строению и по нестандартной для флиша тектонической позиции; обладают некоторыми чертами, флишу не свойственными: формированием на квазиплатформенном основании, значительным объемом конгломератов, простой конфигурацией геологических тел, отсутствием внутренних деформаций, узким временным интервалом формирования. На основании сравнительного анализа установлена принадлежность изученных объектов к особой разновидности флиша, которую предлагается обозначить как “финальный флиш тыловых массивов подвижных поясов”, формирование которого отражает специфику геодинамической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов.

Ключевые слова: бассейн, Карпаты, литостратиграфия, тектоника, турбидит, флиш, Южный Тянь-Шань

DOI: 10.31857/S0869592X24030022, EDN: CWBTKN

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочных бассейнов — одно из приоритетных направлений геологии, поскольку строение и вещественное выполнение отрицательных структур является основным источником знаний о геологической эволюции корового слоя платформ и подвижных поясов. Важным аспектом при этом является сравнительный анализ и корреляция разновозрастных и разобщенных территориально бассейновых структур, однако работы такого рода являются скорее исключением (Браташ, 1974; Таджикибеков, 1986), чем правилом. В настоящей публикации изложены результаты сравнительного анализа верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань) и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты), что позволило выявить не только характерные для отдельных регионов особенности их развития, но и установить общие, имеющие межрегиональное значение закономерности геодинамической эволюции различных геоструктур.

Флиш — геологическое образование, издавна привлекавшее внимание геологов благодаря широкому распространению в разрезе земной коры и своеобразному строению, выраженному в наличии многократно (многие сотни раз) повторяющихся в разрезе ритмично построенных многослоев с характерной градационной слоистостью и наличием разнообразных гиероглифов в основании ритмов. Работы, посвященные флишу, весьма многочисленны и геологам хорошо известны, поэтому подробно рассматривать проблему флиша необходимости нет, но напомнить некоторые базовые положения все же стоит. Флиш особенно свойствен областям альпийского и герцинского тектогенеза и менее характерен для каледонских и более древних подвижных областей. Соответственно, он наиболее полно изучен в альпийской зоне (Альпы, Карпаты, Балканы, Кавказ) и в пределах герцинских орогенов (Урал, Гиссаро-Алай, Аппалачи), на примере которых и было сформировано представление о флише как самостоятельном литотипе.

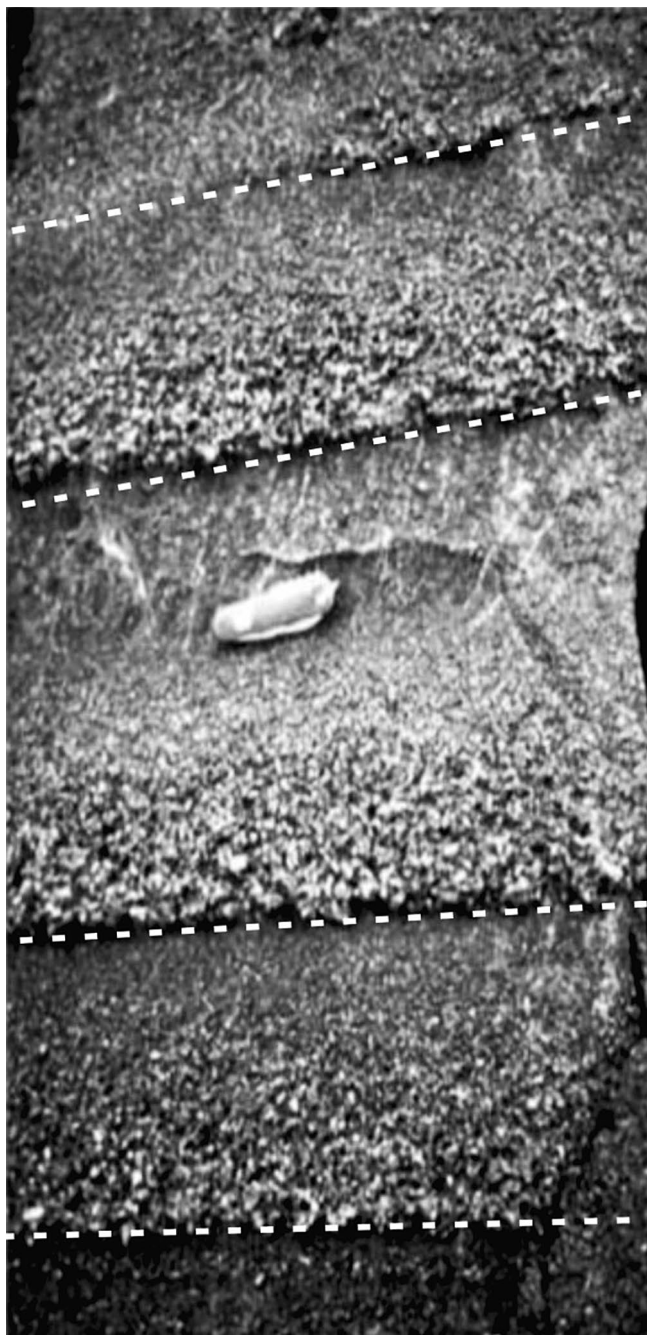


Рис. 1. Ритмичная градационная слоистость. Белый пунктир — границы ритмов. Источник: интернет-ресурс <http://www.plechov.ru/Education/OCEAN/lection6.htm>

По мнению большинства исследователей, флиш представляет собой морские терригенные (реже карбонатные) отложения, которые сформированы за счет процессов осадконакопления двух типов: фоновой “банальной” пелагической седиментации, свойственной конкретному бассейну, и действия мутьевых (турбидных) потоков, возникающих на склоне бассейнов седиментации

и перемещающих терригенный материал в прилегающие к склону более глубоководные части бассейна (Tercier, 1947; Келлер, 1949; Kuennen, Migliorini, 1950; Sujkowski, 1957; Kuennen, 1958; Хворова, 1961; Bouma, 1962; Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 1972; Хаин, 1973; Черенков, 1973; Лисицын, 1988; Мизенс, 1997). Именно за счет действия турбидных потоков возникает столь характерная для флиша ритмичная градационная слоистость нижних частей ритмов (рис. 1). Состав и строение верхней части ритмов в значительной мере контролируется процессом пелагического осаждения тонкого материала. Главным критерием установления турбидитовой природы отложений является наличие циклов Боума (Bouma, 1962; Черенков, 1973; Мизенс, 1997; Елисеев и др., 2006). Считается, что к флишевой формации следует относить толщи пород, в которых турбидиты составляют более 50% от общего объема. Существуют отложения, сходные с флишем, такие, например, как аспидная формация, содержащая пачки ритмично построенных терригенных отложений. Однако эти пачки обычно маломощные и не характеризуют формацию в целом. Кроме того, для аспидной формации характерно преобладание глинистых сланцев, признаки начального метаморфизма, выраженная сланцеватость пород, наличие пластовых тел (силлов и даек) основного состава. Все эти признаки во флише практически отсутствуют.

Существует и иная точка зрения на происхождение флиша, сторонники которой полагают, что флиш формируется в мелководных бассейнах (например, шельфовых) в условиях периодических осцилляционных колебаний морского дна или колебаний уровня моря (Вассоевич, 1951; Ханович, Айнемер, 1968; Черенков, 1973). Некоторые ученые (Романовский, 1988; Цейслер, 2002) считают, что флишевые многослои могут формироваться в различных геодинамических и палеогеографических обстановках как в условиях мелководья, так и в области батимальных и абиссальных глубин.

Отложения флиша обычно характеризуются значительной мощностью (до нескольких тысяч метров) и протяженностью (десятки и сотни километров), а также выдержанными по вертикали и латерали составом и строением. Литотипический флиш имеет мощность 2000–5000 м и более, и его формирование происходило в течение длительного временного интервала порядка 70–120 млн лет (Sujkowski, 1957; Ксёншкевич и др., 1968; Леонов, 1972; Мизенс, 1997). Флишевые отложения обычно интенсивно дислоцированы и имеют сложную складчатую структуру, возникшую как за счет подводно-оползневых процессов, так и в результате последующей тектонической переработки (рис. 2).

Флишевые толщи, как правило, тектонически перекрывают отложения передовых моласовых прогибов и, в свою очередь, тектонически

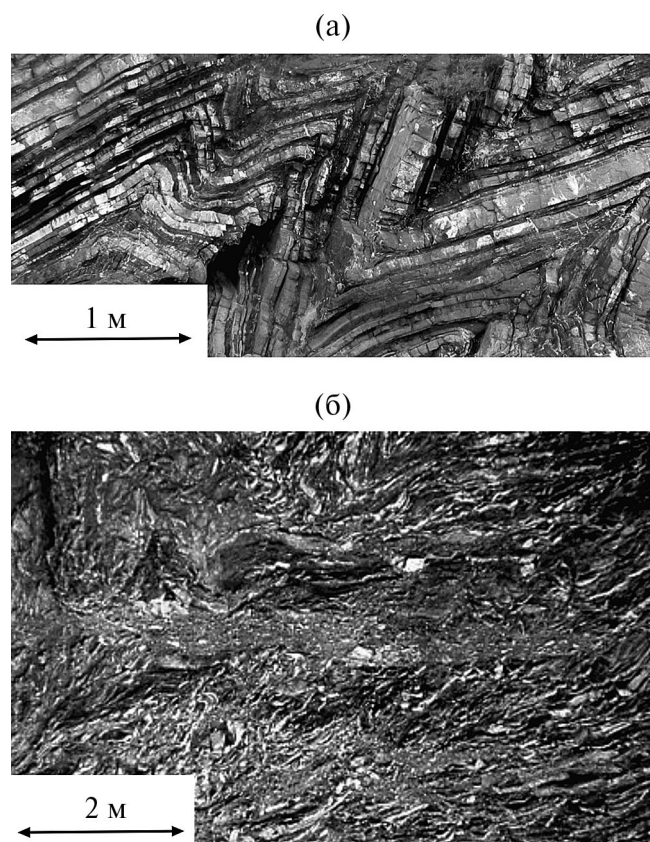


Рис. 2. Складчатые деформации во флише.

(а) — раннекарбонный флиш формации Лафшинни, Ирландия; источник: интернет-ресурс https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny_folds.jpeg; (б) — меловой флиш Румынских Карпат (фото автора).

задавлены (или перекрыты) породными массами тыловых по отношению к флишу зон. Для флиша характерна последующая за осадконакоплением тектоническая переработка пород, расслоение флишевых комплексов на серию пакетов тектонических чешуй, надвигов и покровов, интенсивная складчатая деформация. Образование флиша приурочено к этапу финальных тектонических тангенциальных движений, которые приводят к редукции морских бассейнов, формированию покровно-складчатой структуры подвижных зон и по времени предшествуют орогенезу и накоплению моласс. Соответственно, флиш рассматривается: (а) как парагенетическая *породная ассоциация*, в которой запечатлены условия и механизмы формирования отложений; (б) как *формация*, отражающая геодинамическую обстановку как области осадконакопления, так и области последующей ее структурной трансформации.

В то же время существуют отложения, которые, будучи морфологически идентичны литотипическому флишу, обладают определенным своеобразием. Их формирование приурочено к очень

коротким временным интервалам, и они занимают не свойственную флишу тектоническую позицию. В отличие от типичного флиша, эти отложения слагают простые блюдце- или корытообразные геологические тела и практически не деформированы. Флишевые толщи этого типа резко несогласно налегают на более древние складчатые комплексы и сами с разрывом и заметным несогласием перекрыты более молодыми отложениями.

Перечисленные особенности были, в частности, отмечены при описании верхнекаменноугольных отложений Ханакинской синклинали (Южно-Гиссарская зона Тянь-Шаня) (Горецкая, 1961; Черенков, 1973) и верхнеэоценовых отложений синклинали Подгале (Внутренние Карпаты) (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968), но должного внимания этим особенностям уделено не было. В статье приведено описание флишевых отложений Мубаракской синклинали и котловины Подгале и их сравнительная характеристика, что позволило выявить некоторые общие межрегиональные особенности геологической эволюции герцинского и альпийского подвижных поясов.

МУБАРАКСКИЙ ФЛИШ

Под названием “мубаракский флиш” известна толща терригенных пород среднего–верхнего карбона, которая выделена как мубаракская свита (Марковский, 1937; Горецкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008). Отложения мубаракской свиты, совместно с отложениями нижней перми, слагают крупную структуру — Ханакинскую синклиналь, расположенную в пределах южного склона Гиссарского хребта и в тектоническом плане принадлежащую Южно-Гиссарской зоне Гиссаро-Алайского складчатого сооружения Тянь-Шаня (рис. 3). Пологая синклинальная структура при этом фиксируется лишь по подошве мубаракской свиты. Более древние породы смяты в систему складок, дисгармоничных относительно этой поверхности.

Южно-Гиссарская зона и Ханакинская синклиналь в структуре герцинид Тянь-Шаня

Южно-Гиссарская (она же Османталинская) зона занимает южный склон Гиссарского и, частично, Каратегинского хребтов (рис. 3). Южным ограничением зоны является Южно-Гиссарский разлом, северным — Северо-Гиссарский разлом. К зоне Северо-Гиссарского разлома приурочен среднекаменноугольный полифазный гранитный Гиссарский батолит. Этот батолит и зона Северо-Гиссарского разлома, по существу, являются пограничными структурами между Гиссаро-Зеравшанским и Гиссарским тектоническими сегментами (или зонами) Южного Тянь-Шаня (рис. 3). Являясь в совокупности порождением герцинского

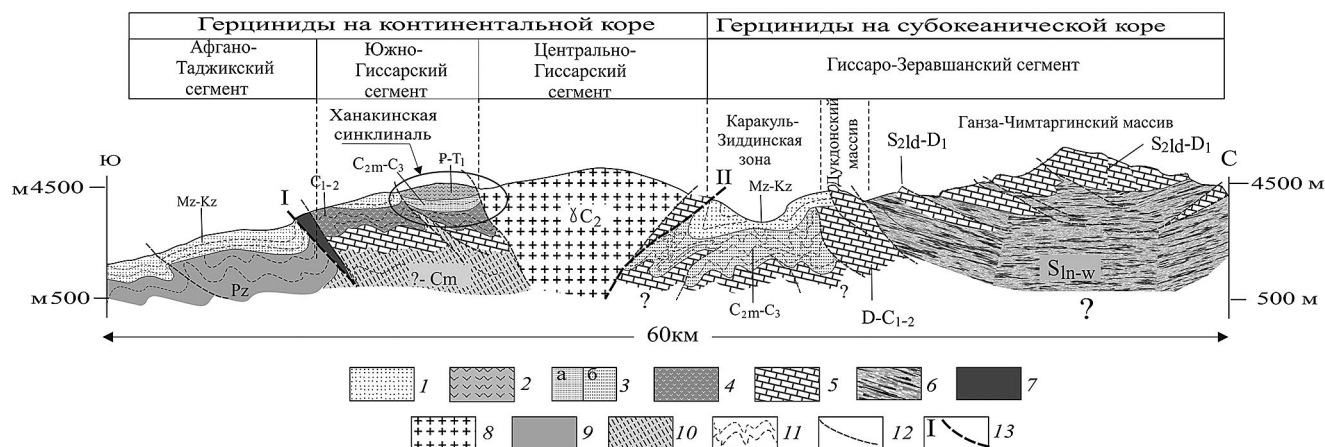


Рис. 3. Генерализованный профиль, отражающий положение Ханкинской синклинали в структуре герцинид Гиссаро-Алая (профиль составлен вдоль меридиана 68°65').

1 — мезозойские и кайнозойские терригенно-карбонатные отложения; 2 — пермские вулканиты мафракской и лючобской свит, нерасчлененные; 3 — средне-верхнекаменноугольный флиш: а — мубаракская свита (Южно-Гиссарская зона), б — майхуринская свита (Каракуль-Зиддинская зона); 4 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего и среднего карбона; 5 — девонские и верхнесилурийские отложения; 6 — нижнесилурийские—ордовикские вулканогенно-осадочные породы, частично метаморфизованные в фации зеленых сланцев (ягнобский комплекс); 7 — базит-ультрабазитовый (офиолитовый) комплекс; 8 — граниты и гранодиориты Гиссарского батолита; 9 — палеозой нерасчлененный; 10 — докембрийские (?) и кембрийские кристаллические сланцы, филлиты, метапесчаники; 11 — условные структурные линии; 12 — разломы; 13 — граничные разломы: Южно-Гиссарский (I), Северо-Гиссарский (II).

этапа, эти сегменты отличаются один от другого по месту и времени как начала тектогенеза (заложение прогибов), так и его окончания и относительной консолидации горных масс. Зона краевого Южно-Гиссарского шва и территория к северу от него характеризуются сложным сочетанием терригенных, карбонатных и вулканических пород разного состава. Вулканиты, по (Ковальчук, 1984), с одной стороны, родственны спилитам и альбитофирам коры океанического типа, а с другой — липаритам и кварцевым порфирам срединных массивов (микроконтинентов).

К этой шовной зоне также приурочены протрузии апоперидотитовых серпентинитов. Колонна ультрамафитов и мафитов рассматривается как производная внутриконтинентального рифтогенеза в зоне глубинного разлома (Портнягин и др., 1973) или как продукт растяжения и образования областей субокеанической коры типа Красноморского рифта (Буртман, 2006). В зоне же Северо-Гиссарского разлома вулканогенные отложения нижнего—среднего карбона полностью отсутствуют. В это время область представляла собой систему поднятий и, возможно, барьерных рифов (Ковальчук, 1984).

Формирование отложений и структур герцинского этапа в Южно-Гиссарском сегменте происходило на коре континентального типа, представленной двумя этапами. Нижний этаж — складчато-метаморфическое основание: филлиты, метапесчаники, кристаллические сланцы докембрийского (?) и кембрийского возраста. Верхний этаж — известняки

и доломиты силура—визейского яруса нижнего карбона, залегающие на породах основания с разрывом и угловым несогласием. Начало собственно герцинского этапа и раскол континентальной коры в этой области зафиксированы заложением в раннем карбоне прогибов и накоплением магматитов спилит-кератофировой формации. Развитие области сопровождалось гранитоидным магматизмом и закончилось в конце среднего карбона этапом “ранней” складчатости. Пакет отложений силура и нижнего—среднего карбона смят в систему напряженных, хотя в большинстве случаев открытых складок, но местами слоистые породы залегают круто или стоят на головах.

После короткого периода денудации на рассматриваемой территории возобновилась тектоническая активность. Однако она была выражена главным образом в пликативной деформации поверхности фундамента и в возникновении системы относительных прогибов и поднятий. Прогибы заполнялись флишевыми отложениями, которые залегают на подстилающих породах с разрывом и угловым несогласием. Завершился герцинский этап накоплением мощной пермско-раннетриасовой терригенно-вулканогенной молассы. Однако флишевые и молассовые отложения Южно-Гиссарской зоны, в отличие от подстилающих ранне-среднекаменноугольных отложений, не подвержены сколько-нибудь заметной деформации и образуют пологие синклинальные структуры, в том числе Ханакинскую синклиналь (рис. 4).

Ханакинская синклиналь имеет простую блюдцеобразную форму со слабо выраженным

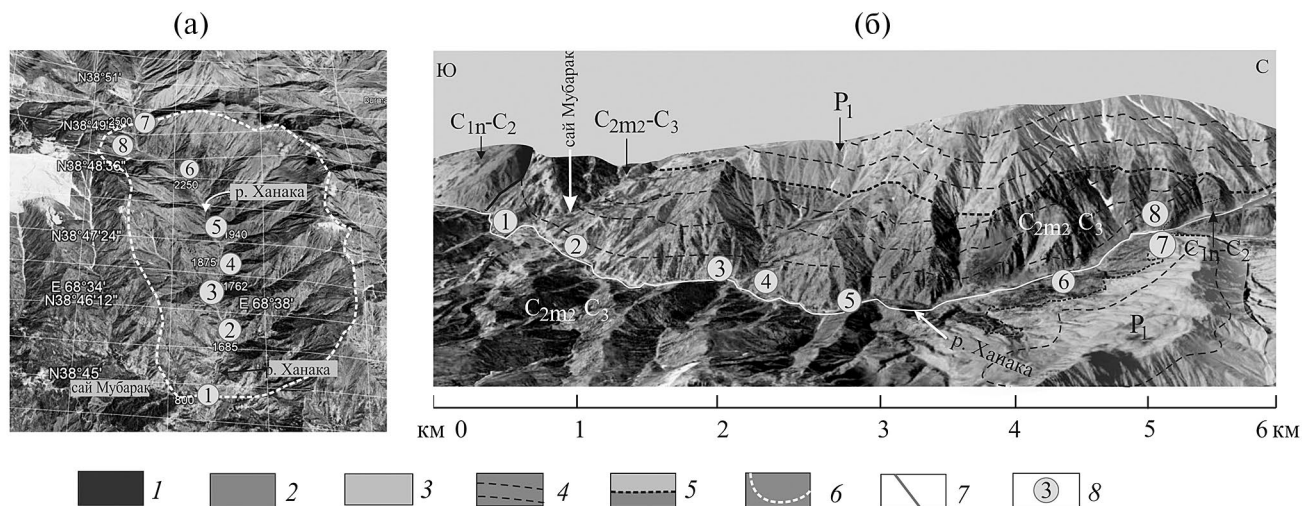


Рис. 4. Ханакинская синклиналь и положение описанных в тексте разрезов.

1 — основные вулканы каратагской и сагдорской свит (нижний—средний карбон); 2 — флишевые отложения мубаракской свиты (средний—верхний карбон); 3 — грубообломочная моласса и кислые вулканы мафракской и лючобской свит (нижняя пермь); 4 — условные линии напластования; 5 — трансгрессивный контакт; 6 — контур синклинали по вершинной поверхности обрамляющих хребтов; 7 — разломы; 8 — точки расположения и высотные отметки геологических разрезов, приведенных на рис. 7–10.

Рис. 5. Геологическая карта фрагмента Южно-Гиссарской зоны (пунктирный прямоугольник — район Ханакинской синклинали) (по Геологическая... 1967), с упрощением.

1–7 — мезозой—кайнозой: 1 — четверть (Q): галечники, пески, щебень; 2 — неоген (N): конгломераты, песчаники, алевролиты, глины; 3 — палеоген (P): глины, известняки, мергели, песчаники, гравелиты; 4 — мел (K): конгломераты, песчаники, известняки, гипсы; 5 — юра (J): конгломераты, песчаники, гипсы, углистые сланцы, известняки, угли; 6 — верхний триас (T₃): конгломераты, песчаники, кора выветривания; 7 — верхняя пермь—нижний триас, ханакинская свита (P₂–T₁): грубообломочные пестроцветные отложения; 8 — нижняя пермь (P₁), мафракская (сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты) и лючобская (дациты, риолиты, трахиандезиты) свиты, нерасчлененные; 9 — пластовое тело гранитов; 10 — нижний—средний карбон (C_{1n}–C₂), каратагская и сагдорская (шамольская?) свиты, нерасчлененные: альбитофиры, спилектовые порфиры, диабазовые порфиры, туфобрекчии, агломераты, редко песчаники и известняки; 11, 12 — средний—верхний карбон (C₂₋₃), мубаракская свита (флиш): 11 — нижняя часть свиты (C_{2-m2}): известковистые песчаники, алевролитовые сланцы, мелкогалечные полимиктовые конгломераты, 12 — верхняя часть свиты (C₃): терригенный флиш (полимиктовые конгломераты и песчаники, алевролиты, песчано-глинистые известняки); 13 — граниты и гранодиориты (C₂); 14 — граниты (C₁); 15–17 — границы: 15 — нормальные стратиграфические, 16 — трансгрессивные, 17 — разломы; 18 — элементы залегания.

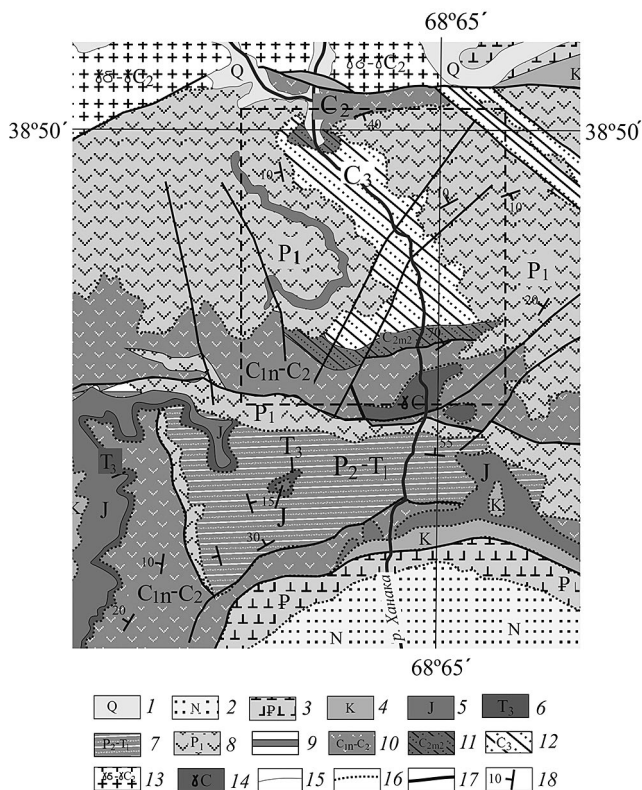
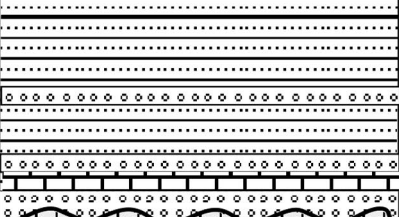
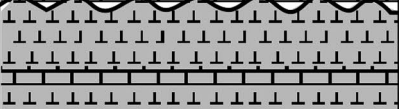
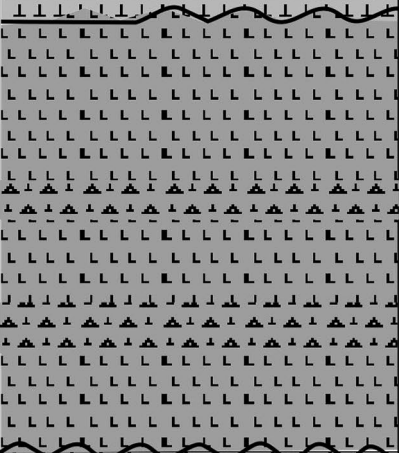
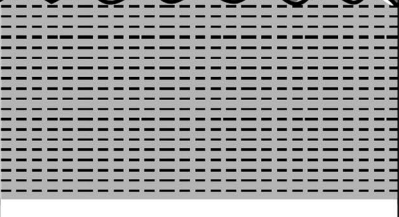


Рис. 6. Литостратиграфическая колонка района Ханакинской синклинали. Составлена по данным (Горецкая, 1961; Геологическая..., 1967; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008) и личным наблюдениям.

Возраст	Литостратиграфические подразделения	Мощность в метрах	Литолого-петрографический состав
Mz-Kz		1000	Платформенные и орогенные формации
T ₃		до 50	Красноцветные конгломераты, песчаники, аллиты, угли
P ₂ -T ₁		1000	Ханакинская свита: конгломераты, песчаники, туфы
P ₁		650-1600	Лючобская свита: фельзитовые, липаритовые, дацитовые порфиры и их туфы, конгломераты в основании
		600	Мафрачская свита: валунные конгломераты, гравелиты, песчаники, туфы
C _{2m2} -C ₃		600-1600	Мубаракская свита: верхняя часть: терригенный флиш: алевролиты, песчаники, конгломераты, с градиционной слоистостью нижняя часть: песчаники, алевролиты, конгломераты, глинистые известняки
C _{2b2} -ml		600	Сагдорская (шамольская?) свита: песчаники, алевролиты, известняки, андезитовые порфириты, конгломераты
		500-800	Каратагская свита (верхняя часть): андезитовые порфириты, их туфы, известняки
C _{1h} - C _{2b1} ?		2000-2800	Каратагская свита (нижняя часть): спилито-кератофировая толща (спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты, альбитофиры и их туфы, туфобрекчии)
C _{IV}		100-400	Известняки
Є		700-1200	Филлиты, метапесчаники, кристаллические сланцы

антиклинальным перегибом в центре структуры (рис. 4а, 5). Внутренние деформации во флишевых отложениях и залегающих выше образованиях перми—триаса, кроме единичных непротяженных и малоамплитудных разломов, в пределах синклинали практически отсутствуют. Не подвержены породы и метаморфическим преобразованиям.

Отложения Ханакинской синклинали являются составной частью структуры и разреза Южно-Гиссарской зоны (рис. 5, 6). Наиболее древние горизонты в регионе представлены интенсивно дислоцированными и метаморфизованными кембрийскими (возможно, и докембрийскими) породами складчато-метаморфического основания Южно-Гиссарской (Османталинской) зоны: филлитами, метапесчаниками, кристаллическими сланцами. Породы основания с разрывом и угловым несогласием перекрыты известняками и доломитами силура—визейского яруса нижнего карбона. Выше по разрезу на известняках визейского яруса с разрывом и несогласием залегают отложения каратагской свиты (мощность порядка 2000 м) нижнего—среднего карбона. Они представлены породами спилит-кератофировой формации, реже андезитовыми порфиритами и туфами с прослоями известняков. На отложения каратагской свиты без видимого несогласия налегают породы сагдорской свиты (мощность 500—800 м): песчаники (иногда туфогенные) и алевролиты с прослоями и пачками глинистых известняков. Вверх по разрезу они сменяются андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

В отложениях сагдорской свиты собраны остатки фораминифер башкирского яруса среднего карбона и верейского и каширского горизонтов московского яруса среднего карбона. На карте (рис. 5) отложения нижнего и среднего карбона показаны без расчленения. Отложения каратагской свиты прорваны субпластовой Ханакинской интрузией плагиогранитов и плагиопорфиров раннекаменноугольного возраста. Они, вероятно, представляют собой аналоги кварцевых альбитофиров нижнего карбона и являются производными базальтовой магмы, которая была родоначальной для спилит-кератофировой формации (Ковальчук, 1984).

Выше с разрывом и угловым несогласием на различных горизонтах каратагской и сагдорской (шамольской) свит залегают отложения мубаракской свиты (собственно мубаракский флиш). Свита имеет двучленное строение (Геология..., 1959; Геологическая..., 1967; Черенков, 1973; Шадчинев, Бахтдавлатов, 2008). Нижняя часть (270 м) содержит ископаемую фауну, характерную для верхней части московского яруса среднего карбона: брахиоподы *Dictyoclostus neoinflatus* (Licharev), *Brachythyryna strangwaysi* (de Verneuil), *Choristites*

trautscholdi (Stukenberg), *Ch. priscus* (Eichwald), *Ch. sowerbyi* Fischer, *Neospirifer cameratus* (Morton); фораминиферы *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenberg), *Profusulinella* cf. *rhomboides* (Lee et Chen), *Fusulinella* sp.

Верхняя часть (850 м) на основании находок ископаемой флоры (*Calamites undulatus* Sternberg) и фауны (брахиоподы *Buxtonia gjeliensis* Jvanov, *B. jernovens* Licharev, *Linoproductus simensis* Tschernishev, *Dictyoclostus donetzianus* Licharev, *Muirwoodia pseudoartiensis* (Stuckenber); фораминиферы *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp. и др.) отнесена к верхнему карбону. Детальная характеристика разрезов мубаракской свиты приведена в следующем разделе. В целом отложения мубаракской свиты бедны остатками ископаемой фауны и флоры, что характерно для флиша.

Мубаракские отложения без видимого несогласия, но со следами размыва перекрыты практически не дислоцированными породами мафракской свиты. Свита представлена валунными разногальчаными конгломератами с прослоями и пачками гравелитов, песчаников, алевролитов и туфов среднего и основного состава. В составе обломков присутствуют известняки, песчаники, зерна кварца, эффузивы основного и среднего состава. Встречаются глыбы известняков до 10 м в поперечнике. В целом толща имеет облик типичной грубой молассы.

На отложениях нижнего, среднего и верхнего карбона, а также на породах мафракской свиты с разрывом и резким угловым и азимутальным несогласием залегают образования лючобской свиты (Геология..., 1959; Баратов и др., 1973; Шадчинев, Бахтдавлатов, 2008). Они представлены преимущественно кислыми вулканитами: фельзитами, фельзитовыми порфирами, липаритами, риолит-дацитовыми лавами, игнимбритами с прослоями и горизонтами туфов, туффитов, агломератов. Лючобские вулканиты отличаются от более древних вулканических пород пестроцветной окраской и практическим отсутствием внутренних дислокаций и проявлений метаморфизма. Вулканиты лючобской свиты являются, вероятно, фрагментами некогда обширного покрова, приуроченного к вулканической впадине. Базальные горизонты (25—300 м) состоят из красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов и содержат прослой и линзы туфогенных конгломератов с галькой большинства более древних пород, встречающихся в данном районе. Во многих местах базальная толща отсутствует, и на разновозрастных породах залегают более высокие горизонты лючобской свиты. Возраст свиты определен на основании стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными отложениями мубаракской свиты и отложениями ханакинской свиты верхней перми—нижнего триаса.

Отложения ханакинской свиты распространены ограниченно и представлены толщей (1000 м) полимиктовых плохо сортированных конгломератов, песчаников, алевролитов, реже туфов, туффигов, песчаных и глинистых известняков. Возраст отложений нижней части свиты условно принимается как позднепермский; верхняя часть свиты на основании растительных остатков отнесена к раннему триасу (Марковский, 1937; Геология..., 1959; Горещкая, 1961; Геологическая..., 1967; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008).

Литостратиграфическая характеристика отложений мубаракской свиты

Мубаракская свита наиболее полно описана в работах (Марковский, 1937; Горещкая, 1961; Черенков, 1973; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008), в которых рассматриваются литолого-формационные особенности отложений и, в частности, обосновывается принадлежность отложений свиты к флишевой формации. В данной же статье приведены разрезы мубаракской свиты (рис. 4), изученные мной в процессе полевых работ и дополненные сведениями из выше цитированных публикаций.

В целях детализации разрезов отложения свиты подразделены на отдельные пачки — “совокупности слоев (пластов), характеризующихся некоторой общностью признаков (таких, например, как преимущественная гранулометрия, объем конгломератов, характер слоистости и др.), которые отличают ее от смежных по разрезу пачек в составе свиты; пачки имеют ограниченное латеральное распространение, поэтому в разных районах развития свиты... может быть выделено различное

количество пачек” (Стратиграфический..., 2006, статья V.11). Пачки пронумерованы снизу вверх по разрезу.

Южное крыло Ханакинской синклинали (точки 1, 2, 3, 4 на рис. 4, 7). По правому борту долины р. Ханака (рис. 7) с юга на север и снизу вверх по разрезу наблюдается следующая последовательность отложений.

1. Андезибазальтовые порфириды и лавовые брекчии андезибазальтов ранне-среднекаменноугольного возраста (каратагская свита).

С породами пачки 1 по разрыву контактируют терригенные породы мубаракской свиты (пачки 2–11). Контакты между пачками и слоями в пределах этой части разреза стратиграфические, в ряде случаев со следами размыва на границах слоев и пачек.

2. Тонко- и среднеслоистый флиш. Представлен песчано-глинистыми породами, формирующими многослой с ритмичной градационной слоистостью. Градационная текстура слоев сформирована за счет постепенного (снизу вверх по слою) изменения гранулометрии отложений от среднезернистых (редко) и мелкозернистых песчаников до алевролитов и аргиллитов (глинистых сланцев). Характерны внутренняя волнистая слоистость и наличие разнообразных гиероглифов на нижней поверхности слоев.

В разрезе наблюдается чередование пачек тонкоритмичного песчано-аргиллитового флиша с прослоями песчаников, также имеющих градационную текстуру. Средняя толщина ритмов от 5 до 15 см.

3. Грубослоистый флиш. Представлен чередованием слоев с ритмичной текстурой. Снизу вверх

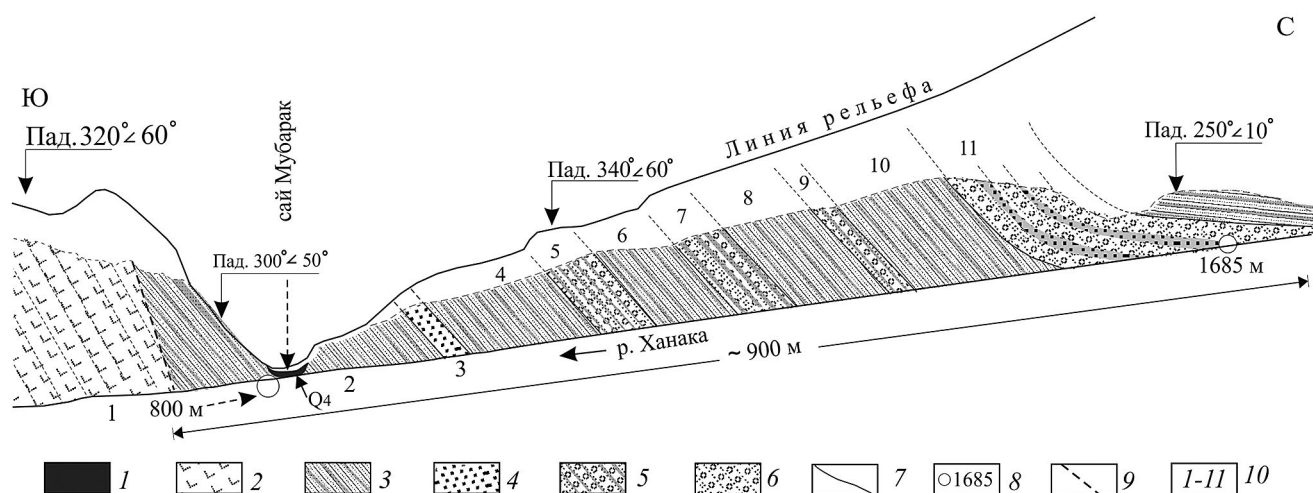


Рис. 7. Литостратиграфический разрез мубаракской свиты в южном крыле Ханакинской синклинали в интервале высотных отметок 800–1685 м. От точки 1 до точки 2 на рис. 4. Описание в тексте.

1 — аллювий; 2 — лавовые брекчии андезитобазальтового состава (каратагская свита C_{1-2}); 3–5 — отложения мубаракской свиты (C_3): 3 — песчано-аргиллитовый тонкоритмичный флиш, 4 — песчаный груборитмичный флиш, 5 — песчано-конгломератовый груборитмичный флиш; 6 — “конгломератовый” флиш; 7 — границы пачек; 8 — высотные отметки в метрах; 9 — разлом; 10 — номера пачек.

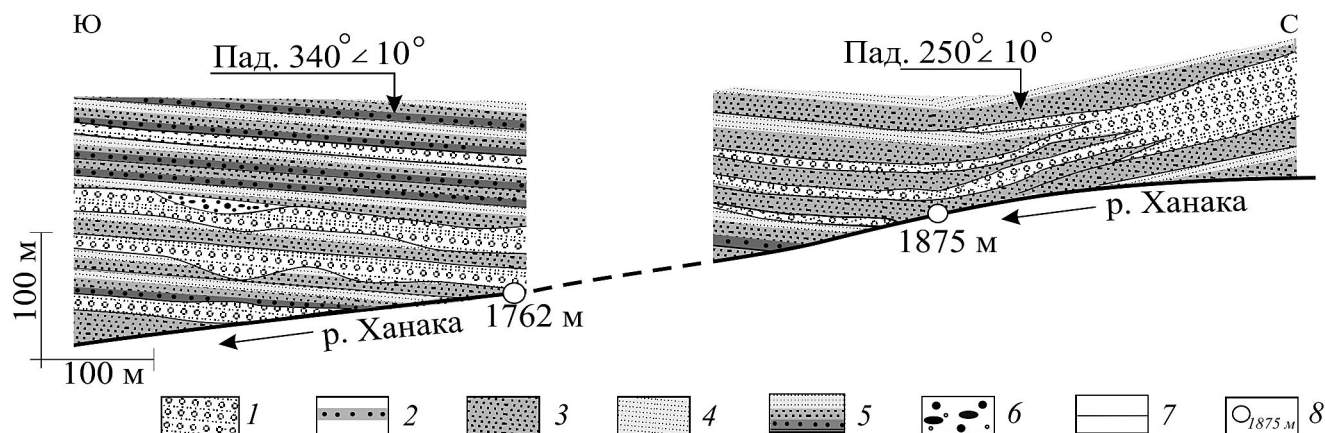


Рис. 8. Строение мубаракской свиты в медианной части Ханакинской синклинали. Точка 3 (слева) и 4 (справа) на рис. 4. Форма и расположение пластов и пачек конгломератов соответствуют наблюдаемым, промежуточные пачки флишеидного строения показаны условно.

1 – конгломераты; 2 – конгломераты и гравелиты в основании ритмов; 3 – песчаники грубо- и среднезернистые; 4 – песчаники средне- и мелкозернистые, алевролиты, аргиллиты; 5 – пласты с ритмичной градиационной слоистостью (толщина и количество слоев показаны условно); 6 – бесструктурные свальные конгломератобрекчии; 7 – границы пачек и слоев; 8 – высотные отметки.

по слою наблюдается постепенный переход от грубозернистых к мелкозернистым песчаникам, при редуцированном значении более тонких разностей. Мощность ритмично построенных пластов от 50 см до 1 м.

4, 6, 8, 10. Флиш, аналогичный пачке 2.

5, 7, 9. “Конгломератовый” флиш, представляющий собой ритмично построенный многослой с конгломератами в основании ритмов и среднезернистыми песчаниками в кровле. Толщина ритмов от 1 до 2.5 м. Конгломераты несортированные, окатанность галек варьирует от очень хорошей до полного ее отсутствия. Состав обломков и галек полимиктовый. Наиболее многочисленны гальки вулканогенных пород нижнего карбона, подстилающих мубаракскую свиту: андезибазальтовые порфиры, фельзитовые туфы, в подчиненном количестве присутствуют кремнистые туфы, известняки, отщепы глинистых сланцев, реже черные кремнистые алевролиты. Заполняющее вещество представлено материалом песчаной размерности.

11. “Конгломератовый флиш”: толща (мощность до 200 м) чередующихся груборитмичных конгломератов и пачек средне- и тонкоритмичного флиша типа пачки 2 и ему подобных. Мощность пачек от 2–2.5 до 10 м, но может достигать нескольких десятков метров. Породы пачки 11 отличаются от таковых пачки 9 более грубым материалом и присутствием глыбовых конгломератов с отторженцами пород до 10–15 см в поперечнике. Грубообломочный материал конгломератов представлен основными эффузивами, туффитами, кислыми фельзитовыми порфирами и их туфами,

известняками, гранитами. Галек гранитов немного. Обращает на себя внимание отсутствие розовых крупнокристаллических калиевых гранитов, слагающих Гиссарский батолит. Заполняющее вещество – песчаный и переотложенный вулканомиктовый материал, придающий конгломератам зеленовато-серый или красноватый оттенок.

Часто конгломераты “срезают” подстилающие отложения, выпавивают их, и в результате возникают значительные раздувы мощности с перепадами толщины слоев от 10 до 50 м, как это показано на рис. 8, 9. Характерны линзовидные тела отложений с хаотическим строением, состоящие из бесструктурной глинисто-песчаной основной массы и “плавающих” в ней галек и обломков различных пород. Они, по всей видимости, сформированы за счет каменно-водных потоков, которые эродируют осадочные отложения и вызывают образование подводных каньонов. По простираю слою грубого конгломератового флиша зачастую “сливаются” в единую мощную толщу и снова расщепляются на более тонкие пачки.

Медианный сегмент Ханакинской синклинали (точки 5, 6 на рис. 4).

Разрез по правому борту долины р. Ханака (рис. 9а). От русла реки снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Толща черных неяснослоистых алевролитов со скорлуповатой отдельностью. Толща монотонная, но отдельные слои и пачки имеют тонкую градиационную слоистость, выраженную в постепенной смене снизу вверх по разрезу

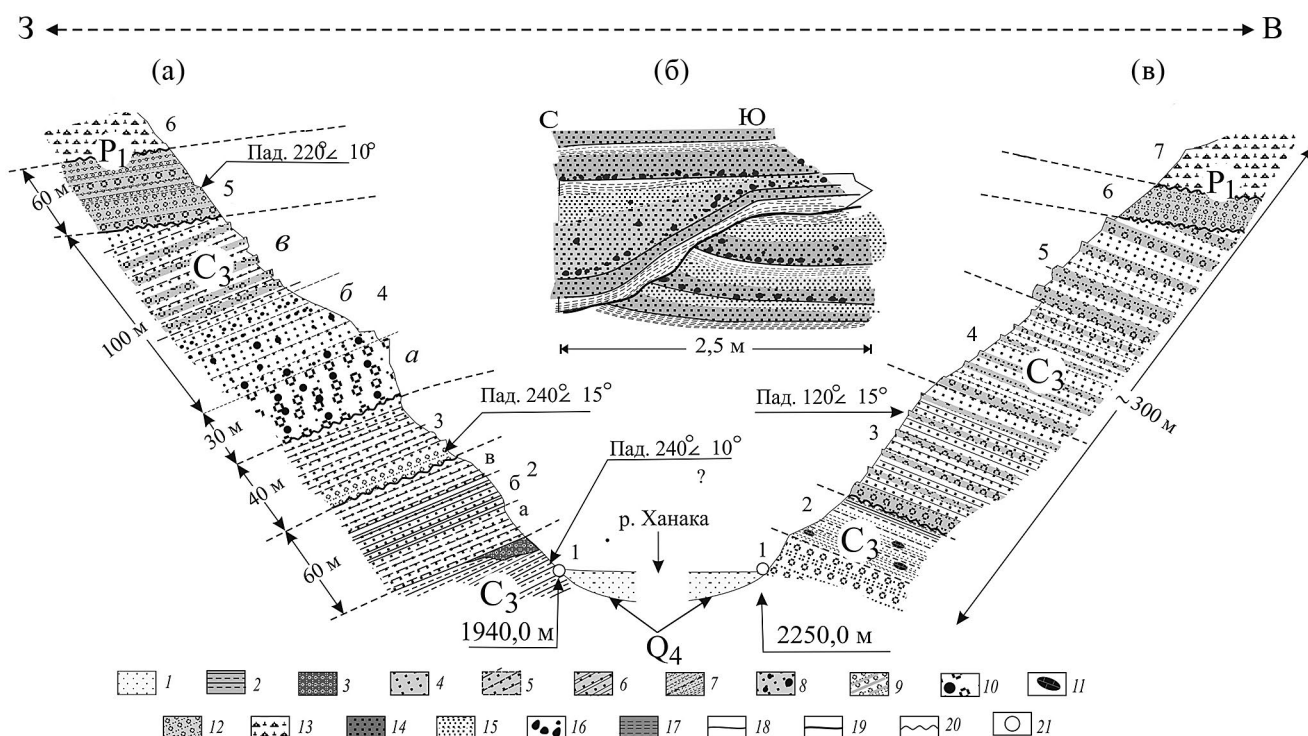


Рис. 9. Разрезы мубаракской свиты в медианном сечении Ханакинской синклинали.

(а) — разрез по правому борту долины р. Ханака (точка 5 на рис. 4); (б) — эрозионный канал в отложениях пачки 1; (в) — разрез по левому борту долины р. Ханака (точка 6 на рис. 4). Рис. 9а и 9в отражают принципиальную картину строения отложений, описание которых приведено в тексте, рис. 9б — реально наблюдаемые взаимоотношения.

1 — четвертичные отложения: аллювий; 2–11 — отложения мубаракской свиты (C_{2m2} – C_3): 2 — алевриты, 3 — отложения эрозионного канала, 4 — разнозернистые песчаники, 5 — груборитмичный флиш, 6 — тонкоритмичный флиш, 7 — алевриты с редкими прослоями песчаников, 8 — пудинговые конгломераты, 9 — полимиктовые конгломераты, 10 — глыбовые конгломераты, 11 — карбонатные конкреции; 12 — мафракская свита (P_1): конгломераты, гравелиты с туфогенным цементом, туфы; 13 — лючобская свита (P_1): риолит-дацитовые лавы и игнимбриты, прослои туфов, туфитов и агломератов; 14–18 — отложения эрозионного канала (рис. 9б): 14 — песчаники преимущественно грубозернистые; 15 — песчаники преимущественно средне- и мелкозернистые; 16 — включения мелкогалечного и гравийного материала; 17 — глинисто-алевритовые отложения; 18 — границы слоев; 19 — поверхность эрозионного вреза; 20 — поверхности размыва; 21 — высотные отметки.

мелко- и тонкозернистых песчаников алеврито-глинистыми отложениями. Отложения расслоены редкими пластами грубо- и среднезернистых песчаников (мощность до 1–1.5 м) без внутренней ритмичной слоистости. В целом отложения представляют собой тонкоритмичный песчано-глинистый и алеврито-глинистый трех- или двухкомпонентный флиш.

2. Выше по разрезу, с четким резким контактом и с карманами, заполненными песчано-галечным материалом (рис. 9б), залегает пачка терригенного флиша. В отложениях четко проявлена градиционная слоистость, выраженная в постепенном изменении гранулометрии терригенного материала снизу вверх по слою от грубозернистых песчаников в основании ритмов до более мелкозернистых разностей, иногда до алевритов и аргиллитов. Пачка 2 состоит из трех горизонтов: (а) серый груборитмичный (толщина ритмов 20–40 см) песчаный флиш;

(б) темно-серый до черного тонкоритмичный (толщина ритмов 3–10 см) песчано-алеврито-глинистый флиш; (в) серый груборитмичный (толщина ритмов 20–40 см) песчаный флиш. На нижней поверхности ритмов присутствуют следы эрозии подстилающих осадков и разнообразные гиероглифы.

3. По резкой границе с признаками размыва залегает пласт (5 м) крупногалечных несортированных конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются пачкой серого песчаного флиша, аналогичного подразделению 2а, но с гравелитами и грубозернистыми песчаниками в основании ритмов. Выше расположена пачка песчано-глинистого тонкоритмичного флиша с преобладанием алеврито-аргиллитовой составляющей, аналогично породам пачки 1.

4. Конгломераты (горизонты “а”–“в”). Горизонт “а”: плохо сортированные разногалечные полимиктовые конгломераты, в составе которых

гальки занимают до 80–90% объема породы; заполняющее вещество составляют гравелиты и грубозернистые песчаники. Горизонт “б”: пудинговые неяснослоистые конгломераты с гальками, хаотически расположенными в песчано-гравелитовой основной массе; отмечены обломки тонкоритмичного песчано-глинистого флиша, сходного с породами пачки “а”, что свидетельствует о процессе реседиментации. Песчаники по составу и строению аналогичны таковым песчаного флиша пачки 3. Вверх по разрезу слоистость становится более четкой, возрастает объем песчано-гравелитового материала, в котором хаотически расположены отдельные “плавающие” гальки, появляются элементы градиционной слоистости. Горизонт “в”: четкое переслаивание серых полимиктовых песчаников и конгломератов, мощность конгломератовых пластов до 3 м.

5. На подстилающих породах с размывом и небольшим угловым (10° – 15°) несогласием залегает пачка, представленная незакономерным чередованием грубослоистых красноцветных и пестроцветных конгломератов (мощность пластов до 2 м), песчаников и красных и зеленых плотных алевролитов.

6. По четкой резкой границе песчано-конгломератовая молассоидная толща перекрыта мясо-красными фельзитами и фельзитовыми туфами со столбчатой отдельностью.

Пачки 1–4 принадлежат мубаракской свите (верхнемосковский подъярус среднего карбона – верхний карбон), пачка 5 соответствует мафракской свите или нижней пачке лючобской свиты, пачка 6 соответствует нижней части лючобской свиты.

Разрез по левому борту долины р. Ханак (рис. 9в). От русла реки снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования:

1. В основании видимой части разреза залегают грубослоистые конгломераты (от глыбовых до мелкогалечных) и гравелиты с редкими прослоями грубо- и среднезернистых песчаников. Окатанность галек от хорошей до полного ее отсутствия. Гальки и глыбы представлены главным образом базальтами и андезитами, сходными с нижележащими породами среднего карбона. Вверх по разрезу возрастает роль прослоев песчано-алевролитового материала и появляются прослои с градиционной слоистостью.

2. Черные неяснослоистые плотные алевролиты с редкими прослоями серых песчаников и гравелитов и черными карбонатными конкрециями. Рассматриваемая пачка согласно надстраивает подстилающие породы пачки 1 и по резкой границе со следами размыва сменяется породами пачки 3.

3. Слоистые серые песчаники, гравелиты и конгломераты. Слоистость пород ритмичная, градиционная. В основании ритмов наблюдаются средне- и мелкогалечные конгломераты и гравелиты (часто мусорные), которые вверх по слою постепенно сменяются грубо-, средне-, мелко- и тонкозернистыми песчаниками. В ряде случаев ритмы венчаются алевролитами. Мощность ритмов от 10–20 до 30–40 см, реже до 1 м. Породы имеют облик типичного конгломерато-песчаного двух-, реже трехкомпонентного флиша. Вверх по разрезу роль грубого материала возрастает и флиш постепенно переходит в отложения пачки 4.

4. Серо-зеленые и зеленые четкослоистые песчаники и конгломераты с примесью вулканомиктового материала в заполняющем веществе. Отдельные горизонты представлены туфо-конгломератами и туфопесчаниками. На плоскостях напластования присутствуют примазки эпидот-хлоритового вещества. Отмечены отдельные прослои зеленовато-красных вулканогенных пород (андезиты). Местами породы расслоены красными алевролитами.

5. Пачка пород, аналогичных пачке 4, но с большим объемом грубослоистых зелено-красных конгломератов с примесью туфогенного материала в цементе.

6. Незакономерно чередующиеся в разрезе грубослоистые красноцветные и пестроцветные конгломераты, песчаники, красные и зеленые плотные алевролиты. Отложения залегают на подстилающих породах с размывом и трудноуловимым угловым (в несколько градусов) несогласием. Пласты конгломератов имеют мощность до 2 м.

7. По четкой резкой границе молассоидная толща перекрыта мясо-красными фельзитами, фельзитовыми лавами со столбчатой отдельностью и фельзитовыми туфами с вулканическими бомбами. Мощность толщи от 25 до 300 м.

Характеризуя приведенные разрезы (точки 5 и 6 на рис. 4) в целом, нужно отметить следующее. Пачки 1–4 (точка 5) и 1–5 (точка 6), несомненно, принадлежат мубаракской свите, в целом имеющей облик флиша. Отложения построены ритмично. Мощность наиболее полных ритмов 60–70 см, реже до 90–110 см. Каждый ритм начинается относительно грубообломочными (грубозернистыми) разностями и заканчивается тонкозернистыми разностями. Гальки и обломки в конгломератах и зерна в песчаниках состоят из вулканогенных и интрузивных пород – продуктов размыва нижележащих средне- и нижнекаменноугольных эффузивных и интрузивных образований. Реже присутствуют обломки и зерна известняков и слабометаморфизованных песчаников и сланцев. Цемент известково-глинистый. Пачки 5 (точка 5) и 6 (точка 6) по составу, строению и положению в разрезе могут быть соотнесены с нижнепермской мафракской

свитой, а пачки 6 (точка 5) и 7 (точка 6) — с лючобской свитой, что нашло отражение на геологической карте и в литостратиграфическом разрезе (рис. 5, 6).

Северное крыло Ханакинской синклинали (рис. 4, точки 7, 8).

Разрез по левому борту долины р. Ханака (рис. 10; рис. 4, точка 7). В левом борту долины снизу вверх по склону и по разрезу наблюдается следующая последовательность напластования.

1. Темно-зеленые базальтовые и андезитобазальтовые порфиры каратагской свиты среднего карбона. В кровле слоя расположена маломощная (10–20 см) кора выветривания.

2. На коре выветривания залегают известняки серовато-зеленые, тонкослоистые, песчанистые, с большим количеством детрита брахиопод и мшанок. Вверх по разрезу возрастает число прослоев мергелистых алевролитов и песчаников.

3. Выше согласно расположена пачка мергелистых алевролитов черных, неяснослоистых, с большим количеством фрагментов брахиопод и отдельными “плавающими” гальками.

4. Темно-серые полимиктовые разногальечные неяснослоистые конгломераты. Конгломератовые пласты чередуются с песчано-алеврито-аргиллитовыми разностями пород, имеющими неясно выраженную градационную текстуру.

Отложения пачек 2–4 по составу и положению в структуре и в разрезе принадлежат нижней части мубаракской свиты.

5. Выше по склону на отложениях пачки 4 по четкой резкой границе, но с незначительным несогласием, залегает толща красноцветных глыбовых и разногальечных конгломератов, песчаников, алевролитов. Заполняющее вещество в конгломератах содержит примесь туфогенного материала. Пачка принадлежит нижнепермской мафракской свите.

6. Розовые и красные фельзит-порфиры и их туфы. Залегают на подстилающих образованиях с размывом и небольшим угловым несогласием. Породы принадлежат лючобской свите (нижняя пермь).

Разрез по правому борту долины р. Ханака (рис. 11; рис. 4, точка 8).

Отложения мубаракской свиты в северном крыле Ханакинской синклинали в основных чертах схожи с описанными выше в других частях структуры. Однако в северном крыле в отложениях данной свиты возрастает роль грубообломочных пород, в том числе глыбовых конгломератов и брекчий. Размер галек и глыб составляет в среднем 5–40 см, достигая у глыб 60–80 см в поперечнике. В составе галек и обломков присутствуют вулканогенные породы, аналогичные породам каратагской и сагдорской свит, а также плагиограниты и гранит-порфиры типа пород Ханкинской интрузии. Отличительной чертой северных разрезов мубаракской свиты

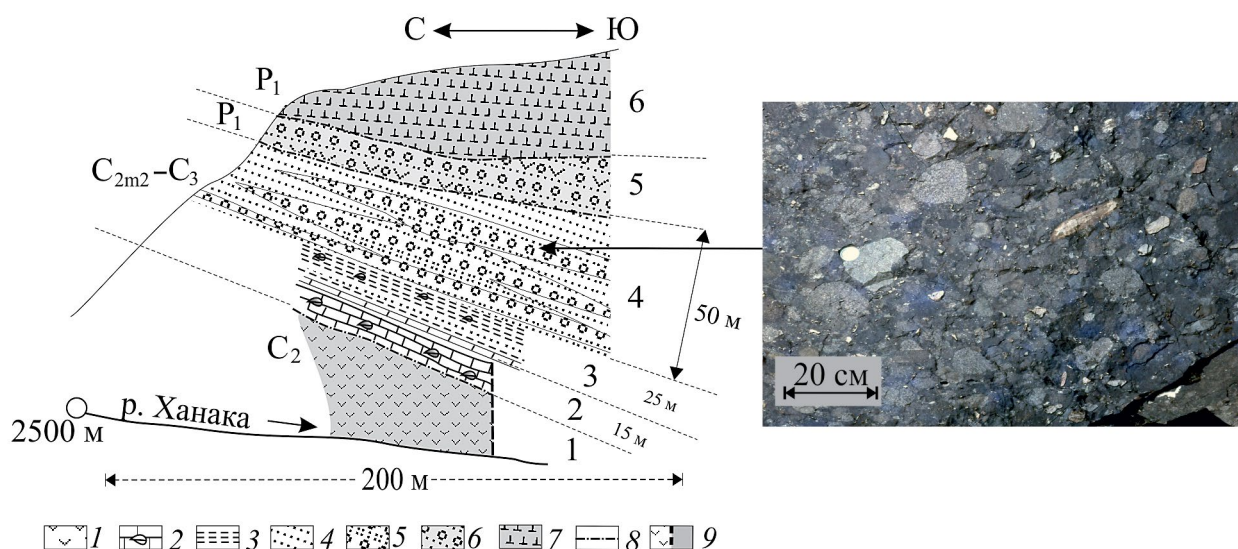


Рис. 10. Разрез мубаракской свиты на северном крыле Ханакинской синклинали. Левый борт долины р. Ханака (точка 7 на рис. 4).

1 — базальтовые и андезитобазальтовые порфиры среднего карбона (каратагская или шамольская свиты); 2–5 — отложения мубаракской свиты: 2 — известняки (ракушники); 3 — песчанистые алевролиты с многочисленными фрагментами раковин брахиопод; 4 — песчаники, алевролиты, аргиллиты с неясно выраженной градационной слоистостью; 5 — полимиктовые конгломераты; 6, 7 — породные комплексы нижней перми; 6 — вулканогенно-осадочные отложения, 7 — кислые вулканы; 8 — трансгрессивный контакт; 9 — разлом. Фото справа — конгломераты пачки 4.

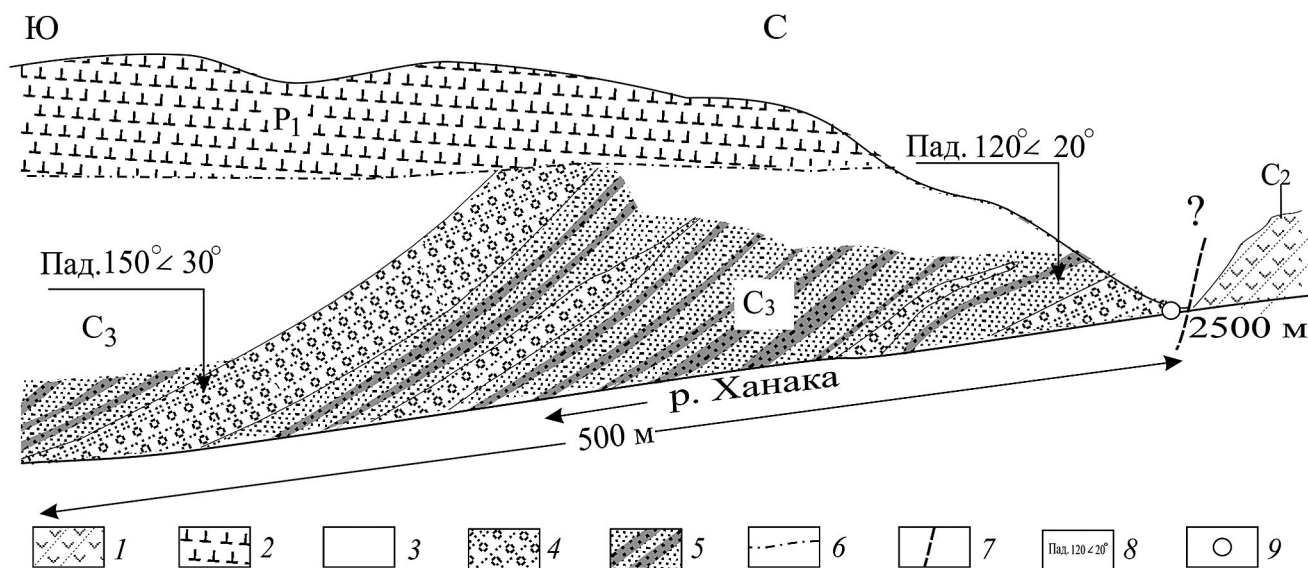


Рис. 11. Разрез мубаракской свиты на северном крыле Ханакинской синклинали. Правый борт долины р. Ханака (точка 8 на рис. 4).

1 — базальтовые и андезитобазальтовые порфиры среднего карбона (каратагская или шамольская свиты); 2 — кислые вулканы нижней перми, нерасчлененные; 3–5 — средне-верхнекаменноугольный флиш (мубаракская свита): 3 — без разделения на горизонты и пачки; 4 — грубообломочные и глыбовые конгломераты; 5 — флиш; 6 — трансгрессивный контакт; 7 — разрыв; 8 — элементы залегания; 9 — высотная отметка.

является массовое присутствие обломочных фрагментов известняков и доломитов, которые в южном сегменте встречаются лишь спорадически.

Как можно видеть из приведенного выше описания разрезов, отложения мубаракской свиты по составу и строению резко отличны от подстилающих и перекрывающих отложений и обладают основными чертами флишевой формации. Однако для мубаракского флиша характерна существенно большая роль конгломератов, чем для типичного флиша. Наличие в конгломератах совершенно не окатанных обломков пород и хорошо окатанных галек очень пестрого состава и размера свидетельствует как о местных, так и об отдаленных источниках данного обломочного материала. Область накопления флиша, безусловно, занимала гораздо большую площадь, чем в современной структуре. Северный борт прогиба, по-видимому, был ограничен зоной Северо-Гиссарского разлома, которая в период накопления флиша представляла собой область поднятия и в пределах которой происходило формирование рифовых построек (Ковальчук, 1984). Южный борт флишевого прогиба не фиксируется. Вероятно, в южном направлении он простирался достаточно далеко.

ПОДГАЛЬСКИЙ ФЛИШ

Описание геологии Карпат и подгальского флиша основано как на литературных материалах (Gołab, 1952, 1959; Andrusov, 1960; Ксёнькевич

и др., 1968; Birkenmajer, 1970, 2001; Książkiewicz, 1972; Koszarski et al., 1974; Yjawor, Sikora, 1979; Cieszkowski et al., 1985; Oszczyk et al., 2005, 2008; Oszczyk, 2006; Golonka et al., 2015), так и на личных наблюдениях. Под названием “подгальский флиш” выделен комплекс терригенных отложений среднего–верхнего эоцена, выполняющий крупную мульду (или синклинали) Подгале. Мульда расположена в области Внутренних Карпат между Пьенинским утесовым поясом на севере и горным сооружением Татр на юге (рис. 12, 13).

Мульда Подгале в структуре Карпат

Альпийское покровно-складчатое горное сооружение Карпат образует выгнутую к северу, северо-востоку, востоку и юго-востоку протяженную петлю, обрамляющую систему альпийских внутригорных впадин (рис. 12, 13). Северный сегмент Карпатской дуги, в пределах которого расположен рассматриваемый в статье объект, выдвинут в сторону области европейских герцинид и Восточно-Европейской платформы. Карпаты подразделены на два крупных сегмента: Внешние Карпаты и Внутренние Карпаты, между которыми расположена узкая и протяженная зона Пьенинских утесов (Książkiewicz, 1972). Геофизические данные и палинспастические реконструкции позволяют считать, что отложения Пьенинского бассейна и карпатский флиш частично тектонически перекрыты аллохтонными массивами Внутренних

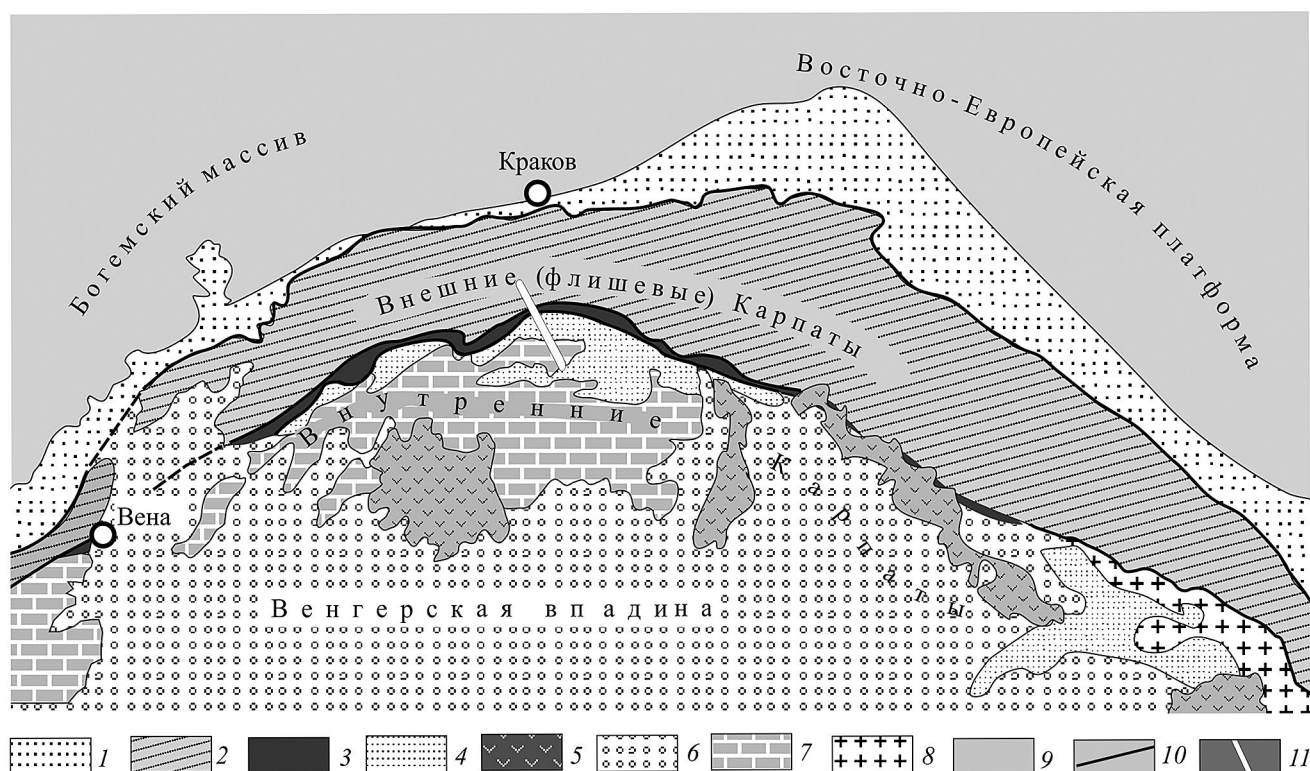


Рис. 12. Основные структурно-формационные зоны Карпатского горного сооружения.

1, 2 – Внешние Карпаты: 1 – Предкарпатский краевой прогиб, 2 – Флишевые Карпаты; 3 – Пьенинский утесовый пояс; 4–7 – Внутренние Карпаты: 4 – подгальский флиш и его аналоги, 5 – неогеновые вулканиты, 6 – неоген-четвертичная моласса внутренних впадин, 7 – допалеогеновое основание Внутренних Карпат; 8 – Мармарошский кристаллический массив; 9 – Восточно-Европейская платформа и область европейских герцинид; 10 – главные разломы, разграничивающие структурно-формационные элементы Карпатского орогена; 11 – положение профиля на рис. 13.

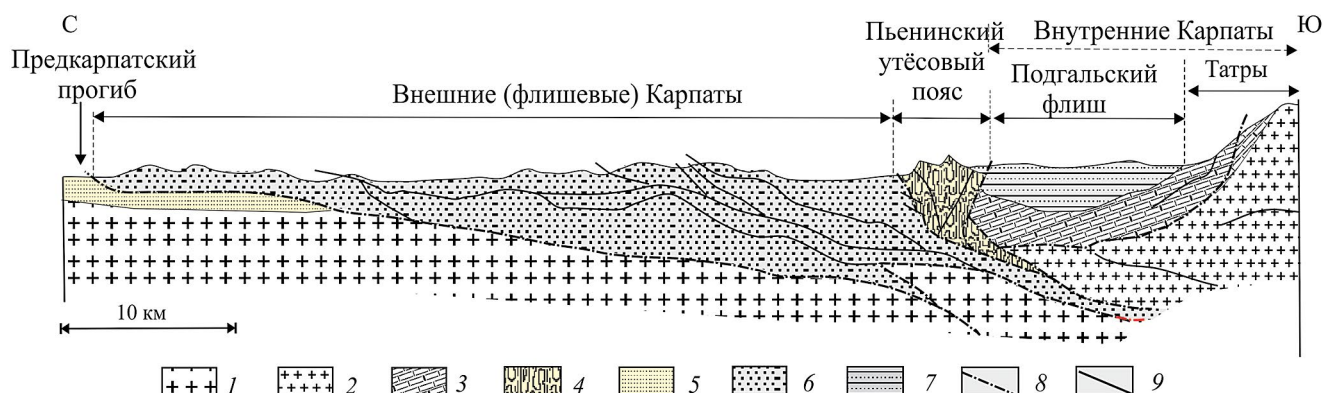


Рис. 13. Схематический поперечный профиль Карпат и положение подгальского флиша в современной структуре (по Golonka et al., 2015, с изменениями). Масштаб соблюден лишь в первом приближении.

1 – фундамент и осадочный чехол Восточно-Европейской платформы (нерасчлененные); 2 – фундамент Внутренних Карпат; 3 – тектонические покровы Татр; 4 – Пьенинский утесовый пояс; 5 – Предкарпатский прогиб; 6 – флиш Внешних Карпат; 7 – подгальский флиш; 8 – главные межформационные разломы; 9 – прочие разломы.

Карпат (Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Oszczyrko et al., 2008).

Внешние (Флишевые) Карпаты, как показывает название, сложены преимущественно

мел-палеогеновыми флишевыми отложениями очень большой мощности (до 6000 м), что свидетельствует об интенсивном прогибании дна бассейна. В современной структуре флиш залегает в виде мощного пакета смятых в складки тектонических

чешуй и покровов, шарьированных в северном направлении на южные окраины европейских герцинид и Восточно-Европейской платформы. Тектонические движения во время накопления флиша проявлялись главным образом в интенсивном прогибании дна осадочного бассейна, регулярно прерываемом этапами тектонической активности. Последняя зафиксирована деформацией рельефа морского дна и возникновением частных поднятий, наличием горизонтов дикого флиша и тектонических отторженцев более древних пород, присутствием обвальнo-оползневых структур.

После отложения верхнеэоценовых магурских слоев флишевые отложения были дислоцированы, смяты в складки и надвинуты в виде серии чешуй в северном направлении. Амплитуда надвигания составляет 20–40 км. Складчатые деформации во Внешних Карпатах связаны с проявлением трех тектонических фаз. Первая фаза имела место на границе олигоцена–миоцена, вторая произошла после раннего миоцена, но до начала тортонского времени, третья – в середине тортонского века. В восточной части Карпат выделена еще одна, более молодая раннесарматская, фаза. Таким образом, главный тектогенез в зоне Флишевых Карпат приходится на ранний–средний миоцен, и горообразовательные движения, сформировавшие структуру карпатского флиша, закончились перед концом раннего сармата.

Пьенинская цепь утесов является разделом между Внешними и Внутренними Карпатами (рис. 13). Сведения по геологии зоны Пьенинских утесов содержатся в многочисленных работах (см. библиографию в Леонов, 2014) и, наряду с собственными наблюдениями, будут использованы в настоящей статье. Утесовая зона представляет собой узкий (до 2–3 км) и протяженный (600 км) тектонический шов типа зон концентрированной деформации (Леонов, 2014). Зона сложена осадочным меланжем, состоящим из сложнодислоцированных рыхлых пород (матрикс) мелового возраста и включенных в них глыб, блоков и пластин триасово-меловых пород, образующих резко выступающие в рельефе утесы (клиппы). Для зоны характерно складчато-чешуйчатое строение. Залегание пластов и ориентировка структурных элементов в основном субвертикальные. В поперечном сечении структура зачастую имеет форму веера. Северным и южным ограничениями зоны служат разломы типа взбросо-сдвигов.

Утесовый пояс с его сложной хаотической структурой сформирован на месте обширного юрско-раннемелового седиментационного бассейна (Andrusov, 1960; Birkenmajer, 1970; Książkiewicz, 1972; Буртман, 1984; Oszczyrko et al., 2008; Леонов, 2014; Golonka et al., 2015). Начиная с ранней юры (возможно, с рэта), в зоне, впоследствии ставшей зоной утесов, накопление осадков продолжалось

до раннего сенона включительно. В середине сенона началось воздымание территории и размыв. В раннем эоцене зона утесов вновь испытала погружение, и в ней отлагались осадки типа магурского флиша. К югу от магурского бассейна располагался хребет или вал, отделявший первый от подгальского бассейна, где осадконакопление началось в позднем лютете. Утесовый пояс снабжал материалом подгальский бассейн, где формировались в это время суловские конгломераты, которыми на территории Словакии начинается подгальский флиш.

Структура утесового пояса сформировалась перед бурдигальским веком. В это время мощные толщи магурского флиша, расположенные к северу от пояса, вели себя пластично и были интенсивно деформированы. В то же время флиш южной провинции (подгальский), залегающий на образованном в позднем мелу относительно жестком блоке Внутренних Карпат, не испытал сколько-нибудь значительной деформации.

Внутренние Карпаты. К югу от Пьенинского утесового пояса расположена территория Внутренних Карпат и покровно-складчатого сооружения Татр (рис. 13, 14). На этой территории период складчато-надвиговых движений и последующей денудации рельефа проявился в промежуток времени от конца сеномана до середины эоцена. К концу среднего эоцена возникшая покровно-складчатая структура была нивелирована, и последующие тектонические движения реализовались в виде обширных прогибов и разделяющих прогибы поднятий. В частности, возник позднеэоценовый подгальский седиментационный бассейн, который был заполнен мощным комплексом терригенных отложений, залегающих с резким стратиграфическим и угловым несогласием на дислоцированных породах Татр.

Зона Татр. Татры представляют собой горный массив, который сложен несколькими сериями пород (рис. 14). Наиболее низкое положение занимает так называемая Верховая единица, состоящая из двух элементов: автохтонного и аллохтонного, которые в последующем образуют параавтохтонный блок Внутренних Карпат. В строении и автохтона, и аллохтона участвуют кристаллические породы основания и осадочные породы чехла. Кристаллические породы, являясь фундаментом Внутренних Карпат, представлены метаморфизованными и изверженными породами допермского возраста. Они составляют большую часть кристаллического массива Татр. Осадочные толщи представлены относительно мелководными терригенными и карбонатными образованиями перми (?)–середины мела. Разрез Верховой единицы свидетельствует о трансгрессивно-регрессивном режиме территории.

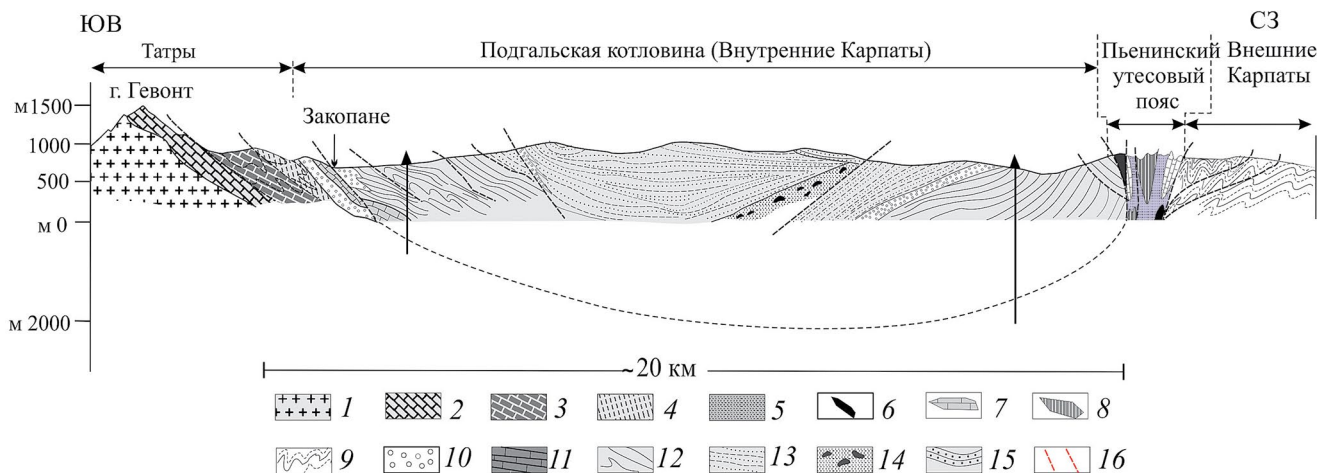


Рис. 14. Структурно-геологический профиль через Подгальскую котловину (Внутренние Карпаты). Составлен по данным (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Леонов, 2014).

1–4 – Татранский массив: 1 – граниты, 2 – верховая серия; 3, 4 – аллохтон: 3 – верховая серия (Т–J), 4 – регловая серия (Т–K₂); 5–8 – Пьенинский утесовый пояс: 5 – терригенный флиш, 6 – отторженцы меловых пород, 7 – отторженцы юрских пород, 8 – отторженцы триасовых пород; 9 – флиш Внешних Карпат; 10–15 – подгальский флиш (верхний эоцен): 10 – конгломераты, 11 – нуммулитовые известняки, 12 – шафларские и закопанские слои, объединенные, 13 – хохловские слои, 14 – пласты конгломератов с глыбами нуммулитовых известняков; 15 – острыские слои; 16 – разломы.

Осадочные отложения образуют две лежащие и сорванные с основания складки, в ядрах которых расположены кристаллические породы основания. На породах Верховой единицы в виде аллохтона залегают породы Регловой единицы, представленные на территории Татр осадочными отложениями триаса, юры, нижнего и среднего мела. Отложения Регловой единицы сходны с таковыми Верховой единицы, однако свидетельствуют об относительно большей глубокководности бассейна седиментации в момент ее формирования. Согласно (Ксёншкевич и др., 1968), надвигание Регловой единицы на Верховую произошло в континентальных условиях после денудации рельефа, предшествующей этому событию.

Мульда Подгале. Между Татранским горным сооружением на юге и Пьенинским утесовым поясом на севере расположена плоская котловина Подгале, выполненная терригенными отложениями, мощность которых достигает 2500 м (рис. 12, 13, 14). Эти отложения известны в литературе как подгальский флиш (Gołaba, 1952; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Koszarski et al., 1974; Oszczytko, 2006; Oszczytko et al., 2008; Golonka et al., 2015).

Тектоническая структура Подгальской котловины представляет собой серию сменяющих друг друга в широтном направлении и разделенных малоамплитудными разломами частных синклиналей, которые в совокупности образуют крупную синклинальную структуру с плоским дном и относительно крутыми бортами. Падения слоев в центральной части синклинали составляют 0–10°. Складчатые и надвиговые структуры свойственны

только отложениям южного и северного бортов синклинали Подгале, где ощутимо воздействие массива Татр и Пьенинского утесового пояса. В южном борту базальные горизонты подгальского флиша залегают с нормальными стратиграфическими взаимоотношениями на юрско-меловых породах Регловой серии Татр, которые “заныривают” под молодые отложения мульды. Слои наклонены в северных румбах, углы падения достигают 40°–50°. В северном борту синклинали, в узкой полосе, примыкающей к зоне Пьенинских утесов, слои лежат более круто, иногда стоят на головах или запрокинуты. Частично они перекрыты по крутому взбросу отложениями Пьенинского утесового пояса. Однако известно и нормальное стратиграфическое залегание подгальского флиша на дислоцированных комплексах Пьенинского пояса. В двух скважинах под отложениями подгальского флиша вскрыты породы регловой серии Татр (Oszczytko et al., 2008).

Перед палеогеном территории, расположенные южнее зоны утесов в Татранском блоке, испытали складчатость и воздымание. К северу же от утесовой зоны поднятие территории и складкообразовательные движения этого времени не отмечены: в зоне Внешних Карпат продолжалось погружение и седиментация. Таким образом, зона утесов в конце мелового периода являлась морфотектоническим разделом между двумя областями с различным тектоническим режимом: к северу от утесового пояса территория испытывала нисходящие

движения, южнее пояса происходило складкообразование и общее воздымание.

Этап сокращения пространства и покровообразования начался на территории Внутренних Карпат в середине мела (австрийская фаза). Затем в маастрихте—раннем палеогене в пограничной области Внутренних Карпат и Пьенинского бассейна отчетливо проявилась ларамийская фаза. Более молодые тектонические движения, которые охватили Внешние Карпаты, в области Внутренних Карпат проявились лишь в форме эпейрогенеза.

Литостратиграфическая характеристика подгальского флиша

Разрез мутьды Подгале включает несколько литостратиграфических единиц, выделяемых польскими геологами в качестве “слоев”. Снизу вверх

по разрезу расположены шафларские, закопанские, хохловские и острыские слои. Существует также мнение (Książkiewicz, 1972), что шафларские и закопанские слои частично фациально замещают друг друга.

В южном борту мутьды, в основании шафларских отложений, залегают конгломераты с гальками пород регловой серии, детритусовые доломиты, песчаники, нуммулитовые известняки с обильными остатками ископаемой фауны двусторчатых моллюсков, ежей, рыб, крупных фораминифер. Присутствуют *Nommulites perforatus* (Montf.), *N. millescaput* Boub., *N. brongniarti* d'Arch. et Heime, которые указывают на лютетский возраст вмещающих пород. Выше нуммулитовых известняков залегают песчано-сланцевые отложения с остатками субтропической растительности и сланцы с остатками рыб (Meletta). На слоях

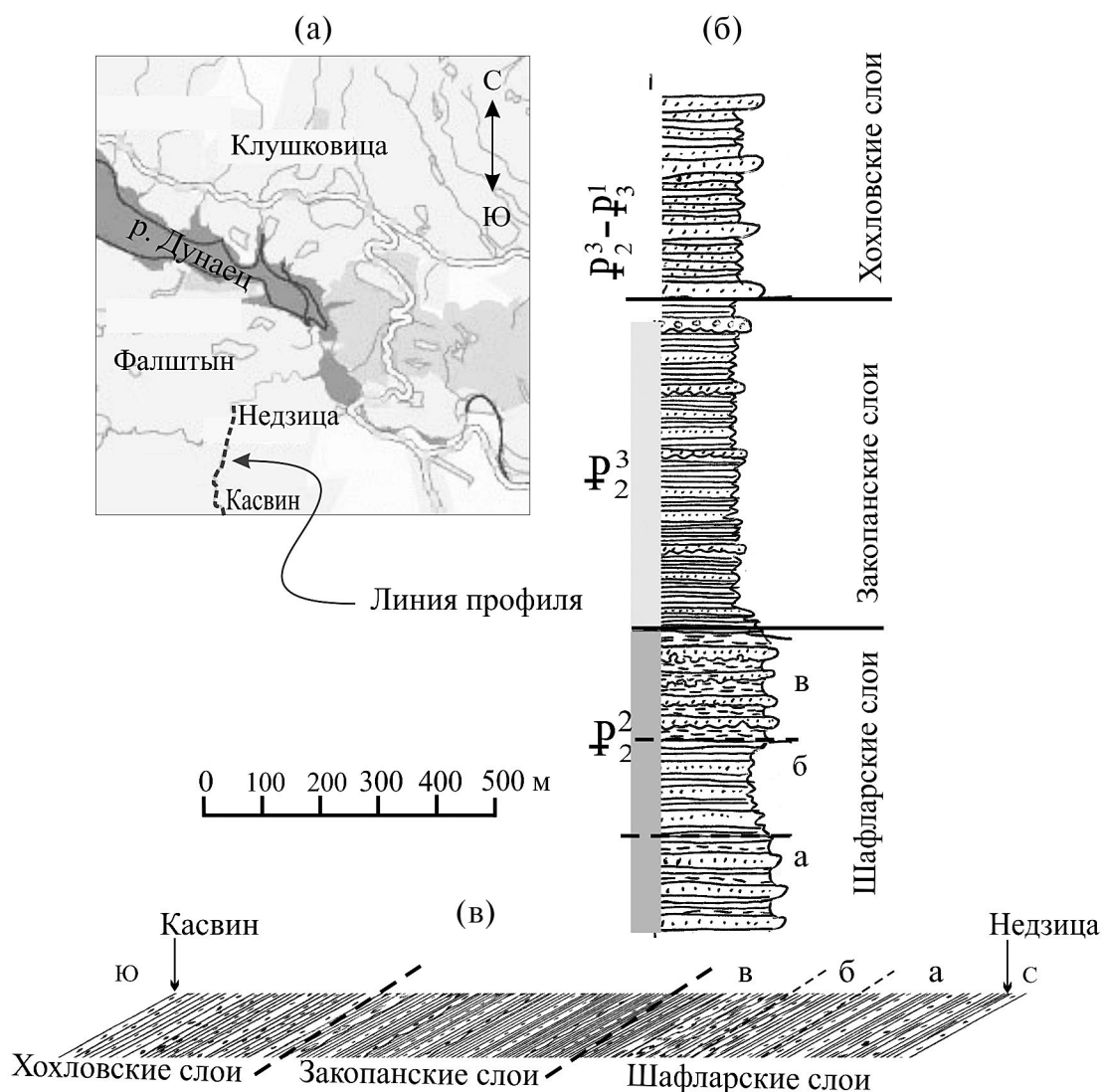


Рис. 15. Схематический разрез подгальского флиша (северный борт котловины Подгале). Описание в тексте.

(а) — местоположение разреза, (б) — схематический разрез (полевая зарисовка), (в) — реальное залегание отложений.

с флорой расположены известняки с литотамниями и *Nummulites fabianii* Prever, которые являются руководящей формой для приабона. Возрастная привязка описанных отложений является общепринятой (Gołaba, 1952, 1959; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Oszczyrko et al., 2008).

Выше следует бедная органическими остатками толща собственно подгальского флиша (закопанские, хохловские и острыские слои). Их характеристика дана на основании фрагмента разреза, описанного в северном борту мульды вдоль русел рек Недзица и Косвин (рис. 15), а также данных (Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972).

Шафларские слои. Подразделены на три толщи, нижняя из которых ("а") сложена серыми кварцевыми, с примесью темноцветных минералов песчаниками, алевролитами, черными аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями железистых доломитов. Слоистость тонкая и средняя. Толща "а" имеет флишевый облик, но градационная слоистость выражена нечетко. Средняя толща "б" представлена преимущественно темными ожелезненными аргиллитами, иногда типа пород нижнеолигоценовой менилитовой серии. Эта толща содержит прослои известковистых тонкозернистых песчаников. В целом породы сходны с породами толщи "а", но с резким преобладанием аргиллитов и практическим отсутствием флишевой ритмичности. Верхняя толща "в" имеет типично флишевый облик и представлена главным образом песчаниками с регулярными прослоями мелко- и среднегалечных конгломератов с большим количеством обломков и галек темно-серых доломитов. В песчаных прослоях данной толщи развита градационная и конволютная слоистость, складки подводного оползания. Слоистость очень четкая, от тонкой до крупной. Регулярны прослои грубозернистых песчаников с плохо окатанными зернами кварца, метаморфических пород и мелко- и среднегалечных конгломератов с большим количеством темно-серых доломитов татранского облика.

Закопанские слои. Представлены преимущественно темными (от зеленовато-серых до черных) глинистыми сланцами и аргиллитами со следами ожелезнения. Породы тонкослоистые. Пачки глин имеют мощность от 30–50 см до 1–5 м и расслоены пластами песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и железистых доломитов. В конгломератах в массовом количестве присутствуют гальки темных доломитов татранского типа. Песчаникам свойственна отчетливая градационная слоистость.

Хохловские слои. По составу породы соответствуют отложениям шафларских и закопанских слоев, по характеру напластования и внутреннему строению являются типичным флишем с развитой ритмичной градационной слоистостью внутри каждого из пластов. В полных ритмах в основании располагаются мелкогалечные конгломераты

или гравелиты, которые вверх по пласту переходят в грубозернистые, затем мелкозернистые песчаники и алевролиты и, наконец, в аргиллиты. Но многие ритмы неполные, с выпадением из разреза той или иной разности терригенного материала. Мощность ритмов варьирует от 15 до 40 см, изредка достигая 60 см. Ритмичные пачки расслоены через 1–5 м мощными (30–60 см) прослоями грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов.

Острые слои. Образуют самые верхние горизонты отложений Подгальской котловины и представлены толстослоистыми и грубозернистыми песчаниками без ритмичной слоистости.

В нижних горизонтах подгальского флиша собраны остатки различных ископаемых организмов, в частности рыб и крупных нуммулитов *Nummulites fabianii* Prever. В более верхних горизонтах также присутствует *Nummulites fabianii* Prever, но без крупных форм. На основании этих находок возраст флишевых отложений Подгальской котловины установлен в интервале поздний лютет–приабон (поздний эоцен). Однако самые верхние горизонты отложений Подгальской котловины, по имеющимся данным (Oszczyrko et al., 2008), принадлежат позднему олигоцену–раннему миоцену.

Область накопления подгальского флиша охватывала гораздо большую площадь, чем территория Подгальской впадины, и в южном направлении бассейн распространялся на территорию Татр и южнее, о чем свидетельствует присутствие палеогеновых отложений, сохранившихся во впадинах, прилегающих к Татранской антиклинали (Ксёншкевич и др., 1968). Северным ограничением подгальского флишевого бассейна служили структуры Пьенинского утесового пояса, который в период накопления подгальского флиша представлял собой барьер, разделяющий Внешние и Внутренние Карпаты.

Отложения Подгальской мульды, как можно видеть из приведенного описания и данных цитированных выше авторов, несомненно, принадлежат к категории флиша как породной ассоциации, обладая всеми типовыми признаками ее строения и состава. Тем не менее флиш Погале имеет ряд отличий от соответствующего формационного типа, что будет обсуждаться ниже.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В начале статьи были перечислены основные критерии, позволяющие отнести породные комплексы к флишевой формации. Как видно из описания разрезов и материалов более ранних работ (Gołaba, 1952, 1959; Горецкая, 1961; Ксёншкевич и др., 1968; Książkiewicz, 1972; Черенков, 1973; Ковальчук, 1984; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008; Golonka et al., 2015), отложения мубаракской свиты Южного Гиссара и котловины Подгале Внутренних Карпат, несомненно, принадлежат к категории флиша и как породная



Рис. 16. Подгальский флиш с характерной градационной слоистостью. Фото автора.
(а) — общий вид, (б) — градационная слоистость.

ассоциация, и как формационный тип. По крайней мере, этот тезис никогда не был подвержен сомнению. Об этом свидетельствуют значительная мощность и выдержанный по простиранию и разрезу специфический терригенный состав отложений, а также совокупность текстурно-структурных признаков, главные из которых: наличие повторяющихся в разрезе десятков и сотен многослоев сходного состава и строения (рис. 16а); ритмичная градационная слоистость (рис. 16), которая в целом отвечает строению ритмов Боума и происхождение которой связывается с турбидными плотностными потоками; присутствие структур конседиментационного оползания, реседиментации и гиероглифов различного типа; высокий процент ритмичных отложений в разрезе; бедность остатками ископаемой флоры и бентосной фауны.

Тем не менее мубаракский и подгальский флиш, обладая чертами сходства, отличаются по ряду параметров от типичных флишевых отложений. В первую очередь, это касается формы геологических тел: в отличие от классического флиша, мубаракский и подгальский флиш выполняют пологие синклинали, к тому же отложения в пределах синклиналей практически не деформированы. И мубаракский, и подгальский флиш занимают сходную тектоническую позицию, которая значительно отличается от позиции, занимаемой флишевыми бассейнами в прилегающих областях Внешних Карпат и Южного Тянь-Шаня. Флишевые отложения в обоих случаях сформированы в бассейнах, расположенных на квазиплатформенном основании внутренних (срединных) массивов, соответственно, герцинского и альпийского подвижных поясов.

Мубаракский флиш расположен в Южно-Гиссарской зоне, развитие которой в палеозое отличается от развития более северных сегментов

Гиссаро-Алая. Герцинский тектогенез проявился здесь в области континентальной коры эпибайкальского Афгано-Таджикского массива (микроконтинента). В отличие от мубаракского флиша, одновозрастные флишевые отложения Гиссаро-Зеравшанской зоны содержат мощные горизонты тектоно-гравитационных и гравитационных микститов и огромные изолированные глыбы и олистоплаки известняков ранне-среднекаменноугольного возраста. Флиш в этой зоне интенсивно дислоцирован: формирует надвиги и тектонические покровы (рис. 17), имеет напряженную складчатую структуру, местами превращен в осадочный меланж (рис. 18). Разделом между Южно-Гиссарским мубаракским и Гиссарско-Зеравшанским флишевыми бассейнами служила зона относительных поднятий, которая в современной структуре соответствует зоне Северо-Гиссарского разлома и выходам гранитов Гиссарского батолита (рис. 3).

Подгальский флиш, как и мубаракский, расположен на складчатом относительно консолидированном квазиплатформенном основании. Он залегает на структурах Татранского массива, который является составным элементом Внутренних Карпат (рис. 13), в зоне, испытавшей основную складчатость в промежутке между поздним сеноном и средним эоценом, т.е. значительно раньше, чем произошли складчатые движения в зоне Внешних флишевых Карпат. В последующий период территория Внутренних Карпат не была затронута складкообразовательными процессами, о чем свидетельствует, в частности, практически ненарушенное залегание отложений Подгальской котловины. При этом одновозрастные отложения магурского флиша, расположенные севернее Пьенинского пояса, участвуют в сложной покровно-складчатой

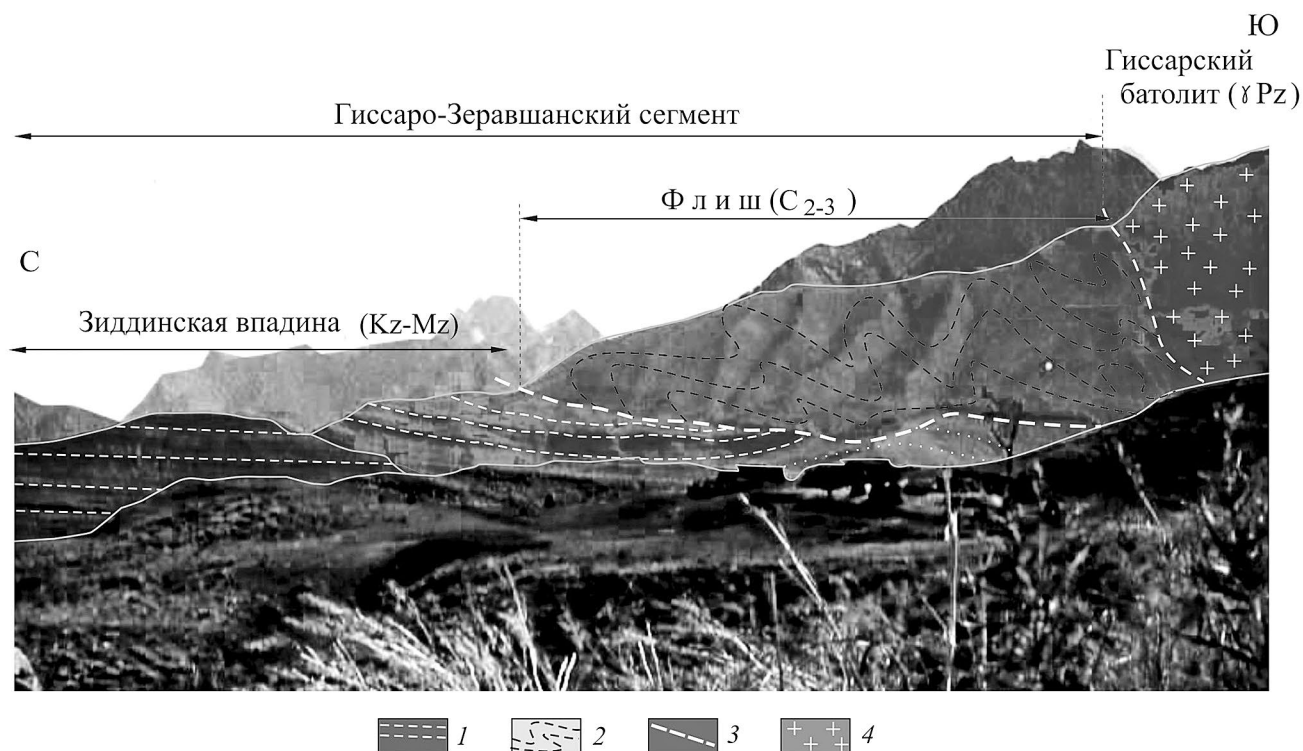


Рис. 17. Аллохтонное залегание складчатого средне-верхнекаменноугольного флиша (южный борт Каракуль-Зиддинской зоны, Тянь-Шань). Фото автора.

1, 2 — условные линии напластования: 1 — мезозойско-кайнозойских отложений, 2 — флишевых отложений; 3 — разломы; 4 — граниты.

структуре Внешних Карпат. Разделом между магурским и подгальским флишевыми бассейнами являлась зона Пьенинских утесов, представлявшая собой в то время систему поднятий (рис. 19), — ситуация, сходная с таковой на Южном Тянь-Шане (рис. 3). Нужно отметить также значительное несовпадение времени становления фундамента мубаракского и подгальского флишевых прогибов со временем консолидации остальной территории Южного Тянь-Шаня (мубаракский флиш) и Карпатского подвижного пояса (подгальский флиш). В пределах Южного Гиссара складчато-метаморфический фундамент был сформирован в докембрии—раннем палеозое. Следовательно, начало герцинской активизации (визейский век раннего карбона) в этой части Гиссаро-Алая значительно запаздывало относительно более северных территорий, в пределах которых уже в кембрии—раннем силуре существовали обширные пространства с корой субокеанического типа (Туркестанский палеоокеан) (Поршняков, 1973; Моссаковский и др., 1993; Буртман, 2006; Бискэ, 2018). Во Внутренних Карпатах начало флишевого этапа также было смещено во времени относительно Внешних Карпат. Флиш Подгале начал формироваться только в конце среднего эоцена, тогда как во Внешних

Карпатах флишевые отложения накапливались с начала мелового периода.

Кроме того, мубаракский и подгальский флишевые бассейны просуществовали очень недолго в сравнении с временем “жизни” классических зон накопления флиша. Так, образование флиша Внешних Карпат шло в течение мела—палеогена (~100–110 млн лет; Ксёньшевич и др., 1968), флиша западного склона Урала — с конца раннего карбона до ранней перми включительно (~75 млн лет; Мизенс, 1997), а флиша южного склона Большого Кавказа — с поздней юры до позднего эоцена (~120 млн лет). Продолжительность же формирования подгальского флиша составила менее 10–12 млн лет (поздний эоцен—ранний миоцен?). Такова же, по-видимому, длительность (12 млн лет) образования мубаракского флиша, соответствующая московскому веку среднего карбона—позднему карбону. Учитывая связь флишевой седиментации с активным тектоническим режимом (Вассоевич, 1967; Ксёньшевич и др., 1968; Леонов, 1972; Хаин, 1973; Черенков, 1973; Романовский, 1988; Мизенс, 1997), можно констатировать, что периоды, связанные с горизонтальными подвижками, стимулирующими формирование флиша на территориях внутренних массивов, были чрезвычайно непродолжительны и соответствовали кратковременным

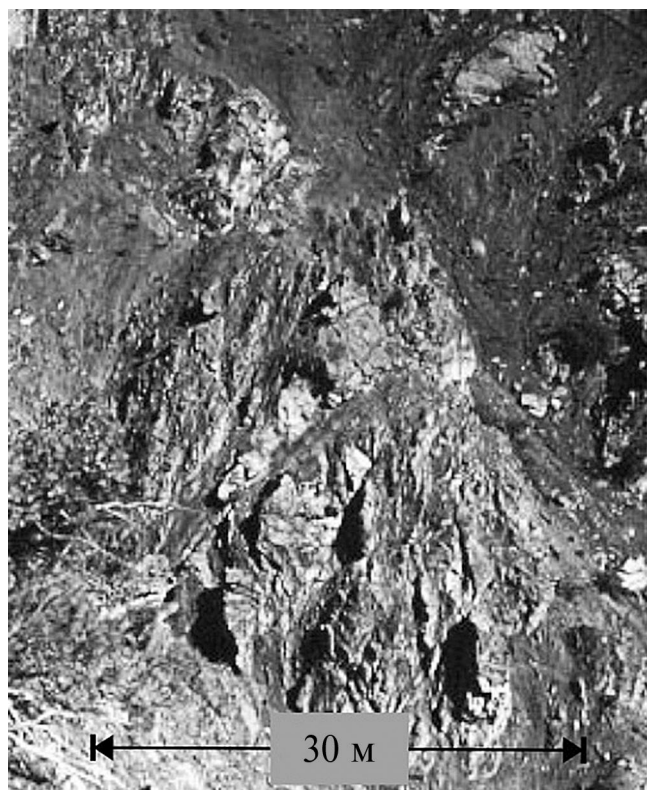


Рис. 18. Средне-верхнекаменноугольный флиш, преобразованный в осадочный меланж (южный борт Каракуль-Зиддинской зоны). Фото автора.

всплескам тектонической активности (тектоническим фазам). Особенно четко это проявлено в случае подгальского флиша, время формирования которого совпадает с проявлением пиренейской тектонической фазы в конце эоцена—самом начале олигоцена.

В Альпийской области к этой фазе тектогенеза приурочено возникновение мощных толщ позднеэоценовых тектоно-гравитационных микститов, генетически связанных с проявлением горизонтальных движений (Леонов, 1975, 1981).

Сходные отложения известны также на Родопском (Московски, Шопов, 1965; Леонов, 1975) и Дзирульском (Леонов, 1975; Майсадзе, 1994) массивах, и эти отложения включают в себя горизонты и пачки флишеподобных образований. В частности, установлено (Леонов, 1975), что верхнеэоценовые глыбовые микститы, протягивающиеся вдоль южного склона Большого Кавказа, образуют две полосы выходов. Микститы северной полосы являются неотъемлемой частью флишевой формации южного склона. Микститы южной полосы образовались в бассейне, возникшем на субплатформенном основании Дзирульского массива — наиболее приподнятой части Грузинской глыбы. В пограничной зоне между флишевым бассейном южного склона и бассейнами, расположенными на территории Грузинской глыбы, с начала мела до начала олигоцена существовала кордильера, увенчанная верхнеюрскими рифовыми постройками, которые подвергались размыву и разрушению. Впрочем, существует мнение (Майсадзе, 1994), что верхнеэоценовые микститы образовались исключительно во внутреннем бассейне, существовавшем в это время на территории Грузинской глыбы, но общей картины это не меняет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ сходных по строению, но различных по времени и месту образования геологических объектов — верхнекаменноугольного флиша Ханакинской синклинали (Тянь-Шань)

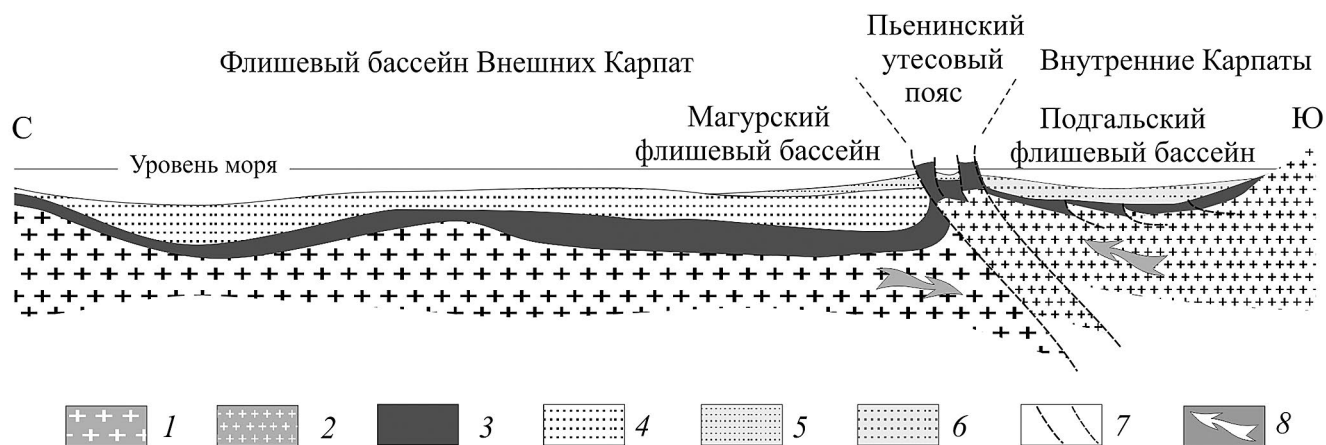


Рис. 19. Положение подгальского бассейна в структуре Карпат в позднем эоцене. Схема составлена с использованием представлений Ксёншкевича и др. (1968).

1 — кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — кристаллический фундамент Внутренних Карпат; 3 — мезозойские чехольные отложения; 4 — доэоценовый флиш; 5 — магурский флиш; 6 — подгальский флиш; 7 — разломы; 8 — предполагаемое относительное направление движения блоков фундамента.

и верхнеэоценового флиша синклинали Подгале (Карпаты) — позволил установить региональные характеристики геологического развития упомянутых флишевых комплексов, а также выявить общие особенности геодинамической эволюции исследуемых объектов, независимые от времени их формирования и региональной принадлежности.

В частности, установлено, что, принадлежа к разным подвижным поясам и тектоническим циклам, отложения флиша Внутренних Карпат и Южно-Гиссарской зоны Тянь-Шаня схожи по внутреннему строению и по нестандартной для флишевой формации тектонической позиции. В то же время они обладают чертами, флишу не свойственными: формированием на квазиplatformенном основании, простой конфигурацией геологических тел и отсутствием внутренних деформаций, узким временным интервалом формирования, а также приуроченностью к кратковременным этапам активизации горизонтальных тектонических движений, проявляющихся в межрегиональном масштабе.

Эти особенности геологии мубаракского и подгальского флиша позволяют сделать вывод о существовании особой разновидности седиментационных образований, которую можно обозначить как “финальный флиш тыловых (срединных) массивов подвижных поясов”. Этот вывод подтверждается существованием сходных образований на территориях и других внутренних массивов, например, на Дзирульском (Грузия) и Родопском (Болгария).

Благодарности. Это исследование было осуществлено при деловой помощи и дружеском участии геологов Таджикистана — академика АН Тадж. ССР Р.Б. Баратова, члена-корр. АН Тадж. ССР М.М. Кухтикова, докторов геол.-мин. наук И.Н. Черенкова и А.С. Шадчинава, с которыми мне довелось обсуждать проблемы геологии Южного Тянь-Шаня. Всем этим ученым — моя глубокая благодарность. При знакомстве с геологией Карпат значительную помощь мне оказали польские коллеги — профессора К. Биркенмайер и М. Джулинский, д-ра Е. Лефельд и А. Токарский, которым я искренне признателен. Отдельная благодарность д-ру Р. Маршалко (Институт геологии Словацкой академии наук), который познакомил меня с эоценовыми флишевыми отложениями Внутренних Карпат, а также принял участие в изучении флишевых отложений Гиссаро-Алайского региона.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках бюджетной темы FMMG-2023-0007 Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баратов Р.Б., Горецкая Е.Н., Шукин С.И. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: ДОНИШ, 1973. 108 с.

Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.

Браташ В.И. Новейший эпиплатформенный орогенез и определяющие его факторы на территории Средней и восточной Азии. Главные Иранское, Индостанское и Гималайское направления новейшего тектогенеза // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Сб. 6. Душанбе: ДОНИШ, 1974. С. 3–11.

Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17–31.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 187 с.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.—М.: Гостоптехиздат, 1951. 240 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алай-Гиссарская. М.: Недра, 1967. 134 с.

Геология СССР. Т. XXIV. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 735 с.

Горецкая Е.Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта // Тр. ИГ АН Тадж. ССР. 1961. Т. 4. С. 65–97.

Елисеев А.И., Антошкина А.И., Салдин В.А., Никулова Н.Ю., Козырева И.В., Сандула А.Н. Формации палеозоя северо-восточной окраины Европейской платформы. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2006. Научные доклады. Вып. 481. 72 с.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на южном Урале и сходные с ней образования // Тр. Ин-та геол. наук. Сер. геол. 1949. № 34. 174 с.

Ковальчук И.А. Герцинские геосинклинальные вулканогенные и осадочные формации Южного Гиссара (Тянь-Шань). Автореф. дисс. ... канд. геол. наук. Львов: ЛГУ, 1984. 277 с.

Ксёнишевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. Ред. Максимов С.П. М.: Изд-во Недра, 1968. 310 с.

Леонов М.Г. Флиш — образование подводного склона // Литология и полезн. ископаемые. 1972. № 2. С. 44–54.

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 140 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 199).

Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 173 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 344).

Леонов М.Г. Пьенинский утесовый пояс: тектоническая структура и эволюция // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. Р. 703–715.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. Ред. Богданов Ю.А. М.: Наука, 1988. 310 с.

Майсадзе Ф.Д. О верхнеэоценовых олистостромах южного склона Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2. № 1. С. 95–102.

Марковский А.П. Зеравшано-Гиссарская горная область. М.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 743–773.

- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 231 с.
- Московски С., Шопов В. Стратиграфия на палеогена и свързаните с него реседиментационни явления (олистостроми) в областта Пиянец, Костендилеско // Изв. Геол. ин-т Бълг. АН. 1965. № 14. С. 189–210.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Централно-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Портнягин Э.А., Павлов В.И., Ковальчук И.А. Южно-гиссарская магматогенная зона // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Львовский ГУ, 1973. Т. 1. С. 97–119.
- Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 206 с.
- Романовский С.И. Физическая седиментология. Л.: Недра, 1988. 240 с.
- Стратиграфический кодекс России. Ред. Жамойда А.И. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
- Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Автореф. дисс. ... канд. геол. наук. Фрунзе: Фрунзенский политех. ин-т, 1986. 24 с.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 258 с.
- Ханович И.Г., Айнемер А.И. Приложение модели слоенакопления А.Н. Колмогорова к исследованию статистических характеристик геологических разрезов // Геология и геофизика. 1968. № 7. С. 44–54.
- Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Ред. Шатский Н.С. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 373 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 37).
- Черенков И.Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1973. 170 с.
- Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана. Душанбе: Broadtec investment CO., LTD, 2008. 406 с.
- Цейслер В.М. Основы формационного анализа. М.: Изд-во РУДН, 2002. 189 с.
- Andrusov D. Die Klippenzone in Karpaten-System // Мат. Карпато-Балк. асс. № 1. Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 63–73.
- Birkenmajer K. Przedeoceńskie struktury fałdowe w Pieninskim pasie skałkowym Polski // Stud. Geol. Pol. 1970. V. 31. P. 1–77.
- Birkenmajer K. Pieniny Klippen Belt // Carpathian paleogeography and geodynamics, a multidisciplinary approach. 12th Meeting of the Assoc. Europ. Geol. Soc. Krakow: Państwowy Instytut Geologiczny, 2001. P. 99–141.
- Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam: Elsevier, 1962.
- Cieszkowski M., Slaczka A., Wdowiarz S. New data on structure of the Flysch Carpathians // Prz. Geol. 1985. V. 6. P. 313–333.
- Gołqba J. Tektonika Podhala // Geol. Biul. Inf. 1952. № 1. 168 p.
- Gołqba J. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala // Biul. Inst. Geol. 1959. V. 149. P. 225–239.
- Golonka J., Krobicki M., Wąskowska A., Cieszkowski M., Ślaczka A. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians // Geol. Mag. 2015. V. 152. № 2. P. 269–286.
- Koszarski I., Sikora W., Wdowiarz S. The flysch Carpathians // Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Ed. Mahel M. Bratislava: Statny geol. Dionyzia Stura, 1974. P. 180–197.
- Książkiewicz M. Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 3. Karpaty. Warszawa: Wydawnictwa Geol., 1972. 228 p.
- Kuenen Ph.H. Experiments in geology // Trans. Geol. Soc. Glasgow. 1958. № 23. P. 1–28.
- Kuenen Ph.H., Migliorini C.I. Turbidity currents as a cause of graded beddings // J. Geol. 1950. № 2. P. 91–127.
- Oszczypko N. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // Geol. Quart. 2006. V. 50. № 1. P. 169–194.
- Oszczypko N., Oszczypko-clowes M., Golonka J., Krobicki V. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians) // Acta Geol. Hung. 2005. V. 48. № 3. P. 259–282.
- Oszczypko N., Slaczka A., Żyto K. Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpaccie // Przegląd Geologiczny. 2008. V. 56. № 10. P. 927–935.
- Sujkowski Z. Flysch sedimentation // Bull. Geol. Soc. Am. 1957. V. 68. № 5. P. 543–554.
- Tercier J. Le flysch dans la sedimentation alpine // Eclogae geol. Hel. 1947. V. 40. № 2. P. 164–198.
- Y Jawor E., Sikora W. Obidowej – Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych // Kwart. Geol. 1979. № 23. P. 499–501.
- Интернет-ресурс https://en.wikipedia.org/wiki/File:Loughshinny_folds.jpeg
- Интернет-ресурс <http://www.plechov.ru/Education/OCEAN/lection6.htm>

Рецензенты Ю.А. Лаврушин,
Г.А. Мизенс, Ю.Д. Захаров

Geological Correlation of the Mubarak (Southern Tien Shan) and Podhale (Inner Carpathians) Flysch Basins

M. G. Leonov

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: mgleonov@yandex.ru*

A comparative analysis and correlation of “atypical” flysch formations of the Tien Shan and the Carpathians is carried out in order to distinguish between local (regional) and general (interregional) features of their structure and place in the evolution of mobile belts. The objects of the study were the Upper Carboniferous flysch of the Khanaka syncline (Tien Shan) and the Upper Eocene flysch of the Podhale syncline (Carpathians). Using historical and geological analysis based on the study of lithostratigraphy, tectonic structure and geodynamic position of objects, a comparative characteristic of the flysch of the Khanaka syncline and the flysch of the Podhale syncline was carried out for the first time. The selected objects belong to different mobile belts and tectonic cycles; similar in internal structure and in non-standard tectonic position for flysch; they have some features that are not peculiar to flysch: formation on a quasi-platform basement, a significant volume of conglomerates, a simple configuration of geological bodies, the absence of internal deformations, and a narrow time interval of formation. On the basis of a comparative analysis, it was established that the studied objects belong to a special variety of flysch, which is proposed to be designated as the “final flysch of the inner massifs of mobile belts”, the formation of which reflects the specifics of the geodynamic evolution of the Hercynian and Alpine mobile belts.

Keywords: basin, inner (middle) massif, lithostratigraphy, sedimentation, tectonics, turbidity, flysch

УДК 550.93:551.761:550.93:552.51:551.3(477.75)+621.384.83

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U–Th–Pb ДАТИРОВАНИЯ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЧЕНКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ – ВКЛАД В СТРАТИГРАФИЮ КИММЕРИД ГОРНОГО КРЫМА¹

© 2024 г. Н. Б. Кузнецов^{1,*}, А. В. Страшко^{1,2}, Т. В. Романюк²,
А. М. Никишин³, Д. В. Московский³, А. С. Новикова¹,
А. С. Дубенский^{1,4}, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

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

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

*e-mail: kouznikbor@mail.ru

Поступила в редакцию 14.07.2023 г.

После доработки 03.09.2023 г.

Принята к публикации 09.10.2023 г.

Представлены первые результаты U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из песчаников ченкской толщи, выделяемой в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма. Среди dZr из песчаников ченкской толщи доминируют зерна каменноугольно-триасового возраста. Сопоставление полученных ранее наборов U–Pb возрастов dZr из разновозрастных и разномациональных толщ киммерид Горного Крыма позволило выявить определенные закономерности изменения во времени провенанс-сигнала и, соответственно, питающих провинций, продуктами эрозии которых сложены песчаники этих толщ. Сопоставление полученного набора U–Pb возрастов dZr из ченкских песчаников с аналогичными данными по песчаникам из верхнетриасово-юрских толщ киммерид Горного Крыма показало, что провенанс-сигналы ченкских песчаников и верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых толщ кардинально различаются, но при этом провенанс-сигналы ченкских песчаников и песчаников средне-верхнеюрских грубообломочных толщ сходны. Для dZr из песчаников ченкской толщи характерны параметры распределения значений Th/U промежуточные между таковыми из песчаников флишевых толщ и из песчаников грубообломочных толщ. Это согласуется с высказанными предположениями о стратиграфическом положении ченкской толщи между верхнетриасовыми–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами. В целом полученные изотопно-геохронологические и геохимические данные и некоторые особенности внутреннего строения dZr из песчаников ченкской толщи можно использовать как сильный аргумент в пользу ее интерпретации как самостоятельной стратиграфической единицы с возрастом не древнее средней юры. Сходство характеристик dZr из песчаников ченкской толщи с таковыми из песчаников средней и верхней юры ставит под сомнение сопоставление ченкской толщи с рядом литологически схожих толщ юго-западных районов Горного Крыма, относимых на основе фаунистических находок к нижней юре.

Ключевые слова: Черноморский регион, верхний триас, юра, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X24030031, **EDN:** CWAUIA

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в практике геологических исследований нашли активное применение результаты “массового” U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из обломочных пород, прежде всего из песчаников. Этот

метод позволяет получить ранее недоступную надежную информацию о возрасте и других характеристиках кристаллических комплексов – первичных источников изученных dZr. Получаемые возрастные определения dZr из песчаников в комплексе с другой информацией позволяют идентифицировать первичные источники вещества для изученных толщ и определить или хотя бы наметить положение питающих провинций. Отдельные геологические структуры, крупные коровые блоки или даже большие части континентов

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24030031 для авторизованных пользователей.

могут обладать совокупностью типичных и/или даже уникальных возрастных и вещественных характеристик участвующих в их строении кристаллических комплексов, которые определяют провенанс-сигнал объекта. Сопоставление наборов значений возраста dZr из толщ разного возраста и/или географического положения внутри одного региона (одного осадочного бассейна) позволяет проследить эволюцию поставляющих эти зерна питающих провинций во времени и пространстве. Все это существенно насыщает палеотектонические и палеогеографические реконструкции изучаемого региона (осадочного бассейна) объективной информацией. В некоторых случаях результаты изучения dZr могут помочь уточнить стратиграфическую позицию фаунистически немых толщ и использоваться для стратиграфических корреляций, для прояснения первичной тектонической природы коровых блоков и других результатов, которые невозможно получить традиционными геологическими исследованиями.

К настоящему времени уже опубликованы результаты изучения dZr из некоторых стратиграфических образований Горного Крыма. Так, в работе (Nikishin et al., 2015) представлены суммарные результаты U–Pb датирования dZr из набора проб песчаников, попадающих в стратиграфический интервал от средней юры до неогена. В работах (Никишин и др., 2016; Рудько и др., 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2019; Романюк и др., 2020) приведены результаты изучения dZr из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ. В работах (Никишин и др., 2020; Кузнецов и др., 2022a) представлены результаты U–Pb изотопного датирования dZr , характеризующих песчаники из таврической и эскиординской серий.

В настоящей статье, которая фактически является продолжением вышеупомянутых работ, представлены результаты U–Pb изотопного датирования dZr из песчаников ченкской толщи, принимающей участие в строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма. Эти результаты сопоставлены с аналогичными данными по другим толщам киммерид Горного Крыма с целью уточнения стратиграфического положения ченкской толщи и проведения палеогеографических реконструкций для Горного Крыма.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ КИММЕРИЙСКОГО СТРУКТУРНОГО КОМПЛЕКСА ГОРНОГО КРЫМА И ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩЕ

Геологическое строение п-ова Крым охарактеризовано в большом количестве публикаций (см. обзорные работы Мазарович, Милеев, 1989; Никишин и др., 2006, 2020; Nikishin et al., 2015; Милеев и др., 2006; Okay, Nikishin, 2015; Фиколина и др.,

2019 и ссылки в этих работах). Здесь выделяют два региона: Степной Крым (фрагмент эпигерцинской Скифской плиты) и Горный Крым (рис. 1). Последний является киммерийской складчатой областью, вовлеченной в альпийский орогенез.

В строении Горного Крыма выделяют два структурно-тектонических этажа: нижний (киммерийский), представленный складчатым комплексом, и верхний (синальпийский), слагающий осадочный чехол. Осадочные и вулканогенно-осадочные образования киммерийского структурного комплекса слагают видимые на современном эрозионном срезе структуры основания моноклинально залегающих синальпийских меловых и палеоценовых толщ Горного Крыма.

Киммерийский структурный комплекс обнажен в пределах Первой гряды Крымских гор и слагает структурное основание моноклинали Второй гряды Крымских гор, сложенной синальпийским структурным комплексом. Последний состоит из залегающих моноклинально меловых и кайнозойских толщ, которыми сложены верхние элементы структуры Второй гряды и Третья гряда Крымских гор.

Складчатый комплекс нижнего структурного этажа Горного Крыма представлен неравномерно деформированными и дислоцированными осадочными, реже вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами, относимыми к стратиграфическому интервалу от верхов триаса до верхов юры, а возможно, и самых низов нижнего мела. Этот структурный комплекс был сформирован в ходе нескольких этапов деформации, во время которых были образованы разнообразные складчатые и покровно-надвиговые структуры.

В разрезе киммерийского складчатого комплекса Горного Крыма выделяют 5 серий: эскиординскую, таврическую, карадагскую, судакскую и яйлинскую (см. детали в Рудько и др., 2019). Серии, как правило, имеют тектонические взаимоотношения. Образования эскиординской и таврической серий считают практически одновозрастными, в то время как прочие серии в сводном стратиграфическом разрезе киммерийского комплекса Горного Крыма надстраивают друг друга (Милеев и др., 2006).

В тектоническом отношении в киммерийском структурном комплексе Горного Крыма выделяют две структурные зоны, имеющие различное строение: Горно-Крымскую и Лозовскую (Славин, 1989; Панов, 2002). Последнюю из них в некоторых работах называют зоной смятия (Милеев и др., 1997) или зоной Симферопольского меланжа (Юдин, 1993).

Выделяемые во внутреннем строении киммерийского комплекса верхнетриасово-нижнеюрские (или верхнетриасово-ааленские) толщи, сложенные преимущественно осадочными породами, на основании выявленных литологических особенностей строения фрагментов их разрезов разделены на две близкие

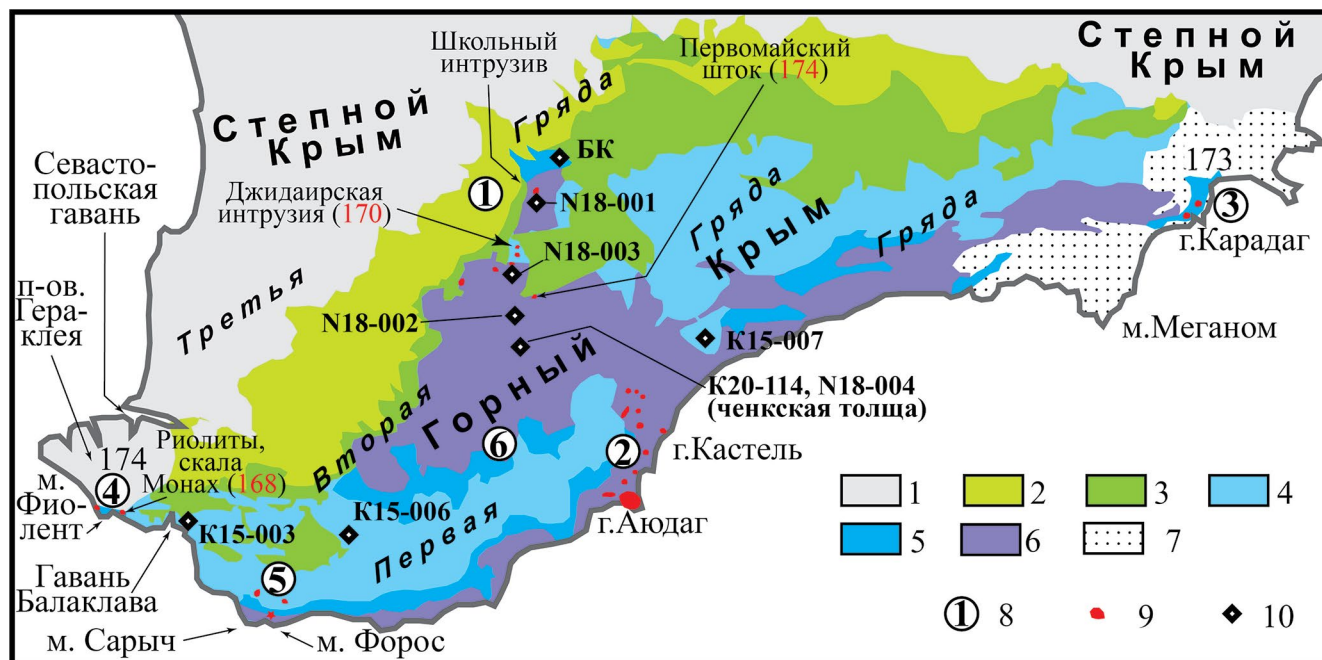


Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма (Nikishin et al., 2015; Кузнецов и др., 20226), с упрощениями, добавлениями. 1–3 – синальпийский структурный комплекс: 1 – верхнекайнозойские толщи осадочных терригенно-глинисто-карбонатных пород, слагающие Третью гряду Крымских гор и верхние части разреза регионов Скифской плиты, попадающих в пределы Степного Крыма; 2 – верхнемеловые и нижнекайнозойские толщи осадочных глинисто-карбонатных и карбонатных пород, слагающие верхние части разреза Второй гряды Крымских гор; 3 – нижнемеловые толщи осадочных терригенных пород, слагающие нижние части разреза Второй гряды Крымских гор; 4–6 – киммерийский структурный комплекс: 4 – верхнеюрские (верхнеюрско-берриасские) толщи карбонатных, карбонатно-обломочных и терригенных грубообломочных (конгломератов) пород, слагающие вершинные платообразные части Первой гряды Крымских гор; 5 – среднеюрские толщи вулканогенных, вулканогенно-осадочных, терригенных (конгломераты, песчаники) пород и угленосные толщи, слагающие склоны Первой гряды Крымских гор; 6 – верхнетриасово-нижнеюрские флишевые толщи – таврическая и эскиординская серии, слагающие структурное основание Первой и Второй гряд Крымских гор; 7 – карбонатно-глинисто-терригенные толщи, охватывающие стратиграфический интервал келловей–неоген, развитые на востоке Крымских гор; 8 – магматические ареалы (1 – Бодрак-Первомайский, 2 – Аюдаг-Кастель, 3 – Карадаг, 4 – Фиолент-Гераклея, 5 – Сарыч-Форос-Олива, 6 – Верхняя Кача); 9 – среднеюрские магматиты (для некоторых объектов цифрами даны возрасты в млн лет, красный шрифт – U–Pb датирование, черный шрифт – Ag–Ag или K–Ag датирование); 10 – положение мест отбора проб песчаников из триасовых и юрских толщ киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, для которых на сегодняшний день известны результаты датирования зерен детритового циркона.

по возрасту или разновозрастные серии – таврическую и эскиординскую² (Васильева, 1952; Муратов, 1959; Короновский, Милеев, 1974; Мазарович, Милеев, 1989; Милеев и др., 1997; Панов и др., 2001, 2009). Кроме того, в строении киммерид участвуют вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные породы средней и верхней юры, разделенные на ряд свит и толщ – бодракскую, битакскую, бешуйскую и др. (Моисеев, 1929; Муратов, 1959; Славин, Чернов, 1981; Романов и др., 1987; Мазарович, Милеев, 1989; Никишин и др., 2016). Упрощенная сводная (обобщенная) стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма показана на рис. 2.

² Не путать с одноименной верхнетриасово-нижнеюрской толщей кварцевых песчаников, выделенной А.С. Моисеевым (1932) в районе села Лозовое (бывш. название Эски-Орда) в южном пригороде Симферополя.

Таврическая серия – это мощный комплекс глубоководных дистальных флишевых образований с очень четко проявленной ритмичностью. Породы таврической серии интенсивно дислоцированы. Сколько-нибудь полных, протяженных и слабо нарушенных разрезов серии неизвестно. В породах таврической серии обнаружены лишь редкие палеонтологические находки, которые позволяют вполне обоснованно считать, что сводный стратиграфический разрез серии охватывает интервал от верхнего триаса до верхов нижней юры (Васильева, 1952; Муратов, 1959), а возможно, и до аалена (до низов средней юры), так как недавно стали известны требующие проверки сведения о том, что верхи верхнетаврической свиты могут включать низы средней юры (Панов и др., 2009; Аркадьев, Федорова, 2018). Верхнетриасовая часть разреза таврической серии показана на геологических картах и сводных региональных стратиграфических схемах (колонках) как

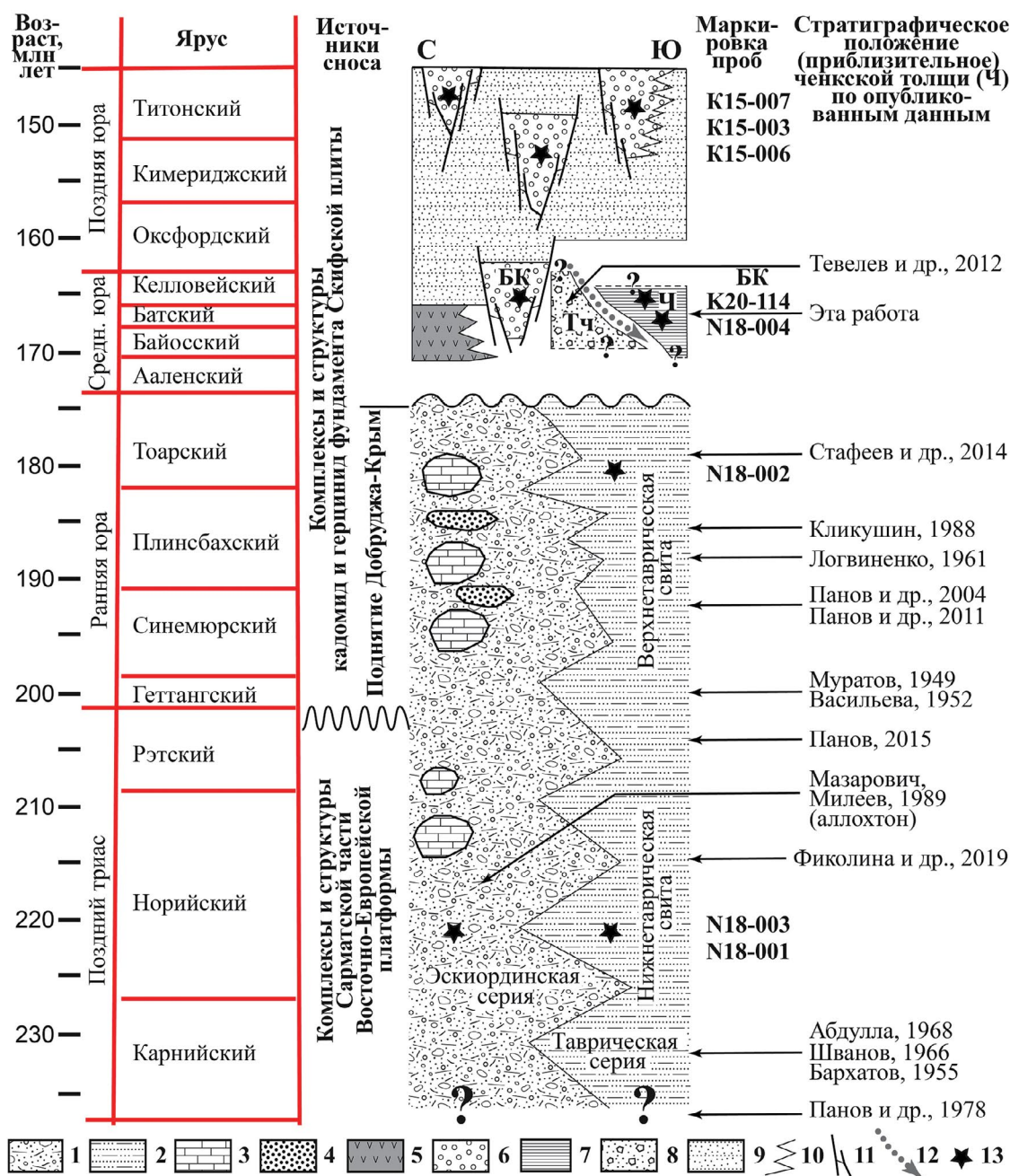


Рис. 2. Концептуальная упрощенная обобщенная стратиграфическая схема триасово-юрских флишевых и юрских грубо-обломочных толщ Горного Крыма по (Nikishin et al., 2015), с упрощениями и изменениями.

Выделение нижнетаврической и верхнетаврической свит в таврической серии по (Панов и др., 2011; Стафеев и др., 2014). Геологическая шкала по (International ..., 2020). Ч – ченкская толща, БК – битакские конгломераты, Тч – темир-чаирская толща. Справа от разреза стрелками и надписями показаны имеющиеся в литературе примерные оценки стратиграфического положения ченкской толщи.

1 – эскиординская серия; 2 – таврическая серия; 3, 4 – блоки (пластовые отторженцы), олистолиты и олистоплаки в олистодромах эскиординской серии: 3 – каменноугольных, пермских и триасовых известняков; 4 – триасовых(?) и юрских песчаников; 5 – вулканогенные и туфогенные образования района мыса Фиолент, Трудолюбовка (бодракская свита), пос. Форос, горного массива Карадаг (карадакская серия); 6 – песчаные и грубокластические (конгломератовые) аллювиальные, дельтовые и мелководно-морские отложения, местами с прослоями углей, сформированные в небольших тектонически ограниченных пулл-апарт суббассейнах и в дельтах гильбертова типа; 7 – ченкская толща; 8 – темир-чаирская толща; 9 – нерасчлененные образования шельфа, мелководных бассейнов и прибрежных зон; 10 – фациальные переходы; 11 – тектонические ограничения суббассейнов; 12 – поверхность тектоногравитационного надвига в основании ченкско-го тектоногравитационного покрова; 13 – приблизительная стратиграфическая привязка проб на U–Pb датирование dZr, номер пробы указан в колонке “Маркировка проб”. Положение мест отбора проб см. рис. 1.

Рис. 3. Геологическая схема стратотипического региона ченкской толщи (а) и геологические разрезы по линиям 1–1' (б) и 2–2' (в).

При составлении схемы использованы материалы из (Панов и др., 1978, 2009; Милеев и др., 1989; Никитин, Болотов, 2006; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014), а также собственные полевые наблюдения авторов.

1 — верхнетаврическая свита таврической серии (флиш); 2 — темир-чаирская хаотическая толща, состоящая из черных тектонизированных алевроаргиллитов, в которых незакономерно размещены разноразмерные блоки и пластовые отторженцы верхнетаврической свиты, ченкской толщи и других пород, в том числе нижнепермских известняков (Мартовская глыба); 3 — ченкская толща (песчаники с прослоями аргиллитов); 4 — нижнемеловые песчаные известняки и известковистые песчаники; 5 — разломы (на геологических разрезах показаны вертикальными, поскольку нет никаких объективных данных, чтобы оценить направления и углы их наклона); 6 — точки наблюдения, в которых задокументированы обнажения: (а) флиша верхнетаврической свиты, (б) песчаников ченкской толщи, (в) пород, участвующих в строении хаотической темир-чаирской толщи, расслаивающей верхнетаврический флиш и ченкские песчаники; 7 — места находок палеонтологических остатков: а — флоры (Королев, 1988), б — фауны (Кликушин, 1988), в — споро-пыльцевых остатков (Тевелев и др., 2012); 8 — места отбора проб (с указанием их номеров) для выделения и последующего U–Pb датирования зерен детритового циркона.

нижнетаврическая свита (Муратов, 1959; Панов и др., 2001 и ссылки в этих работах) или крымская свита (Фиколина и др., 2019). При этом нижнеюрскую (или нижнеюрско-ааленскую) часть разреза таврической серии показывают на геологических картах и сводных региональных стратиграфических схемах как верхнетаврическую свиту (Муратов, 1959; Панов и др., 2001; Панов, 2015; Никишин, 2020) или эскиординскую свиту (Геология..., 1984).

Эскиординская серия (в понимании Мазаровича и Милеева (1989), Никишина и др. (2006), Панова и др. (2001, 2009); Никитина и Болотова (2006) и Никишина (2020)) сложена чередованием глин, аргиллитов, алевроаргиллитов, аргиллитов и песчаников. Некоторые стратиграфические уровни серии имеют хаотическое строение и могут быть определены как олистостромы. На основании существующих биостратиграфических данных эскиординскую серию считают возрастным аналогом таврической серии (Васильева, 1952; Муратов, 1959; Короновский, Милеев, 1974; Мазарович, Милеев, 1989; Панов и др., 2001, 2009; Никишин и др., 2006; Никишин, 2020). Отметим, что значительную часть толщ, традиционно относимых к эскиординской серии, В.В. Юдин считает частью симферопольского меланжа и в схему литостратиграфического расчленения Горного Крыма эскиординскую серию (свиту) предлагает не включать (Юдин, Зайцев, 2020).

К настоящему времени накоплено достаточное количество разнообразных данных, свидетельствующих о том, что породы эскиординской серии формировались в обстановках бровки шельфа и верхней части борта (склона) осадочного бассейна, в глубоководной части которого шло накопление пород таврической серии (Милеев и др., 2006, с. 30; Никишин и др., 2006, с. 15; Никишин, 2020). Эти представления нашли подтверждение в сходстве возрастных наборов dZr из песчаников верхнетриасовых уровней разреза таврической и эскиординской серий (Никишин и др., 2020).

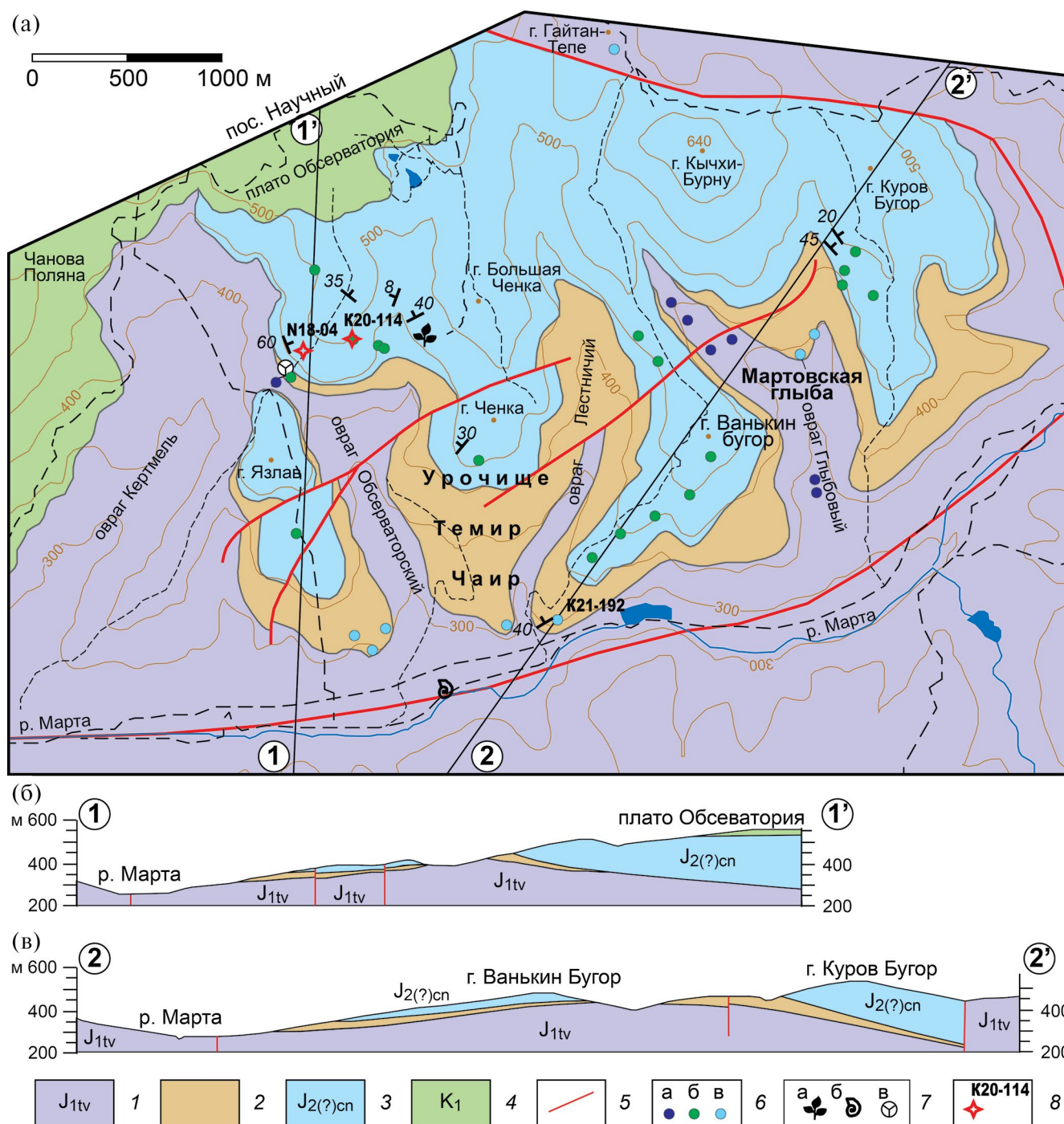
ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

В пределах полей развития верхнетриасово-среднеюрских пород киммерийского комплекса Второй гряды Горного Крыма на локальных участках выделяют толщу, сложенную преимущественно песчаниками, — ченкскую толщу (свиту) (Панов и др., 1978, 2011; Мазарович, Милеев, 1989; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014 и ссылки в этих работах). Стратотипическая местность ченкской толщи расположена на обращенной к долине р. Марта (правого верхнего притока р. Кача) юго-восточных склонах плато Обсерватория, на котором расположен пос. Научный (рис. 3). Название толщи происходит от наименования горы Ченка (выс. 496 м). Между южной бровкой плато Обсерватория и правым бортом долины нижнего течения р. Марта на вершинах и в верхних частях склонов локальных водораздельных поднятий, разделяющих глубокие овраги — Кертмель, Обсерваторский, Глыбовый и Лестничий, по которым текут правые притоки р. Марта, фрагментарно обнажены зеленоватые и буровато-серые полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломератоподобные породы, расслоенные маломощными, часто линзовидными слоями темно-серых алевролитов и черных аргиллитов. Все эти породы относят к ченкской толще.

История изучения толщи песчаников, развитой на правобережье нижнего течения р. Марта, насчитывает многие десятилетия.

Первые, весьма общие сведения о песчаниках, относимых сейчас к ченкской толще, приведены в работах еще 50-х годов XX в. Эти сведения были получены в связи с исследованиями, во-первых, таврической серии, ее структурных и литологических особенностей, а во-вторых, строения Качинского поднятия (антиклинория).

В работе Л.Б. Васильевой (1952) песчаники, по-видимому, именно этой толщи были сопоставлены со слюдистыми песчаниками, развитыми в долине р. Б. Салгир, отнесенными к верхнетриасово-нижнеюрской эскиординской свите



(Моисеев, 1939). При этом Л.Б. Васильева считала, что “эскиординская свита залегает внутри таврической формации, отличается от нее по характеру фаций и ритмичности осадконакопления” (Васильева, 1952). На этом основании толща песчаников района г. Ченка была помещена в среднюю часть сводного разреза таврической серии (тогда ее называли таврической формацией), при этом специально было отмечено, что “возрастная граница между триасом и юрой находится в пределах эскиординской свиты” (Васильева, 1952). Близкие

представления о стратиграфическом положении толщи песчаников, относимой к эскиординской свите, внутри сводного разреза таврической серии высказывал М.В. Муратов (1949).

В противоположность этим представлениям Б.П. Бархатов (1955) отмечал, что развитые на правобережье нижнего течения р. Марта песчаники, ассоциирующиеся с глыбами пермских известняков, справедливо отнесены Л.Б. Васильевой (1952) к эскиординской свите, но ошибочно помещены внутри “таврической формации”. При

этом на основании ряда приведенных аргументов в пользу расчленения сводного разреза “таврической формации” на верхнетриасовую таврическую свиту и верхнеюрскую эскиординскую свиту, песчаники, развитые на правом берегу нижнего течения р. Марта, были отнесены к низам разреза “таврической формации” как предположительно наиболее древние образования, слагающие ядро опрокинутой к юго-западу антиклинали (Бархатов, 1955).

В работе (Логвиненко и др., 1961) отмечено, что песчаники с гравием и галькой, распространенные на правом берегу р. Марта выше с. Верхоречья и к которым приурочена глыба пермских известняков (Мартовская глыба), соответствуют эскиординскому горизонту, а следовательно, верхам таврической серии (нижнеюрской части ее сводного разреза).

Несколько позднее толща (мощность до 600 м), развитая между плато Обсерватория и долиной Марты и сложенная массивными (до 5–6 м) пластами среднезернистых песчаников, была отнесена к первой и второй пачкам, выделяемым В.Н. Швановым (1966) в сводном разрезе верхнетриасово-нижнеюрской таврической серии. При этом было показано, что эта толща песчаников слагает ядро опрокинутой к юго-западу Бодракско-Мартовской антиклинали (см. рис. 2 в работе (Абдулла, 1968)).

Во второй половине 70-х годов XX в. Д.И. Панов, изучая юго-восточные окрестности плато Обсерватория, также пришел к выводу, что фрагментарно обнаженные здесь серо-зеленые и зеленовато-бурые (“табачные”) существенно кварцевые песчаники, слагающие массивные слои, падающие на север-северо-восток под углом 30°–50°, следует выделять как “ченкскую свиту” мощностью не менее 600 м (Панов и др., 1978). Позднее этот исследователь оценивал мощность ченкской свиты в 250–300 м (Панов, 2015). При этом в целом было подтверждено высказанное в работе (Абдулла, 1968) мнение о том, что ченкская свита залегает “в основании видимого разреза триас-нижнеюрских отложений” и слагает опрокинутую к юго-западу антиклинальную складку (см. рис. 2 в работе (Панов и др., 1978)), сопряженную с выделяемой севернее Прохладненской синклиналью. При этом резкое отличие ченкской “свиты” от флишевых толщ, а также ее предположительно более древний возраст позволили вообще исключить ее из сводного разреза таврической серии. На основании стратиграфических корреляций и понимания того, что песчаники ченкской “свиты” структурно и стратиграфически подстилают “типичную таврическую серию”, в работе (Панов и др., 1978) ченкская толща/свита была отнесена к верхам среднего триаса—низам верхнего триаса. При этом контакты ченкской свиты с верхнетаврической свитой были интерпретированы как согласные, а сама

ченкская свита отнесена к проксимальной фации флиша, сформированной на раннем этапе развития осадочного бассейна (Панов и др., 1978).

В работе (Кликушин, 1988) описаны остатки позднеплинсбахских криноидей *Seirocrinus laevisutus* Romp. прекрасной сохранности, обнаруженные в аргиллитовом флише в долине р. Марта. В связи с тем, что, как было принято считать тогда, ченкская толща налегает на фрагмент флишевого разреза, охарактеризованного этими палеонтологическими находками, ченкскую толщу стали относить к верхнетаврической свите.

В 1989 г. в публикациях (Милеев и др., 1989; Мазарович, Милеев, 1989) была высказана и аргументирована гипотеза, в соответствии с которой ченкская толща, вновь отнесенная к верхнему триасу, залегает на подстилающем ее аргиллитовом флише верхнетаврической свиты в виде тектонического покрова (аллохтонной пластины).

Позднее на основании сравнения результатов анализа глинистых минералов из нескольких образцов, отобранных из ченкской толщи и нижнетаврической свиты, было показано их высокое сходство (Панов и др., 2004). В соответствии с этими новыми данными и представлениями о залегании ченкской толщи в ядре антиклинали, ченкская толща была помещена на уровень синемюра—нижнего плинсбаха и была интерпретирована как существенно песчаный проксимальный флиш, согласно подстилающий турбидиты верхнетаврической свиты (Панов и др., 2004).

В работе (Панов и др., 2011) с ченкской толщей сопоставлены литологически схожие образования, известные на нескольких локальных участках в междуречье Бодрак—Альма, например на хр. Азыпсырт (“толща Азыпсырта”). Кроме того, в приведенной в этой публикации хроностратиграфической схеме (см. рис. 1 в работе (Панов и др., 2011)) ченкская свита сопоставлена с развитой на отдельных участках в пределах Южнобережной зоны Горного Крыма (Массандровская горка в районе Ялты, Золотой пляж между Ялтой и Ливадией и др. места) свитой “моховых камней”, сложенной в основном песчаниками, содержащими линзы карбонатных пород с раннеюрской фауной, и согласно надстраивающей разрезы нижнетаврической свиты.

Первая попытка исследовать палинокомплексы в породах ченкской толщи не увенчалась успехом (Панов, 2015). Получить скудные, но позволяющие выполнить предварительную интерпретацию данные удалось лишь группе под руководством А.В. Тевелева (Тевелев и др., 2012). Основной чертой полученного спорово-пыльцевого комплекса оказалось высокое содержание в нем спор *Classopollis*. На основе сопоставления палинокомплексов был предположен батско-келловейский (среднеюрский) возраст пород, вмещающих этот

комплекс, и было предложено поместить ченкскую толщу в сводной стратиграфической последовательности разреза киммерид Горного Крыма выше верхнетаврической свиты. Кроме того, было высказано предположение о том, что ченкская толща была сформирована в дистальной части эстуария крупной реки (Тевелев и др., 2012).

Другая интерпретация ченкской толщи была предложена А.Н. Стафеевым с соавторами (2014). Контакты толщи ченкских песчаников с верхнетаврическим флишем были интерпретированы как согласные, а сама толща песчаников в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма помещена внутрь верхнетаврической свиты. При этом песчаники были интерпретированы как фациальный элемент внутреннего строения верхнетаврического флиша, не представляющий собой самостоятельного стратиграфического подразделения (Стафеев и др., 2014). В этой же работе приведен подробный анализ глинистых минералов в породах ченкской толщи и показано, что смена ассоциации этих минералов в разрезе происходит внутри ченкской толщи, а не на ее контактах с флишем. При сравнении с данными, приведенными в работе (Тевелев и др., 2012), оказалось, что наибольшее сходство обнаруживают ассоциации глинистых минералов из ченкской толщи и плинсбахско-тоарской части верхнетаврической свиты. В работе (Стафеев и др., 2014) была также аргументирована идея о том, что ченкская толща — это реликт лопасти дельты крупной реки (Палео-Дона), и на основании переинтерпретации ранее выявленного в породах ченкской толщи спорово-пыльцевого комплекса (Тевелев и др., 2012) предложен плинсбахско-тоарский возраст ченкской свиты.

В завершение обзора отметим, что совсем недавно на подготовленной к изданию Государственной геологической карте миллионного масштаба ченкская толща рассмотрена в ранге свиты и отнесена к верхнему триасу (Фиколина и др., 2019).

Таким образом, вплоть до настоящего времени в понимании стратиграфического положения ченкской толщи консенсус отсутствует.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ И ХАРАКТЕРА ЕЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ С ОКРУЖАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Ченкская толща распространена на обращенном к долине р. Марта южном склоне плато Обсерватория, на котором расположен пос. Научный. Поле развития пород ченкской толщи за исключением участков, на которых она контактирует с базальными уровнями син-альпийского

структурного комплекса, слагающими собственное плато Обсерватория, расположено среди полей развития пород, принимающих участие в сложении киммерийского структурного комплекса. Хороших, полных и представительных разрезов ченкской толщи на южных склонах плато Обсерватория неизвестно. Фрагментарные обнажения пород ченкской толщи приурочены к верхним частям крутых склонов оврагов Обсерваторский и Глыбовый, а также их притоков.

Во внутреннем строении ченкской толщи ряд исследователей выявляет грубую ритмичность (Панов и др., 1978, 2004; Тевелев и др., 2012; Стафеев и др., 2014): табачные или иногда светло-серые грубо- и среднезернистые песчаники массивного облика или с грубой косою слоистостью (рис. 4) переходят вверх по разрезу ритмов в тонкопараллельно-слоистые серо-зеленые мелкозернистые песчаники и алевропесчаники, которые в самых верхах ритмов переходят в невыдержанные линзовидные слои серо-зеленых алевроаргиллитов. Исходя из этого, ченкскую толщу трактуют либо как проксимальный флишоид (Панов и др., 2004; Панов, 2015), либо как отложения дельтовой равнины и фронта дельты (Стафеев и др., 2014), либо как отложения дистальной части эстуария (Тевелев и др., 2012).

Песчаники ченкской толщи сложены практически неокатанным обломочным материалом, представленным в основном зернами кварца (см. рис. 6); в алевролитах и алевроаргиллитах рассеяны фрагменты обугленных тканей высших растений.

Достоверных палеонтологических находок в породах ченкской толщи до сих пор не найдено. Единственной макропалеонтологической находкой является отпечаток листа папоротника *Cladophlebis*, позволяющий отнести эти отложения к мезозою (Королев, 1988; Панов, 2015). Как упоминалось выше, в работе (Тевелев и др., 2012) приведены весьма скудные палинологические данные, не позволяющие выполнить надежную биостратиграфическую интерпретацию. Отметим лишь, что в полученном этими исследователями спорово-пыльцевом комплексе доминируют споры *Classopollis*, что не исключает батско-келловейский (среднеюрский) возраст пород, вмещающих этот палинокомплекс. По нашему мнению, этот палинокомплекс характеризует не собственно ченкскую толщу, а подстилающую ее толщу (мы предлагаем называть ее темир-чаирской толщей) с хаотическим стилем внутреннего строения (см. ниже). Кроме этого, других биостратиграфических сведений о возрасте ченкской толщи нет. Поэтому ее возраст и стратиграфическое положение до сих пор можно считать достоверно не установленными.

На севере поля развития пород ченкской толщи в типовом районе ее распространения она резко (без признаков постепенного перехода)



Рис. 4. Примеры фрагментарных обнажений ченкских песчаников массивного облика (слева — т.н. K20-111: 44°43'8.35" с.ш., 34° 2'39.64" в.д.) и песчаников с грубой косою слоистостью (справа, т.н. K20-114: 44°42'57.17" с.ш., 34° 0'42.35" в.д.).

контактирует с флишем верхнетааврической свиты (см. рис. 3). Мы интерпретируем этот резкий переход как тектонический контакт ченкской толщи и верхнетааврической свиты — контакт по крутому разлому (сбросу) с поднятым северо-восточным крылом.

В нижних частях южного, обращенного к р. Марта склона плато Обсерватория между толщей ченкских песчаников и флишем верхнетааврической свиты нами установлен комплекс хаотического строения и невыдержанной мощности. Во внутреннем строении этого комплекса участвуют закономерно распределенные в пространстве пластовые отторженцы и разноразмерные блоки, в которых представлены фрагменты разреза ченкской толщи и реже флиша верхнетааврической свиты, а также других пород, в том числе нижнепермских известняков (Мартовская глыба). В целом из-за недостаточной обнаженности района хаотическое строение этого комплекса может быть распознано с большим трудом и только на отдельных локальных участках. В частности, такой характер внутреннего строения этого комплекса установлен в нижней части правого борта долины р. Марта на небольшом хорошо обнаженном скальном участке, в центральной части которого расположена точка с координатами 44°42'5.46" с.ш., 34°01'30.63" в.д. (точка наблюдения K21-192). Из поймы р. Марта этот холмистый, безлесный, хорошо обнаженный участок выглядит так, как будто бы в его пределах развит хаотический комплекс. Непосредственно в пределах этого участка скального борта долины это ощущение становится только сильнее. Видны разноразмерные, протяженностью от нескольких десятков метров до 1 м и менее, тупо заканчивающиеся пластовые отторженцы и глыбы грубозернистых табачных песчаников,

иногда с глинисто-карбонатным цементом и внутренним косослоистым строением. Глыбы и пластовые отторженцы погружены в зеленовато-серый алевроаргиллитовый матрикс, облекающий глыбы и пластовые отторженцы по периметру (рис. 5).

На других участках развития хаотического комплекса из-за недостаточной обнаженности детали его внутреннего строения видны не так хорошо. Чаще всего хаотическое строение комплекса можно распознать лишь по косвенным признакам — по элювиальным развалам, представленным закономерно перемешанными разноразмерными обломками песчаников, сходных как с песчаниками ченкской толщи, так и с песчаниками нижних элементов флишевых ритмов из разреза верхнетааврической свиты, грубозернистых гравелитов и пермских известняков среди высыпок, состоящих из обломков древесной размерности зелено-серых алевроаргиллитов. В целом хаотический комплекс залегает полого, расслаивая ченкскую толщу и верхнетааврическую свиту, и представляет собой, по нашему мнению, тектонизированный олистостром, имеющий переменную мощность от нескольких десятков метров до нуля. Если наша интерпретация соотношений ченкской толщи и нижнетааврической свиты (налегание ченкской толщи на верхнетааврическую свиту через олистостром) корректна, то геологическое тело, сложенное песчаниками ченкской толщи, следует понимать как тектоно-гравитационный покров.

В дальнейшем мы предлагаем именовать этот хаотический комплекс батско-келловейской темир-чаирской толщей, по наименованию урочища Темир Чаир, в пределах которого расположена значительная часть поля развития пород этого комплекса. Батско-келловейский возраст этой толщи условно



Рис. 5. Полевые фотографии, иллюстрирующие строение хаотического комплекса (темир-чаирской толщи), структурно подстилающего ченкскую толщу.

может быть принят по выделенному в слагающих его породах (Тевелев и др., 2012) спорово-пыльцевому комплексу, в котором доминируют споры *Classopollis*.

ОПИСАНИЕ МЕСТ ОТБОРА ПРОБ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ ДЛЯ U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА И МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

Из песчаников ченкской толщи, сложенных практически неокатанным обломочным материалом, представленным в основном зернами кварца (рис. 6), нами было отобрано две пробы для выделения зерен детритового циркона с целью их последующего изучения и U–Pb изотопного датирования. Обе пробы (N18-004 и K20-114) отобраны на южном склоне плато Обсерватория. Одна проба N18-004 отобрана в точке с координатами

44°42'51.9" с.ш., 34°00'32.06" в.д., расположенной в 10 м восточнее ЛЭП на дне одной из небольших промоин. Вторая проба K20-114 отобрана в точке с координатами 44°42'57.2" с.ш., 34°00'42.3" в.д., расположенной в 100 м восточнее ЛЭП, из обнажения (рис. 4, слева) на склоне, спускающемся к правому борту верховий оврага Обсерваторский (рис. 3а).

Пробы N18-004 и K20-114 отобраны из табачных плитчатых грубокослоистых несортированных песчаников, в сложении которых участвует обломочный материал от грубозернистой до алевритовой размерности, при некотором преобладании средне- и мелкозернистого материала. Текстура в шлифе массивная (рис. 6). Порода состоит из обломков (85–90%) и цемента (10–15%). Обломки в основном угловатые и угловато-окатанные. По составу обломочной части породы можно отнести к мезомиктовой. Обломочный материал представляет собой кристаллокласты (75–90%) и литокласты (10–25%).

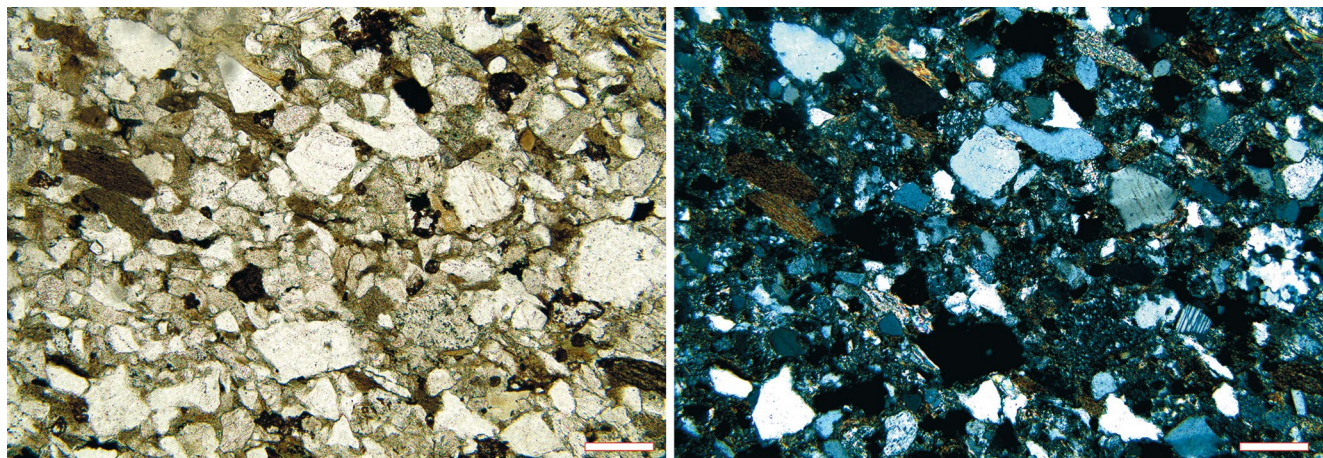


Рис. 6. Микрофотографии песчаников ченкской толщи (шлиф К20-114). Слева николи параллельные, справа скрещенные. Длина масштабной линейки 200 мкм.

Кристаллокласты — обломки кварца (60–70%), КПШ (~10%), плагиоклаза (~10%), мусковита (~5%). Присутствует сравнительно большое количество зерен циркона, не превышающее 1%. Литокласты — обломки метаморфических (щепковидные обломки глинистых сланцев, изометричные окатанные обломки кварцитов, ~10%) и осадочных (кремни, ~5–10%) пород. Цемент пленочный глинистый, в малых количествах поровый хлоритовый и кварцевый. Присутствуют признаки цементации вдавливанием.

Пробы (N18-004 и K20-114) ченкских песчаников начальным весом около 1.5 кг каждая были раздроблены вручную в чугунной ступе без применения механических дробилок до обломков размером менее 0.25 мм с использованием одно-разовых капроновых сит. Измельченный материал был отмучен в проточной водопроводной воде, просушен, разделен в тяжелой (~2.95 г/см³) жидкости ГПС-В и подвергнут магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции вручную

с использованием бинокля были случайным образом выбраны зерна детритового циркона. Эти зерна были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную до половины типичного размера зерен.

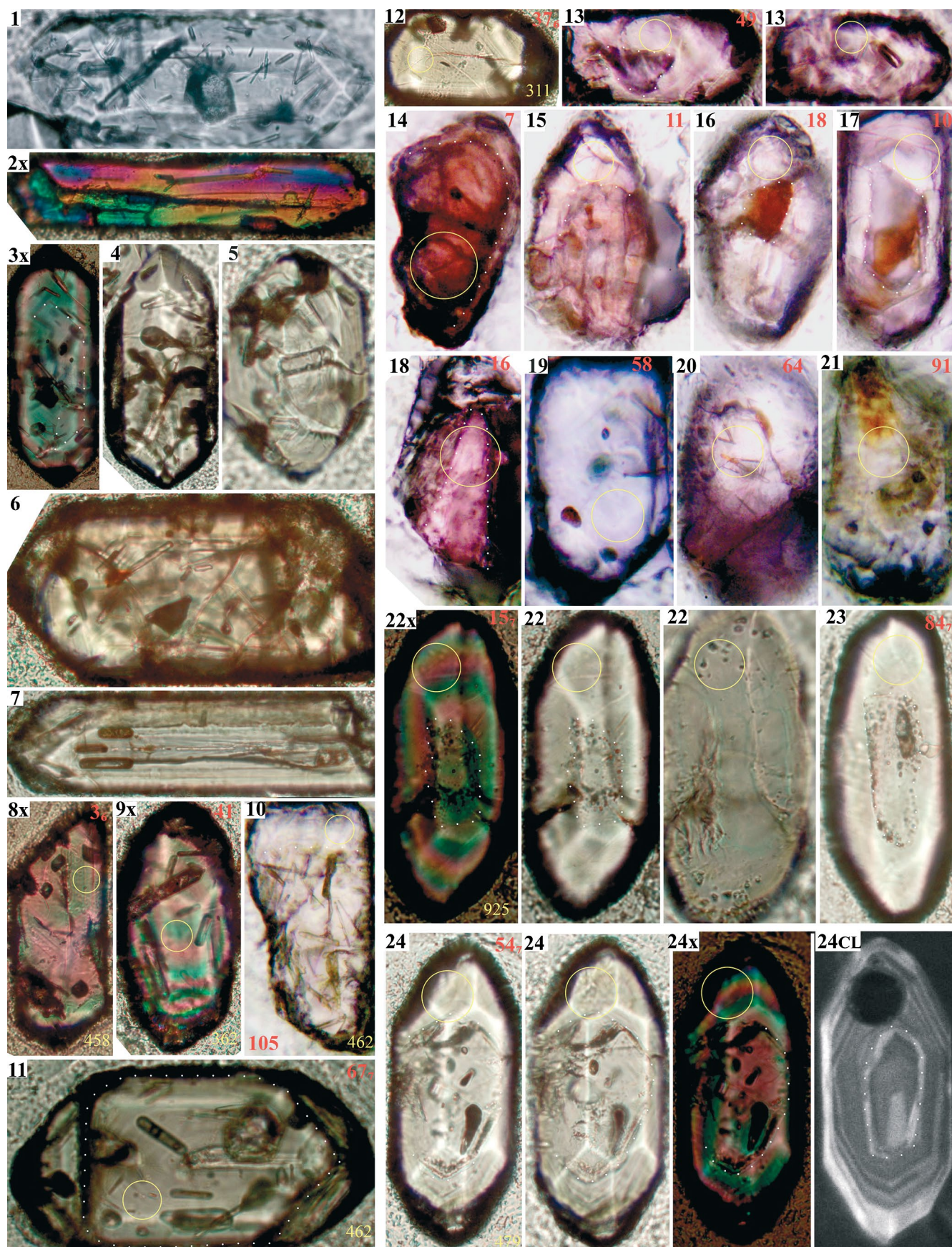
РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Зерна были изучены с использованием оптического поляризационного микроскопа и электронного сканирующего микроскопа в режиме катодной люминесценции (катодолуминесцентные (CL) изображения) (рис. 7–9). Известно, что изображения, полученные в режиме катодной люминесценции, дают лишь изображение поверхностного слоя кристалла, в нашем случае — полированных поверхностей dZr. Для того, чтобы выявить особенности внутреннего строения изучаемых dZr, установить наличие/отсутствие в них трещин

Рис. 7. Монтаж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона из ченкской толщи.

Для каждого изображения в левом верхнем углу черным цветом указан его номер, индекс “х” означает, что изображение получено при скрещенных николях; индекс “CL” — в катодных лучах. В правом верхнем углу красным цветом указан номер анализа: без индекса — из пробы N18-004, с индексом 6 или 7 (номер шашки) — из пробы K20-114. Для некоторых зерен показаны от двух до четырех изображений (либо в параллельных и скрещенных николях, либо с разной глубиной фокусировки, либо в катодных лучах). Если был произведен пробоотбор, то положение кратера лазерной абляции показано желтым кружком (диаметр 25 мкм). В случаях, когда для зерна была получена кондиционная датировка, рядом с изображением этого зерна приведен его возраст в млн лет. Белыми точечными линиями намечены видимые древние ядра зерен циркона или границы между разнородными частями.

1–7 — зерна с настолько сложной внутренней структурой, что в них не удалось подобрать пригодных для анализа областей диаметром 25 мкм без очевидных нарушений и/или включений, и поэтому пробоотбора в этих зернах не было; 8–11 — зерна со сложным строением, для которых тем не менее получены кондиционные U–Pb датировки; 12 — зерно с зонами нарушений (красные полосы), по которым происходило относительное смещение вещества (см. также изображение 6 на этом рисунке и изображения 6, 26 и 79 на рис. 8); 13, 22, 24 — изображения с разной глубиной фокусировки, показывающие существенно иное строение разноточных частей зерна; 13–18 — специфические зерна с включениями красноватого цвета (пояснения см. в разделе “Провенанс-сигнал ченкской свиты”); 19–21, 6 — зерна с включениями разного цвета; 22–24 — включения с мелкими пузырьками (?газ).



и иных дефектов, а также инородных включений, расположенных под полированной поверхностью, нами получены оптические изображения dZr с использованием поляризационного (петрографического) микроскопа. Для всех изученных dZr сделаны серии микрофотографий с разной глубиной фокусировки, начиная от фокусировки на верхней отполированной поверхности зерна и далее вниз вплоть до фокусировки на нижнюю, соприкасающуюся с эпоксидной смолой поверхность зерна.

Анализ микрофотографий таких серий с углубляющейся фокусировкой позволяет выявлять детали не только в приповерхностных, но и в глубинных частях зерна (рис. 7, изображения 13, 22 и 24; рис. 8, изображения 4 и 13). Включения, трещины, зоны нарушений и другие особенности очень хорошо видны в оптических изображениях. При этом дефекты и мелкие детали внутреннего строения зерен циркона чаще всего вообще не проявлены на CL-изображениях (рис. 7, изображение 24; рис. 8, изображения 1, 6, 7, 15, 24, 25, 26, 34, 35, 41, 62, 72 и др.) Иногда анализ CL-изображений помогает выделять древние ядра циркона (рис. 8, изображения 9, 13, 25, 26, 28, 31, 32, 47 и 72; рис. 9, изображения 1, 3, 5, 7, 12).

Среди изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи присутствуют зерна как с очень высокой (рис. 8, изображения 11, 15, 28, 63), так и с очень низкой (рис. 8, изображения 34, 35, 62) светимостью в катодных лучах. Есть dZr, для которых на CL-изображениях четко проявлена осцилляторная зональность (рис. 8, изображения 11, 12, 15, 18 и 63), и есть dZr с полным ее отсутствием (рис. 8, изображение 62 и ядро в изображении 72).

Зерна циркона из песчаников ченкской толщи демонстрируют широкий спектр степени окатанности. Заметную долю составляют практически неокатанные кристаллы (рис. 7, изображения 4 и 5; рис. 8, изображения 11, 12, 19, 56 и 105), большинство зерен слабо-, средне- и сильноокатанные, лишь редкие единичные зерна полностью окатанные.

В обеих изученных пробах (и в пробе N18-004, и в пробе K20-114) лишь редкие dZr представляют собой правильные кристаллы (рис. 8, изображения 12 и 15). Большинство dZr — это или части таких кристаллов, или зерна, изначально имеющие очень сложное внутреннее строение, вплоть до бесформенных образований (рис. 8, изображения 16, 47, 51 и 53).

Большинство изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи содержат многочисленные включения разной природы, каналы течения вещества и трещины, различные по цвету, размеру, форме и другим деталям. Часто можно наблюдать включения игольчатой формы, которые, скорее всего, представляют собой микрокристаллы

апатита. Во многих зернах видны ядра и обрамляющие их каймы.

Среди всего разнообразия изученных нами dZr из песчаников ченкской толщи можно выделить группу как минимум из 6 зерен красноватого цвета. Все они из пробы N18-04. Детальный анализ этой группы приведен далее, в разделе “Провенанс-сигнал ченкской свиты”. Других групп зерен циркона, сходных по внешнему облику или другим характеристикам, выделить не удалось.

Многочисленные включения, ядра кристаллов и обрамляющие их каймы, а также разнообразные нарушения (трещины и метамиктные зоны) в dZr из песчаников ченкской толщи — это свидетельства сложной истории формирования и преобразования этих зерен. При этом метаморфических преобразований самих песчаников, из которых отобраны пробы K20-114 и N18-004, не зафиксировано. Это означает, что изученные dZr попали уже измененными в песчаный осадок, при литификации которого были образованы песчаники ченкской толщи.

Для U–Pb изотопного датирования в dZr предварительно были намечены области диаметром 25 мкм без видимых нарушений (без трещин и метамиктных зон) и минеральных включений. Для более чем 10% зерен таких областей наметить не удалось (рис. 7, изображения 1–7). Но при этом в двух зернах удалось выполнить пробоотбор в двух точках (рис. 10а, 10б).

МЕТОДИКА U–Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И ПЕРВИЧНОЙ ОБРАБОТКИ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

U–Pb изотопное датирование dZr из проб K20-114 и N18-004 выполнено методом LA-ICP-MS в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Описание аппаратуры, а также технология измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе (Никишин и др., 2020). Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью коммерческой компьютерной программы GLITTER (Griffin et al., 2008), приобретенной ГИН РАН, и программы Isoplot/Ex (Ludwig, 2012; Vermeesch, 2012, 2018), размещенной в свободном доступе.

Калибровка изотопных измерений проводилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 (Jackson et al., 2004; Elhlou et al., 2006), качество анализа оценивалось путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91500 (Wiedenbeck et al., 2004; Yuan et al., 2008) и Plesoviče (Sláma et al., 2008) с аттестованными по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значениями возраста. Для циркона GJ-1, 91500 и Plesoviče в ходе измерений

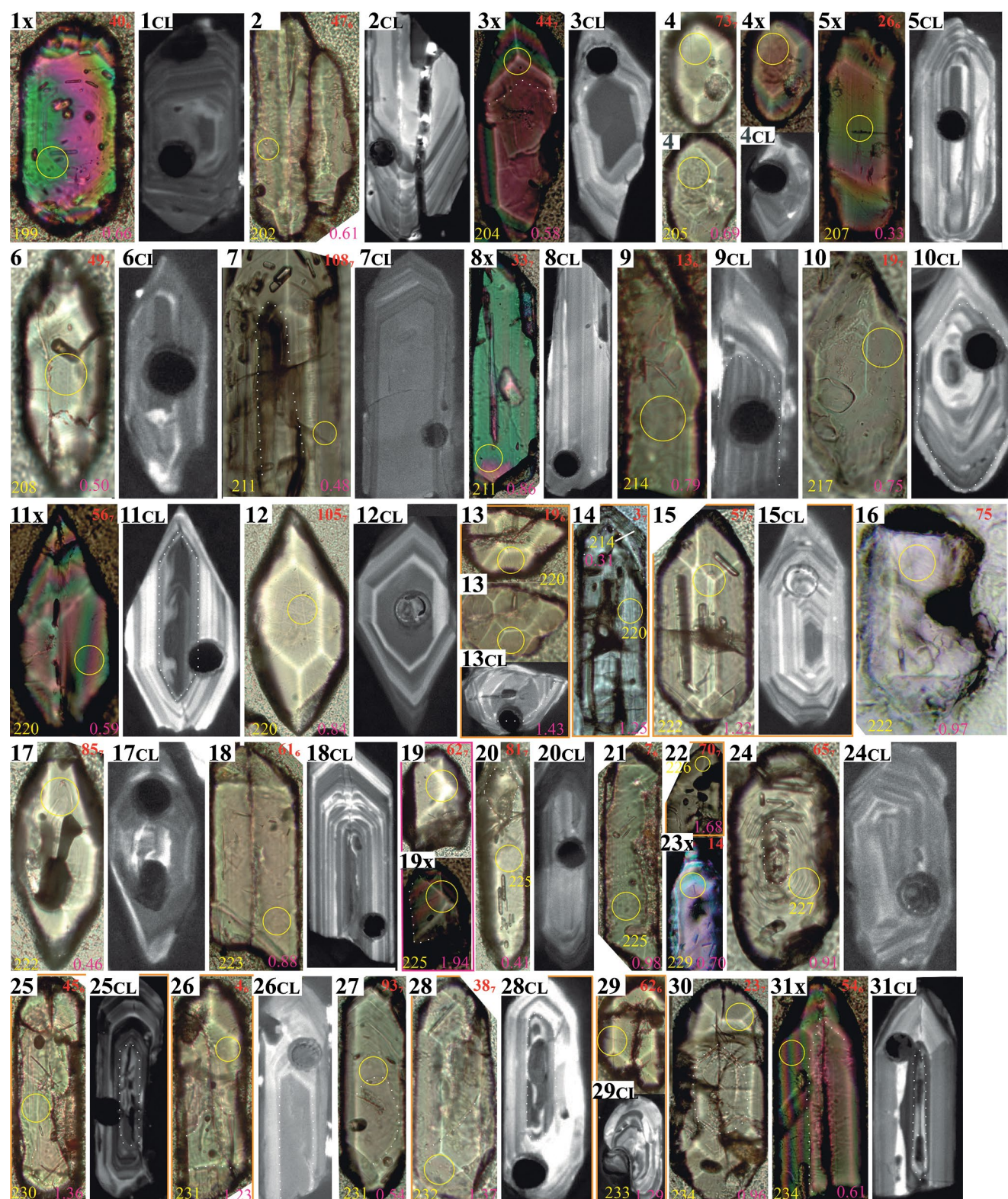


Рис. 8. Монтанж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона, для которых получены триас-позднекаменноугольные возрасты. Порядок возрастания возрастов слева направо и сверху вниз.

Усл. обозначения см. рис. 7. Дополнительно для каждого изображения в правом нижнем углу малиновым цветом показано значение Th/U отношения, изображения с повышенными величинами Th/U обведены рамкой, цвет рамки: при $1.0 < \text{Th/U} < 1.5$ – оранжевый, при $1.5 < \text{Th/U} < 2.0$ – малиновый, при $2.0 < \text{Th/U}$ – лилово-синий. Для dZr на изображениях 14 и 64 получено два возраста, а для dZr на изображении 70 – три возраста, пояснения см. в тексте. Изображение 70 – см. также на рис. 11е, 11ж и 11з.

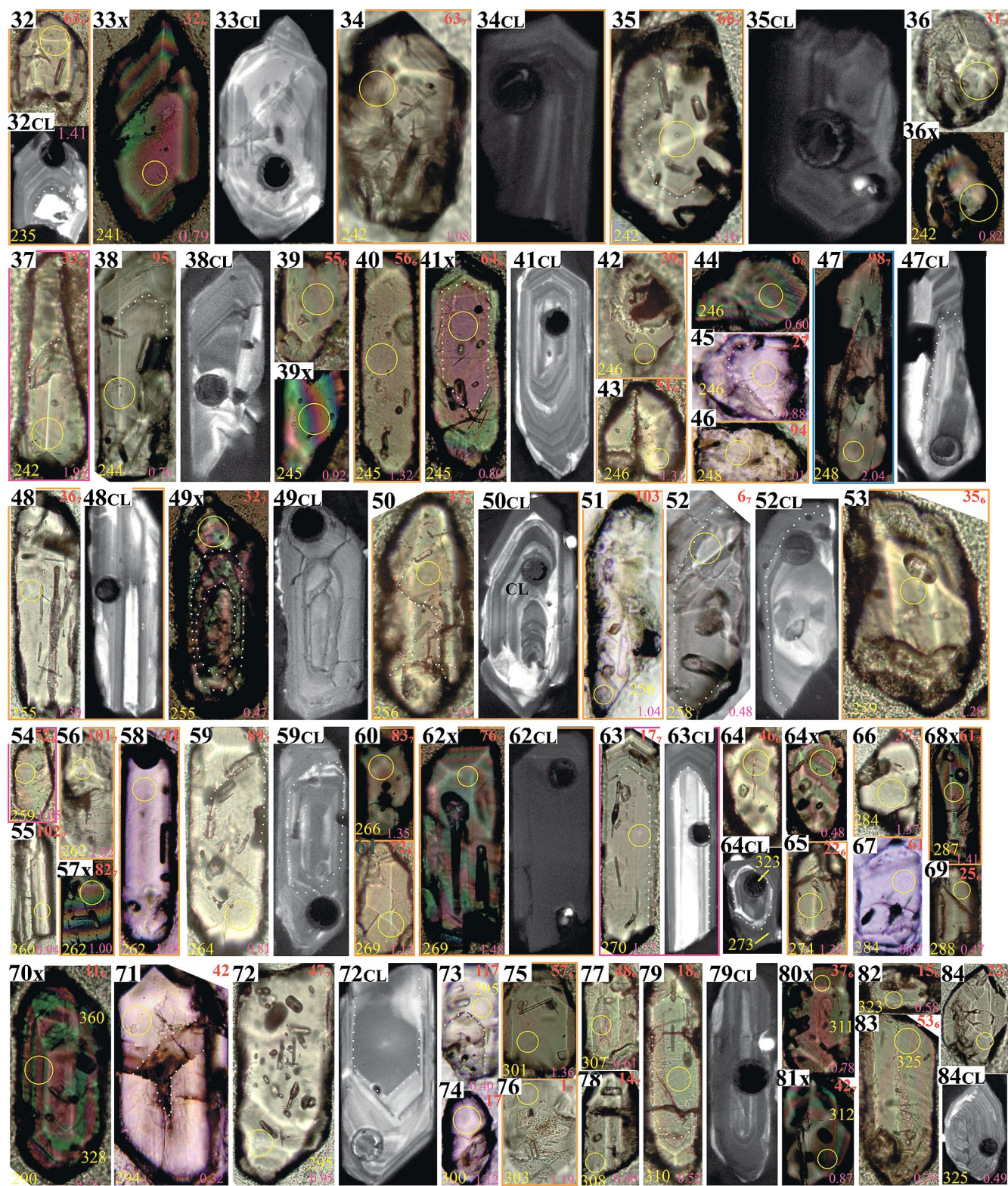


Рис. 8. Окончание.

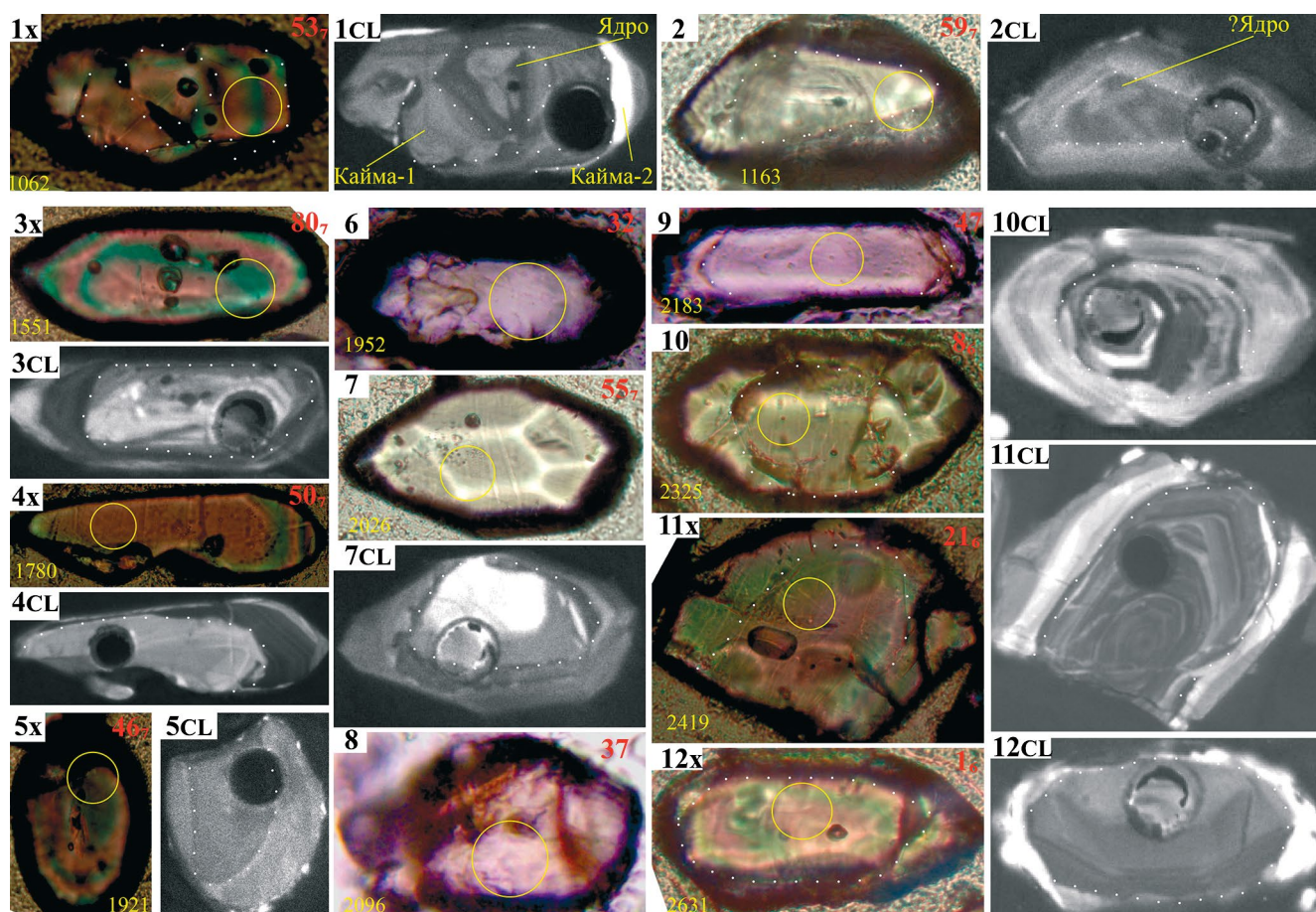


Рис. 9. Монтанж оптических и CL-изображений изученных зерен детритового циркона, для которых получены возрасты древнее 1 млрд лет. Порядок возрастания возрастов слева направо и сверху вниз. Условные обозначения см. рис. 7, 8.

получены средневзвешенные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.5 ± 1.2 ($n = 59$), 1074 ± 35 ($n = 12$) и 335 ± 8 ($n = 11$) млн лет соответственно. Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенным значениям возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 ± 0.4 , 1063.5 ± 0.4 и 337.2 ± 0.1 млн лет, полученным методом CA-ID-TIMS (Horstwood et al., 2016).

Для характеристики степени дискордантности анализов нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам:

$$D1 = 100\% \times (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1),$$

$$D2 = 100\% \times (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1).$$

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) использованы только анализы (кондиционные датировки), удовлетворяющие трем условиям: (1) $-10\% < D1$ и $D2 < 10\%$, (2) аналитическая ошибка измерений обеспечивает

точность оценки возраста < 50 млн лет и (3) поправка на общий свинец меняет возраст < 50 млн лет. С учетом рекомендаций (Gehrels, 2012), для датировок моложе 1 млрд лет принят возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, а для более древних – по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Компьютерная программа GLITTER, предназначенная для обработки первичных аналитических данных, дает возможность видеть графическое представление количества поступающих на датчики ионов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th и ^{238}U в процессе измерений, т.е. развертку во времени количества поступающих на датчики перечисленных ионов по мере проникновения луча лазера вглубь аналитического препарата. Датчики анализируют продукты испарения, поступающие последовательно из все более и более глубоко расположенных частей зерна. Мы называем эту развертку во времени аналитическим сигналом (аналитической записью). GLITTER дает возможность “вырезать” из полученного аналитического сигнала любую его часть и таким образом получить изотопную

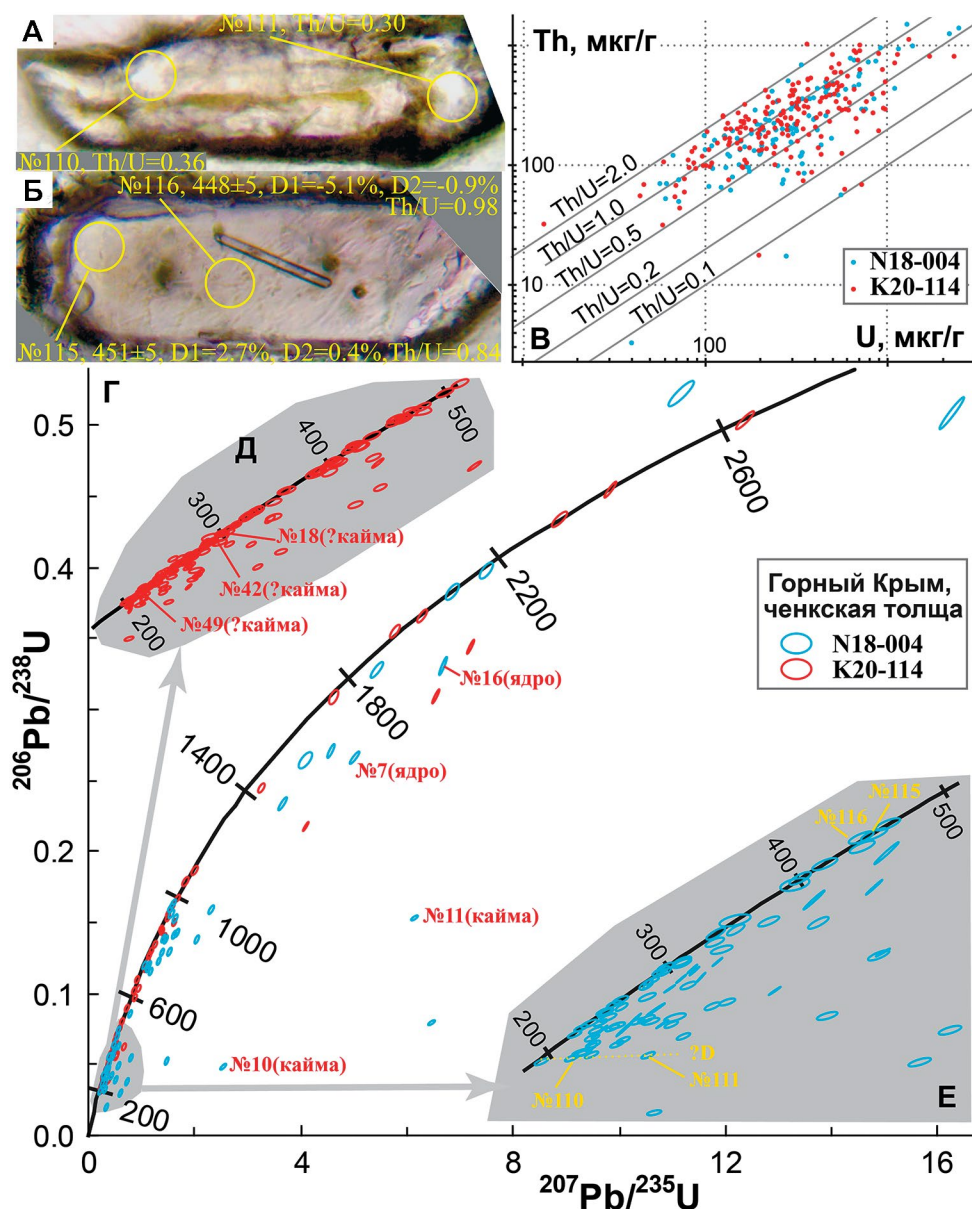


Рис. 10. Результаты изучения зерен детритового циркона из песчаников ченкской толщи, пробы N18-004 и K20-114. (а, б) — оптические изображения зерен детритового циркона, в которых сделано по два пробоотбора, желтые кружки — положения кратеров абляции; (в) — диаграмма содержания Th и U в изученных зернах; (г) — диаграмма с конкордией результатов изучения U—Pb изотопной системы зерен. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов. Красным шрифтом отмечены номера анализов для специфических зерен с включениями красноватого цвета (см. рис. 7, изображения 13—18 и пояснения в тексте). В виде врезок (д, е) на сером фоне показаны увеличенные фрагменты конкордии 200—500 млн лет. На рис. 10е желтым цветом отмечены номера анализов для зерен, показанных на рис. 10а, 10б.

датировку, соответствующую “вырезанной” части аналитического сигнала. Начальные части аналитического сигнала соответствуют той части зерна циркона, которая расположена сразу под его верхней приполированной поверхностью, конечные части — более глубинным, удаленным от полированной поверхности частям этого зерна. Если зерно циркона в аналитическом препарате приполировано примерно до середины, то начальные части

аналитического сигнала чаще всего соответствуют ядру зерна циркона, а конечные — оболочке.

РЕЗУЛЬТАТЫ U—Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

В пробе N18-04 изучение U—Pb изотопной системы выполнено для 117 зерен детритового

циркона (Дополнительные материалы_табл. 1), а в пробе K20-114 — для 183 зерен (Дополнительные материалы_табл. 2). Почти для всех анализов характерна очень высокая вариабельность аналитического сигнала, что свидетельствует о сильной вещественной неоднородности изученных частей dZr и/или о наличии в них невидимых включений, нарушений и т.п. Для значительного количества анализов кондиционные датировки удалось получить только по части аналитической записи. Для более чем двух третей анализов в пробе N18-04 и для половины анализов в пробе K20-114 получить конкордантные возрастные значения даже по небольшому фрагменту аналитической записи так и не удалось, фигуративные точки для таких анализов на диаграмме с конкордией расположены на значительном удалении от линии конкордии (рис. 10г).

Для одного из анализов запись оказалась неинтерпретируемой. Только 3 датировки получены по полной записи, 1 датировка — по центральной части (?ядро), а остальные 22 — по конечной части (?оболочки).

В двух зернах пробоотборы сделаны в двух частях кристалла (рис. 10а, 10б). В одном случае оценки возраста совпали в пределах ошибок — анализы № 115 и № 116 (рис. 10б), в другом — были получены дискордантные значения — анализы № 110 и № 111 (рис. 10а). Отметим, что в последнем случае если через фигуративные точки для анализов на диаграмме с конкордией удалось провести линию и интерпретировать ее как дискордию (? D), то ее нижнее пересечение с конкордией соответствует приблизительно 0.2 млрд лет (рис. 10е).

Максимальный полученный возраст циркона 2183 ± 12 млн лет ($D1 = 1.0\%$, $D2 = 0.5\%$), минимальный — 222 ± 2 млн лет ($D1 = 9.0\%$, $D2 = 0.5\%$). Ввиду малого количества кондиционных датировок (26 значений) ярких пиков на КПВ не получено. Лишь два пика (296 и 400 млн лет) поддержаны более чем 3 измерениями (рис. 11в, 11г).

В пробе K20-114 для зерна a11(ABC-6) (рис. 11е–11з) аналитическая запись отчетливо распалась на три части, по которым последовательно от начала к концу записи получены конкордантные значения 290 ± 3 ($D1 = 2.1\%$, $D2 = 0.3\%$, $Th/U = 0.71$), 328 ± 4 ($D1 = 0.9\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.90$), 360 ± 3 ($D1 = -0.6\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.67$) млн лет. Эти три части аналитической записи различаются и по величине Th/U . На оптическом изображении зерна в скрещенных николях отчетливо видно внутреннее ядро и его оболочка (рис. 11з, “Ядро” и “Кайма-1”), а также два игольчатых включения (рис. 11з, “И”) и как минимум два округлых включения. Ядро и округлые включения видны и на изображениях в параллельных николях (рис. 11ж). На изображениях этого зерна отчетливо видна удлинённая особенность

(она показана пунктирной линией на рис. 11е и 11ж), прослеженная практически через все зерно по специфическому зелено-оранжевому узору на изображении в параллельных николях (рис. 11ж, 11з; “ш” — шлифовка) и выделяемая белесым фоном в скрещенных николях. Похожие детали иногда видны и на изображениях других зерен (рис. 8, изображения 11, 44 и 62; рис. 9, изображение 24). Мы интерпретируем их как игру света (интерференцию), создаваемую сочетанием поверхности шлифовки зерна и граней кристалла. Однако на CL-изображении (рис. 11е) видна только кристаллографическая зональность зерна и не просматриваются никакие особенности его внутреннего строения, видимые в оптических изображениях. Поэтому мы интерпретируем все особенности зерна, видимые на его оптических изображениях, как глубинные, присущие внутренним (не выходящим на поверхность полировки) частям этого зерна. В кратер лазерной абляции могло попасть только очень малое количество материала из ядра зерна, а основной объем выжженного материала определенно принадлежал другим его частям. Поэтому мы интерпретируем три возраста 290 ± 3 , 328 ± 4 и 360 ± 3 млн лет, полученные по трем фрагментам аналитической записи dZr a11, как возрасты трех последовательных оболочек — Каймы-3, Каймы-2 и Каймы-1 соответственно, а возраст ядра, по-видимому, древнее 360 млн лет.

Для двух зерен получено по два возрастных значения. То, что эти значения соответствуют ядрам и каймам, подтверждают изображения зерен циркона (рис. 8, изображения 14 и 64), а также различия Th–U отношений.

Анализ a46(ABC-6): ядро 323 ± 3 ($D1 = -0.9\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.48$) и оболочка 273 ± 2 ($D1 = -0.4\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 0.66$) млн лет.

Анализ a3(ABC-7): ядро 220 ± 2 ($D1 = 6.8\%$, $D2 = 0.5\%$, $Th/U = 0.31$) и оболочка 214 ± 2 ($D1 = -0.5\%$, $D2 = 0.0\%$, $Th/U = 1.25$) млн лет. В данном случае возрасты ядра и оболочки различаются незначительно, но Th/U отношения очень существенно.

Всего для пробы K20-114 получено 133 кондиционные датировки. Максимальный (наиболее древний) полученный возраст 2631 ± 10 млн лет ($D1 = 0.0\%$, $D2 = 0.0\%$), минимальный (наиболее молодой) — 199 ± 2 млн лет ($D1 = 1.0\%$, $D2 = 0.0\%$).

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ Th И U И АНАЛИЗ ВЕЛИЧИН Th/U В ПРОАНАЛИЗИРОВАННЫХ ЗЕРНАХ ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

В dZr из песчаников ченкской толщи зафиксированы содержания Th от 17.4 до 1119.0 мкг/г и U от 13.2 до 2329.5 мкг/г; при этом величины Th/U

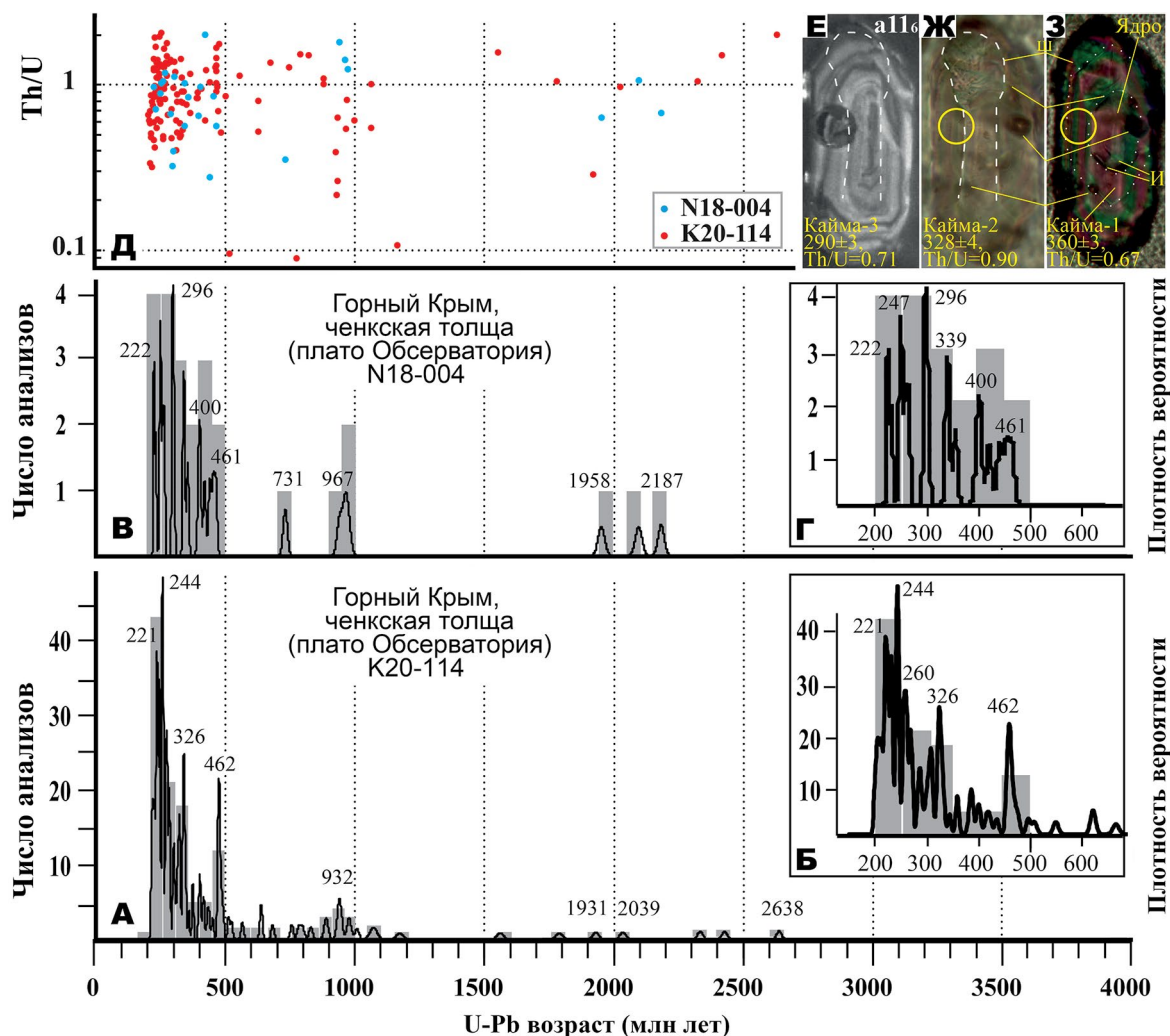


Рис. 11. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов (а–г) и распределение Th/U отношений (д) для изученных зерен детритового циркона из песчаников ченкской толщи, пробы K20-114 (а, б) и N18-004 (в, г). В виде врезок (б, г) показаны увеличенные фрагменты графиков (а, в) для интервалов 200–600 млн лет. На рис. 11е, 11ж, 11з показаны оптические и CL-изображения зерна циркона со сложным внутренним строением. Пояснения см. в тексте.

варьируют в диапазоне от 0.09 до 2.78 (рис. 10в). Для более чем половины проанализированных dZr (57.4%) зафиксированы величины Th/U в пределах 0.1–1.0 (причем преимущественно в пределах 0.5–1.0), которые принято считать статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород (Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015; Rubatto, 2017). Одновременно присутствует существенное количество dZr (42.6%) с более высокими отношениями Th и U, попадающими в интервал от 1.0 до 2.0 и даже (в редких случаях) превышающими 2.0. Такие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород (Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011) и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений (Wanless et al., 2011). Шесть анализов показали

значения Th/U около 0.1 или ниже. Такие низкие значения Th/U считают статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона. Так, в работе (Skublov et al., 2012) показано, что циркону из эклогитов часто присущи пониженные (<0.1) величины Th/U и пониженные абсолютные содержания Th (3 мкг/г и ниже) и U (100 мкг/г и ниже), а также некоторые другие особенности содержания РЗЭ. При этом нельзя не отметить, что пониженные (<0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например в очень редких (“экзотических”) породных комплексах ультранизкотемпературных гранитоидов (Harrison et al., 2007).

Зафиксированная нами в песчаниках ченкской толщи высокая доля зерен с повышенными (>1) величинами Th/U (рис. 12) может означать, что среди первичных источников dZr из песчаников

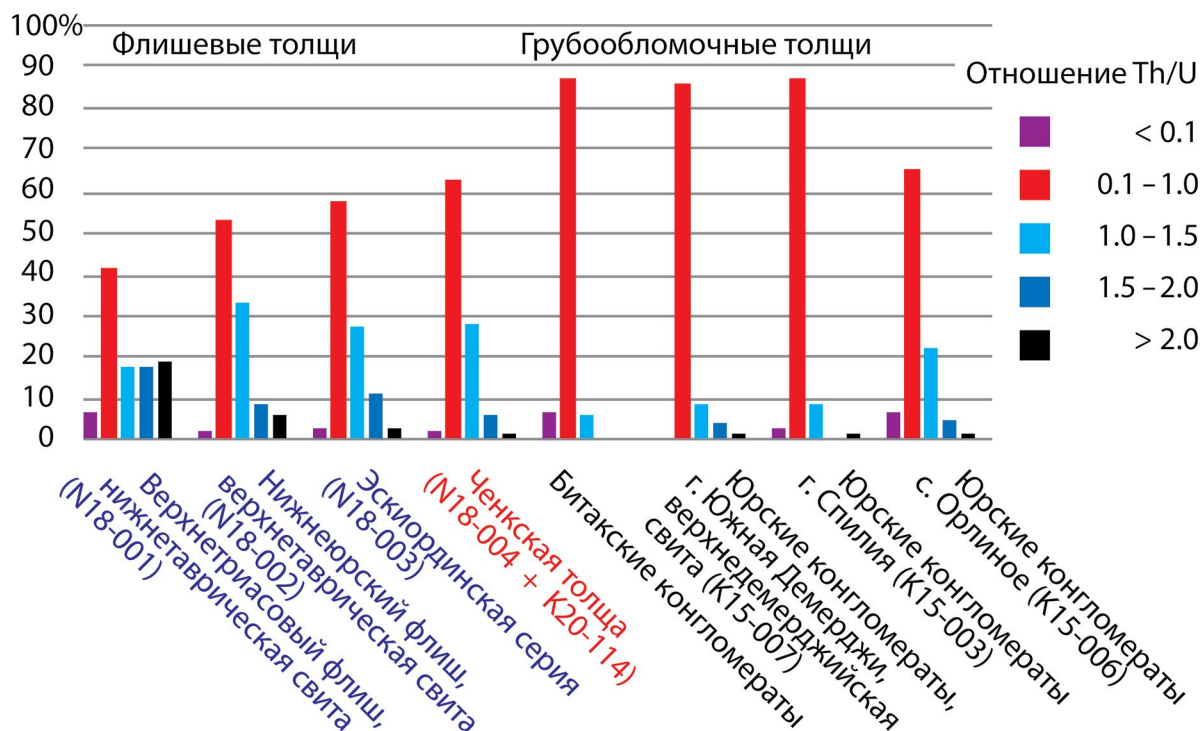


Рис. 12. Гистограммы, иллюстрирующие распределение величин Th/U в зернах детритового циркона из песчаников ченкской толщи и из обломочных пород некоторых других изученных на сегодняшний день верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ Горного Крыма.

ченкской толщи были широко представлены меланократовые (мафические) породы и/или метаморфические породы высоких температур, низких и средних давлений.

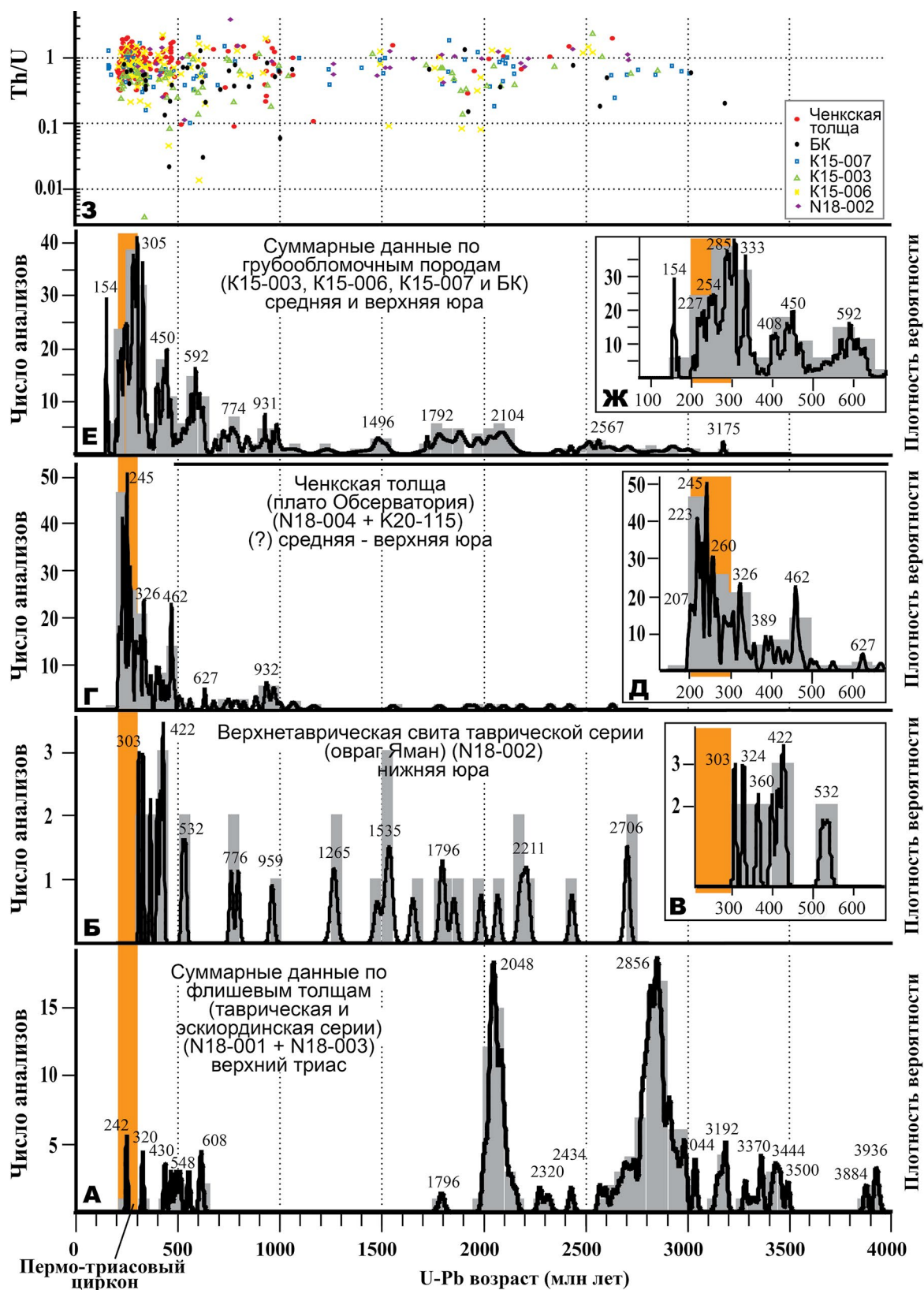
Каких-либо очевидных закономерностей между U–Pb возрастом dZr из песчаников ченкской толщи и величинами Th/U для этих зерен (рис. 11д) не обнаружено.

ПРОВЕНАНС-СИГНАЛ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Сравнение полученных наборов возрастов dZr из песчаников ченкской толщи для проб N18-004 и K20-114 показывает, что эти наборы очень схожи в общем (рис. 11), а также в некоторых деталях: фактически совпали пиковые значения 221 и 222, 244 и 247, а также 462 и 461 млн лет. Применение теста Колмогорова–Смирнова (Guynn, Gehrels, 2010) с вероятностью 95% подтверждает визуальное сходство количественно (полученные параметры теста Колмогорова–Смирнова $P = 0.247$ при пороговом значении 0.05) и позволяет утверждать, что наборы статистически неразличимы. Нет видимых отличий и по содержаниям Th и U (рис. 10в, 11д). Все это дает основания использовать суммарные данные по пробам N18-004 и K20-114 для статистических характеристик ченкской толщи.

Всего по этим двум пробам было получено 159 кондиционных датировок (26 для пробы N18-004 и 133 для пробы K20-114), которые использованы для построения суммарной гистограммы и КПВ (рис. 13г, 13д). В полученном таким образом суммарном наборе датировок dZr доминирует группа (более 60%) с возрастными, плотно сконцентрированными в промежутке от 200 до 400 млн лет (каменноугольно-триасовый возрастной интервал). Датировки этой группы формируют на КПВ очень яркие сближенные пики 207, 223, 245 и 260 млн лет и отдельный (несколько обособленный) пик 326 млн лет. Вне каменноугольно-триасового возрастного интервала выявлено только 3 пика — один яркий 462 млн лет и два второстепенных 627 и 932 млн лет. Остальные датировки рассеяны по временной шкале и не образуют каких-либо групп. Не выявлено видимых закономерностей в распределении величин Th/U в проанализированных зернах циркона в зависимости от их возраста (красные точки на рис. 13з). Здесь следует заметить, что подобных различий на диаграмме соотношения Th/U и U–Pb возраста циркона не выявлено не только для изученных dZr из песчаников ченкской толщи, но и для dZr из пород юрских грубообломочных толщ Горного Крыма (рис. 13з).

Анализ монтажа изображений (отсортированных в порядке от более молодых к более древним) dZr с каменноугольно-триасовыми возрастными



из песчаников ченкской толщи (рис. 8) не выявил каких-либо очевидных групп dZr со схожим обилием или другими особенностями. Можно

отметить только, что среди dZr с возрастом моложе 220 млн лет не зафиксировано dZr с повышенными Th—U отношениями.

Рис. 13. Гистограммы и кривые плотности вероятности U–Pb возрастов (а–ж) и распределение Th–U отношений (з) для изученных зерен детритового циркона из песчаников верхнетриасовых флишевых толщ (а), нижнеюрских флишевых толщ (б), ченкской толщи (г) и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ (е). В виде врезок (в, д, ж) показаны увеличенные фрагменты графиков (б, г, е соответственно) для интервалов 200–600 млн лет. Данные для БК (битакские конгломераты), K15-007, K15-006 и K15-003 взяты из (Романюк и др., 2020); N18-004 и K20-114 – настоящая работа; N18-001, N18-003 – из Никишин и др., 2020; N18-002 – из Кузнецов и др., 2022а.

В пробе N18-04 выявлены специфические dZr красноватой окраски (рис. 7, изображения 13–18; рис. 8, изображение 71). Окраску зернам придают либо крупные “древние” ядра красного цвета (рис. 7, изображения 14, 15 и 18), либо крупные включения красного цвета (рис. 7, изображения 13, 16 и 17; рис. 8, изображение 71). Определения в этих зернах возрастов для двух ядер дали сильно дискордантные значения, при этом полученные результаты свидетельствуют о древнем (как минимум древнее неопротерозоя) возрасте красных ядер (рис. 7 и 10, анализы № 7 и 16). Попытки определить возрасты двух кайм (рис. 7, 10; анализы № 10 и 11) дали сильно дискордантные неинтерпретируемые значения. При этом в анализе № 42 для оболочки был получен кондиционный возраст 294 млн лет, а в анализах № 18 и 49 были получены значения, которые, хотя и не удовлетворяют критериям кондиционных датировок, все же позволяют дать приблизительную оценку возраста формирования кайм – около 300 млн лет (№ 18) и 225 млн лет (№ 49). Таким образом, можно утверждать, что специфический красноватый циркон из какого-то источника заведомо древнее неопротерозоя был вовлечен в разрушение и переработку с обрастанием этих зерен каймами около рубежей 225 и 300 млн лет.

Отметим также, что все dZr из песчаников ченкской толщи с полученными кондиционными датировками старше неопротерозоя после своего возникновения определенно испытали последующие изменения. Так, в структуре зерна, для которого получен возраст 1062 ± 14 млн лет (рис. 9, изображение 1), выделено ядро и две каймы – внутренняя и внешняя. Возраст получен для внутренней каймы. В зерне, показанном на рис. 9 (изображение 2), кратер пробоотбора захватил и ядро, и кайму, тем не менее анализ показал приемлемые параметры дискордантности: 1163 ± 14 млн лет ($D1 = 5.5\%$, $D2 = 1.9\%$). Это может означать, скорее всего, что возрасты ядра и каймы не сильно различаются. Во всех зернах, для которых определены более древние возрасты (рис. 9, изображения 3–12), за исключением двух (изображения 6 и 8), датировки получены по ядрам кристаллов (зерен). Два исключения – это небольшие умеренно окатанные неправильной формы зерна, которые представляют собой небольшие фрагменты крупных кристаллов. По изображениям этих зерен составить даже приблизительное представление о структуре полного кристалла невозможно. Однако сильно изменчивый аналитический сигнал для этих двух анализов, полученный во время U–Pb датирования,

определенно свидетельствует об изотопной неоднородности изученного материала. Конкордантное значение возраста удалось получить только по заключительной части аналитической записи.

Таким образом, в ченкской толще не выявлено dZr древнее неопротерозоя, которые бы попали в ченкские песчаники, не испытав вторичных преобразований. Это означает, что в песчаники ченкской толщи зерна циркона из кристаллических комплексов с возрастом древнее неопротерозоя попадали не напрямую (dZr первого цикла седиментации), а только в результате рециклинга. Следовательно, маловероятно, что в строении питающих провинций, продукты эрозии которых попадали в ченкскую толщу напрямую (без рециклинга), участвовали кристаллические комплексы древнее неопротерозоя.

Сложное строение изученных dZr из песчаников ченкской толщи, наличие в зернах многочисленных инородных включений, многослойных кайм вокруг древних цирконовых ядер, большая доля сильно дискордантных датировок – это все свидетельства многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда их неоднократного участия в гидротермально-метаморфическо-магматических процессах. Некоторые dZr сохранили отчетливые свидетельства даже 3 этапов изменений. Например, в зерне, показанном на рис. 11е–11з, идентифицированы ядро и три каймы. Возраст по крайней мере некоторых из этих событий, судя по приблизительному возрасту формирования кайм красноватых зерен dZr, составляет около 225 и 300 млн лет. А для анализов № 110 и № 111 в пробе N18-04 по оценке, основанной на нижнем пересечении дискордии и конкордии около 200 млн лет, эти события происходили во временном интервале пермь–триас. При этом в переработку были вовлечены зерна циркона как с палеозойскими (11е–11з), так и с более молодыми (вплоть до триасовых) возрастными, т.е. зерна с возрастом чуть древнее возраста переработки (рис. 8, изображение 14).

ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ ПЕРВИЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ СНОСА И ВЕРОЯТНЫЕ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ

Полученный набор возрастов dZr из песчаников ченкской толщи свидетельствует о том, что доминирующими первичными источниками обломочного материала, аккумулярованного в виде этих

песчаников, были кристаллические комплексы с возрастом 200–355 млн лет (каменноугольно-триасовый возрастной интервал), а второстепенными — кристаллические комплексы с возрастом 400–500 млн лет (раннепалеозойский возрастной интервал). Остальные первичные источники материала можно характеризовать как примесные — резко подчиненные.

Первичными источниками небольших количеств древних **мезопротерозойских, палеопротерозойских и архейских dZr** могли быть кристаллические комплексы как фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП), так и древних фрагментов Пери-Гондванских террейнов. При этом наиболее вероятно, что эти зерна попали в ченкскую толщу не напрямую, а за счет неоднократного рециклирования.

Потенциальными первичными источниками единичных dZr с **ранненеопротерозойскими** (900–1000 млн лет) и **средненеопротерозойскими возрастами** (700–720 млн лет) также могли быть очень разные по происхождению и географической локации комплексы. Например, это могли быть комплексы из очень удаленного от Крыма региона, расположенного на севере западного обрамления ВЕП, — из Свеко-Норвежской области. По оценкам (Bogdanova et al., 2008; Andersen et al., 2009), в строении этой области участвуют кристаллические образования, верхний возрастной предел которых — средний неопротерозой. Удаленность Свеко-Норвежской области от современного региона Крыма допускает попадание эрозионного материала из этой области в ченкские песчаники только за счет очень длительной транспортировки речными системами и многократного рециклирования. Потенциальными первичными источниками dZr с ранне- и средненеопротерозойскими возрастами могли быть также кристаллические комплексы, участвующие в строении северной части Африки и Аравии. Известно, что в современной структуре этот макрорегион (иногда его именуют Арабо-Нубийский щит) представляет собой коллаж ранне- и средненеопротерозойских островных дуг, сформированных в Мозамбикском океане, скученных в криогении, а затем аккретированных в эдиакарии к Сахарскому кратону, что сформировало северную периферию Гондваны — Пери-Гондванскую окраину (Avigad et al., 2016 и ссылки в этой работе). В последующем (в палеозое и мезозое) части этой окраины Гондваны были отторгнуты от нее, с образованием многочисленной группы так называемых Пери-Гондванских террейнов. Часть этих террейнов на рубеже палеозоя и мезозоя оказалась вовлечена в строение южного складчатого обрамления ВЕП, представляющего собой сейчас фундамент эпигерцинской Скифской плиты — молодой платформы (Кузнецов, Романюк, 2021).

Наличие во внутренней структуре dZr ядер и оболочек с разными возрастами, многочисленными разнообразными инородными включениями свидетельствует о многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда об их неоднократном участии в гидротермально-метаморфическо-магматических событиях триас-каменноугольного возраста (см. раздел “Провенанс-сигнал ченкской толщи”). Геодинамическая эволюция Пери-Гондванских террейнов, участвующих в строении герцинского фундамента Скифской молодой платформы, включает тектономагматические события такого возраста, поэтому, по нашему мнению, комплексы Арабо-Нубийского щита — наиболее вероятный источник dZr с ранненеопротерозойскими (900–1000 млн лет) и средненеопротерозойскими возрастами (700–720 млн лет).

Первичными источниками **поздненеопротерозойских и раннепалеозойских dZr** в песчаниках ченкской толщи могли служить кристаллические комплексы Пери-Гондванских террейнов (кадомиды и авалониды), вовлеченных в строение герцинид южного обрамления ВЕП — в строение фундамента эпигерцинской Скифской плиты (молодой платформы) в результате аккреционно-коллизийных событий (Кузнецов, Романюк, 2021). Пик со значением 462 млн лет на КПВ возрастов dZr из песчаников ченкской толщи (рис. 13г), по-видимому, фиксирует одно из таких аккреционно-коллизийных событий.

Первичными источниками dZr с **каменноугольно-пермскими** возрастами, выявленных в песчаниках ченкской толщи, могли быть местные региональные и локальные источники. Магматические и метаморфические комплексы с каменноугольно-пермскими возрастами в большом количестве известны в Черноморско-Балканско-Анатолийско-Кавказском регионе (Sunal et al., 2008; Meinhold et al., 2010; Georgiev et al., 2012; Ustaomer et al., 2012, 2016; Kaygusuz et al., 2016; Peytcheva et al., 2018).

Однако первичные источники многочисленных **триасовых dZr**, зафиксированных в ченкской толще, не очевидны. В Причерноморье известны лишь редкие кристаллические комплексы с триасовыми возрастами (270–200 млн лет). Прежде всего, это массивы триасовых гранитоидных комплексов Северной Добруджи (Savu, 2012), а также триасовые дифференцированные вулканические серии восточного Предкавказья (Tikhomirov et al., 2004). Остальные известные проявления триасовой магматической активности — это либо очень редкие и малообъемные тела пород кремнекислого или среднего состава, либо тела, сложенные породами основного или ультраосновного состава, для которых циркон не является типичным минералом и не встречается в них в сколько-нибудь значимых количествах. Это, например, кварцевые долериты с возрастом 210 млн лет, установленные бурением

около поселка Северный в Степном Крыму (Спиридонов и др., 1990). В Понтидах распознаны реликты триасовых магматических комплексов, соотносимых с образованиями океанических островов, гор и плато (Genc, 2004; Sayit et al., 2010), а также голубые сланцы и эклогиты (Okay, Nikishin, 2015), являющиеся индикаторами гипотетической триасовой субдукционной зоны. Присутствие dZr триасового возраста характерно для уже изученных посттриасовых толщ Горного Крыма (Nikishin et al., 2015; Романюк и др., 2020) и других осадочных толщ Причерноморья, что поддерживает идею существования триасовой вулканической дуги в Черноморском регионе (Okay, Nikishin, 2015). Возможно, что объемные триасовые кристаллические комплексы, сформированные в этой гипотетической триасовой вулканической дуге, захоронены в настоящее время в Черноморской впадине. Однако пока подтверждения существования этой дуги другими методами нет.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ЧЕНКСКОЙ ТОЛЩИ ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНОГО U–Pb ДАТИРОВАНИЯ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

К настоящему времени верхнетриасово-нижнеюрские флишевые и средне-верхнеюрские грубообломочные толщи киммерийского структурного комплекса Горного Крыма в достаточной степени охарактеризованы результатами изотопного U–Pb датирования dZr. Все эти материалы сведены на рис. 13.

В работе (Никишин и др., 2020) представлены результаты для двух проб, характеризующих песчаники из верхнетриасовых флишевых толщ: для нижнетаврической свиты (верхнетриасовая часть таврической серии, проба N18-001) и салгирской толщи (верхнетриасовая часть эскиординской серии, проба N18-003). Высокая степень сходства спектров распределений возрастов dZr из этих проб является основанием рассматривать суммарные данные по двум пробам (рис. 13а).

В работе (Кузнецов и др., 2022а) представлены результаты для пробы, характеризующей нижнеюрскую часть таврической серии, — для верхнетаврической свиты, проба N18-002 (рис. 13б, 13в).

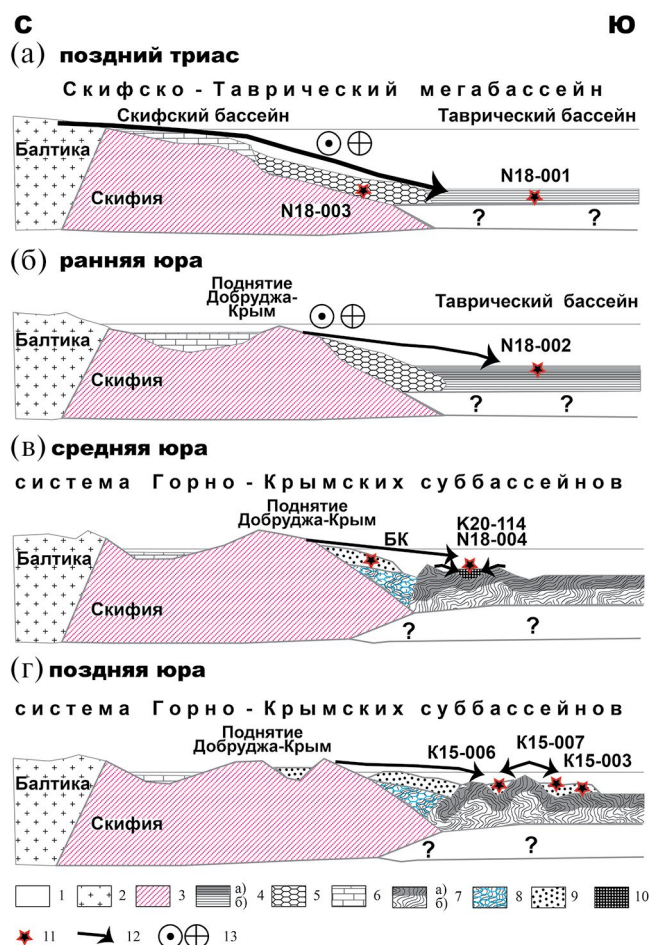
В работе (Романюк и др., 2020) обобщены результаты датирования dZr из песчаников средне- и верхнеюрских грубообломочных толщ, распространенных в 4 локациях Горного Крыма (рис. 1). Высокая степень сходства возрастных характеристик основных популяций dZr в этих пробах является основанием рассматривать суммарные данные по этим четырём пробам (рис. 13е, 13ж).

Сопоставление провенанс-сигналов из толщ разного возраста, формационной принадлежности

и литологического состава, принимающих участие в строении киммерийского структурного комплекса Горного Крыма, показало их существенное различие. А это, очевидно, является отражением происходивших в позднем триасе—юре кардинальных изменений источников обломочного материала, слагающего песчаники из разрезов этих толщ.

В позднем триасе—юре осадочные бассейны, комплексы выполнения которых экспонированы в настоящее время в Горном Крыму, были расположены непосредственно на южной (здесь и далее современные координаты) континентальной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии (Балтийской части палеоконтинента Аркт-Лавразия). В позднем триасе здесь был расположен обширный Скифско-Таврический мегабассейн (рис. 14а). В его северной части, приближенной к южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии, — в Скифском осадочном бассейне — шло накопление преимущественно мелководных отложений. Этот бассейн с юга был сочленен с Таврическим осадочным бассейном — глубоководной областью, в которой происходила флишевая седиментация. В обломочной компоненте флиша доминируют продукты разрушения кристаллических комплексов фундамента юго-западной (Сарматской) части ВЕП — аналогов кристаллических комплексов, обнаженных сейчас в пределах Украинского щита и Воронежского кристаллического массива. Терригенный материал поступал в Таврический осадочный бассейн транзитом через Скифский осадочный бассейн. На временном рубеже, близком к границе позднего триаса и ранней юры, обломочный материал, снесенный с ВЕП, перестал поступать в Таврический осадочный бассейн, а начал поступать в него материал, первичным источником которого были кристаллические комплексы Гондваны, а также океанические комплексы океанов Рейк и Палео-Тетис (рис. 14б). Это означает, что в ранней юре на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии произошла кардинальная смена палеогеографической ситуации. Скифско-Таврический мегабассейн в том виде, в каком он был в позднем триасе, прекратил существование. В его северной части, т.е. в том месте, где в позднем триасе был расположен Скифский осадочный бассейн, возникло поднятие Добруджа-Крым. При этом в глубоководной части Скифско-Таврического мегабассейна (в Таврическом осадочном бассейне) существенных изменений обстановок седиментации не произошло. В ранней юре в Таврическом осадочном бассейне унаследованно продолжил развитие глубоководный бассейн с флишевой седиментацией.

На рубеже ранней и средней юры или в самом начале средней юры осадконакопление в Таврическом осадочном бассейне было завершено, а сформированные в нем верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее,



в средней и поздней юре, на основании, в состав которого в том числе входили и дислоцированные комплексы Таврического осадочного бассейна, произошло заложение и развитие системы Горно-Крымских суббассейнов (рис. 14в, 14г). Обломочный материал, аккумулированный в средней юре в этих суббассейнах, имел в основном местное (региональное) происхождение, в средней–поздней юре появился новый источник сноса, поставивший в эти суббассейны dZr с пермско-триасовыми возрастами.

Таким образом, в поздне триасовое–юрское время на южной окраине Восточно-Европейского сегмента Евразии происходили существенные палеотектонические и палеогеографические перестройки (Okay, Nikishin, 2015), сопровождавшиеся кардинальными изменениями направлений седиментационных потоков, поставивших материал в осадочные бассейны, в которых шло накопление обломочных толщ, участвующих в настоящее время в сложении киммерийского структурного

Рис. 14. Концептуальная схема эволюции палеобассейнов, реликты выполнения которых экспонированы в настоящее время в Горном Крыму.

1 – вода; 2 – ВЕП (Балтика); 3 – Скифская платформа (Скифия) с герцинским фундаментом, в который имплантированы Пери-Гондванские (кадомские и авалонские) террейны; 4 – таврическая серия, подразделяемая на верхнетаврическую (а) и нижнетаврическую (б) свиты; 5 – эскиординская серия; 6 – терригенно-глинисто-карбонатные толщи; 7 – деформированные породы таврической серии: верхнетаврической (а) и нижнетаврической (б) свит; 8 – деформированные породы эскиординской серии; 9 – грубообломочные толщи; 10 – ченкская и подстилающая ее темир-чаирская толщи; 11 – места отбора проб и их номера на U–Pb датирование обломочного циркона; 12, 13 – седиментационные потоки: 12 – с прилегающих склонов, 13 – вдольбереговой разнос.

(а) Поздний триас. В обширном Скифско-Таврическом мегабассейне шло накопление: маломощных терригенно-глинисто-карбонатных толщ в приближенной к континенту мелководной части мегабассейна; эскиординской серии в обстановках континентального склона; нижнетаврической свиты таврической серии в обстановках нижней части континентального склона и континентального подножия. (б) Ранняя юра. Поднятие Добруджа-Крым отделило глубоководную часть Скифско-Таврического мегабассейна в отдельный Таврический бассейн, в котором образовалась верхнетаврическая свита. Поступление в этот бассейн эрозионных продуктов ВЕП стало невозможно. (в) Рубеж ранней и средней юры или самое начало средней юры. Накопленные в Таврическом осадочном бассейне верхнетриасовые и нижнеюрские толщи испытали деформации. Позднее, в средней и поздней юре, на основании, сложенном этими дислоцированными комплексами, произошло заложение одного из Горно-Крымских суббассейнов, в котором в средней юре накопились битакская и ченкская толщи (пробы N18-004 и K20-114). (г) Поздняя юра. Накопление грубообломочных средне- и верхнеюрских толщ в системе Горно-Крымских суббассейнов, провенанс-сигнал которых представлен пробами K15-003, K15-006 и K15-007.

комплекса Горного Крыма (Кузнецов и др., 2022а). В поздне триасовое время в этих седиментационных потоках доминировали продукты разрушения древнего кристаллического фундамента юго-западной части ВЕП, поставлявшие палеопротерозойские и архейские dZr. Кроме того, происходило минимальное добавление местного и удаленного материала, содержащего dZr мезозойского, палеозойского и эдиакарского возрастов (Никишин и др., 2020), в том числе, по-видимому, и за счет вдольберегового разноса. В ранней юре седиментационные потоки стали приносить обломочный материал, содержащий преимущественно dZr с мезопротерозойскими и нетипичными для ВЕП позднепротерозойскими (кадомско-авалонскими) возрастными, а также dZr с триас-каменноугольными возрастными метаморфического и/или метасоматического преобразования. Первичными источниками таких зерен были кристаллические комплексы, сформированные в пределах северных периферических частей Гондваны (Пери-Гондванские террейны),

а также комплексы периокеанических зон океанов Реик и Палео-Тетис, участвующие в настоящее время в структуре герцинского фундамента Скифской и Мизийской плит, Большого Кавказа, Балкан и Анатолийского п-ова (Окау, Ториз, 2016). В средней и поздней юре в седиментационных потоках, поставивших материал, аккумулярованный в грубообломочных и, реже, флишеидных и песчано-глинистых толщах Горного Крыма, стал преобладать местный материал, представленный dZr неопротерозойского, палеозойского и раннемезозойского возраста. Таким образом, накопленные данные об изменениях характера распределения возрастов dZr в песчаниках из разрезов толщ, слагающих киммерийский структурный комплекс Горного Крыма, статистически надежно фиксируют увеличение роли местного материала в породах из толщ стратиграфического интервала от верхнего триаса к верхней юре. Более того, в средней и поздней юре появился новый источник, служивший поставщиком зерен циркона пермско-триасового возраста (~300–200 млн лет), которые не зафиксированы в обломочных породах из более ранних толщ.

Вторичными источниками всех dZr могли быть осадочные породы, в которые dZr попали либо напрямую за счет разрушения первичных источников (циркон первого цикла седиментации), либо за счет рециклинга из более древних осадочных толщ.

Сопоставление провенанс-сигнала ченкской толщи (рис. 14г, 14д) с провенанс-сигналом флишевых толщ таврической и эскиординской серий (рис. 14а–14в) показывает, что эти сигналы кардинально различаются. Так, в песчаниках ченкской толщи dZr с архейскими и протерозойскими возрастными представлены минимально, а доминируют пермо-триасовые dZr (зафиксировано более 100 зерен с такими возрастными), тогда как в песчаниках из всех проб, отобранных из флишевых толщ, встречено всего только одно зерно с возрастом 242 млн лет, а архейские и палеопротерозойские dZr доминируют. При этом пермо-триасовые dZr в значительных количествах присутствуют в песчаниках из средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма (рис. 14е, 14ж). Таким образом, по источникам сноса песчаники ченкской толщи имеют сильное сходство с песчанистыми породами из средне-верхнеюрских грубообломочных толщ, но кардинально отличны от песчаников из верхнетриасовых и нижнеюрских флишевых толщ киммерид Горного Крыма. На этом основании можно заключить, что ченкская толща была сформирована не в Таврическом бассейне, а в одном из Горно-Крымских суббассейнов, и ее возраст не древнее средней юры. Это означает, что ченкскую толщу следует рассматривать либо как обособленную самую верхнюю часть верхнетааврической свиты, либо как

самостоятельное стратиграфическое подразделение, надстраивающее верхнетааврическую свиту.

Наш вывод о среднеюрском возрасте ченкской толщи соответствует результатам изучения зерен циркона методом фишен-трек, изложенным в работе (Соловьев, Рогов, 2010). В этой работе, в частности, показано, что фишен-трековые оценки возраста остывания до температуры ~200°C единичных магматогенных зерен циркона из ченкской толщи образуют частотный максимум со значением около рубежа средней и поздней юры (178.9±9.1 млн лет). Эту возрастную оценку условно можно интерпретировать как нижнее ограничение времени формирования ченкской толщи.

Сопоставление гистограмм распределений величин Th/U в изученных на сегодняшний день dZr из песчаников верхнетриасовых–нижнеюрских флишевых пород и средне-верхнеюрских грубообломочных пород Горного Крыма (рис. 12) показывает, что для песчаников из флишевых толщ характерна относительно пониженная доля dZr со значениями Th/U в интервале 0.1–1.0 (которые типичны для магматогенного циркона из кремнекислых и средних гранитоидных пород) и более высокое количество dZr с Th/U > 1.5 (которые типичны для магматогенного циркона из мафических пород), по сравнению с песчаниками из юрских грубообломочных толщ. Для песчаников ченкской толщи получены промежуточные параметры распределения значений Th/U в изученных зернах циркона. Это согласуется с высказанным выше предположением о том, что ченкская толща в стратиграфическом сводном разрезе киммерид Горного Крыма занимает положение между верхнетриасово–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами (рис. 2).

Наши данные в целом поддерживают и дополняют новыми деталями интерпретацию стратиграфической позиции ченкской толщи, впервые предложенную в работе (Тевелев и др., 2012). Прежде всего, наши данные и основанные на них выводы соответствуют изложенным в работе (Тевелев и др., 2012) представлениям о батско-келловейском возрасте ченкской толщи, т.е. о том, что ее возраст не моложе среднеюрского.

Далее, в работе (Тевелев и др., 2012) аргументировано аллохтонное залегание ченкской толщи по отношению к верхнетааврической свите и ее формирование в дистальной части эстуария крупной реки. В этой связи можно отметить, что в работах (Барабошкин, Пискунов, 2010; Пискунов и др., 2012; Рудько, 2014) было показано, что верхнедемерджийская свита, распространенная на западном склоне г. Южная Демерджи, была сформирована в обстановке дельты гильбертова типа, которая устанавливается в тех местах впадения горных рек в осадочные бассейны, где происходят быстрые знакопеременные тектонические движения

(Postma, 1990; Breda et al., 2007; Longhitano, 2008). Возраст верхнедемерджийской свиты по результатам датирования 5 самых молодых dZr из нее (проба K15-007 взята из песчаников верхнедемерджийской свиты) определен как конец киммериджа—титон (Рудько и др., 2018, 2019), а провенанс-сигнал верхнедемерджийской свиты схож с провенанс-сигналами трех других изученных грубообломочных толщ Горного Крыма (Романюк и др., 2020).

Если развить идею, представленную в работе (Тевелев и др., 2012), и принять в расчет наши новые данные, то можно предположить, что ченкская свита была сформирована в одном из Горно-Крымских суббассейнов (рис. 14в). Река поставляла в этот бассейн обломочный материал, содержащий dZr с широким спектром возрастов, включая преобладающие пермо-триасовые. А локальные источники, расположенные в бортах суббассейна (скорее всего, это были небольшие реликты структур, сложенных древними осадочными толщами), поставляли dZr с повышенными величинами Th—U отношений. При этом ченкская толща представляет собой самые нижние преимущественно песчаные слои дельтовых накоплений, сформированных тогда, когда в самых низовьях реки, приносившей обломочный материал, из которого сложены эти песчаники, еще не было активных тектонических движений, а устье этой реки еще не приобрело черты дельты гильбертова типа. В конце средней юры и в поздней юре, когда такие движения стали происходить, началась трансформация устья реки в дельту гильбертова типа. Выше ченкской толщи могли быть сформированы слои, сложенные грубообломочными образованиями, аналогичными конгломератам верхнедемерджийской свиты, слагающим одноименную гору в районе Алушты, гору Спилія в районе Балаклавы и т.п. Таким образом, выше ченкских песчаников могли быть отложены грубообломочные образования, аналогичные средне- и верхнеюрским грубообломочным толщам, провенанс-сигнал которых представлен пробами БК, K15-003, K15-006 и K15-007 (рис. 14г). При этом в стратотипической местности ченкской толщи эти надченкские грубообломочные толщи попали в разрыв при образовании Качинского поднятия и в современной структуре киммерид Горного Крыма не сохранились.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье представлены результаты U—Pb изотопного датирования dZr из песчаников ченкской толщи и выполнено сопоставление ее провенанс-сигнала с таковыми, полученными по другим объектам киммерид Горного Крыма. Вместе с другими геологическими данными это позволило сделать следующие выводы.

(1) В ченкской толще не зафиксировано dZr с возрастными древнее неопротерозоя, которые бы попали в ченкскую толщу, не испытав вторичного преобразования. Это означает, что в песчаники ченкской толщи циркон из кристаллических комплексов с возрастом древнее неопротерозоя попал не напрямую, а только в результате рециклинга. Следовательно, маловероятно, что в питающей провинции для ченкской толщи были древние кристаллические комплексы, продукты эрозии которых могли попасть в ченкскую толщу напрямую (зерна циркона первого цикла седиментации).

(2) Сложное строение dZr, многочисленные инородные включения, наличие многослойных кайм вокруг древних цирконовых ядер, большая доля сильнодискордантных датировок для изученных dZr и другие характеристики циркона из песчаников ченкской толщи — это все свидетельства многоэтапной эволюции изученных dZr, иногда их неоднократного участия в гидротермально-метаморфическо-магматических событиях. По крайней мере некоторые из этих событий происходили во временном интервале пермь—триас. При этом в переработку были вовлечены как древние архейские и протерозойские dZr, так и более молодые, с возрастом вплоть до триаса, т.е. чуть древнее возраста переработок.

(3) Питающие провинции, продуктами эрозии которых сложены песчаники ченкской толщи, а также песчаники верхнетриасовых и нижнеюрских флишевых толщ таврической и эскиординской серий, существенно различаются.

(4) Присутствие в песчаниках ченкской толщи значительного числа пермско-триасовых зерен циркона — это аргумент в пользу среднеюрского или даже более молодого возраста ченкской толщи.

(5) По особенностям провенанс-сигнала ченкскую толщу следует трактовать не как элемент внутреннего строения сводного разреза таврической серии, а либо как самостоятельное стратиграфическое подразделение (предпочтительнее), либо как обособленную самую верхнюю часть верхнетаврической свиты.

(6) Сопоставление гистограмм, иллюстрирующих распределения величин Th—U отношений в dZr из песчаников изученных на сегодняшний день верхнетриасовых—нижнеюрских флишевых и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма, показывает, что для песчаников из флишевых толщ характерна относительно пониженная доля dZr со значениями Th/U в интервале 0.1–1.0 и более высокое количество dZr со значениями Th/U > 1.5, по сравнению с песчаниками из юрских грубообломочных толщ. Для ченкской толщи получены промежуточные параметры распределения величин Th/U, что согласуется с ее положением в сводном стратиграфическом разрезе киммерид Горного Крыма

между верхнетриасовыми–нижнеюрскими флишевыми и средне-верхнеюрскими грубообломочными толщами.

(7) Нижнее ограничение возраста ченкской толщи средней юрой ставит под сомнение ее корреляции с рядом литологически схожих толщ Юго-Западного Крыма, возраст которых на основе фаунистических находок принят как раннеюрский.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с планами исследований по теме гранта РНФ (№ 23-27-00409).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдулла Д. Структура Качинского антиклинория (Горный Крым) // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и геогр. 1968. № 18. С. 40–50.
- Аркадьев В.В., Федорова А.А. Новые данные о возрасте таврической серии в бассейне р. Бодрак (юго-западный Крым) // Труды Крымской Академии наук. Симферополь: ИТ “Ариал”, 2018. С. 43–49.
- Барабошкин Е.Ю., Пискунов В.К. Строение и условия формирования верхнеюрских отложений района г. Пакхал-Кая (Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 1. С. 17–25.
- Бархатов Б.П. О соотношении между таврической и эскиординской свитами Горного Крыма // Вестн. Ленингр. ун-та. 1955. № 7. С. 123–135.
- Васильева Л.Б. О стратиграфическом расчленении таврической формации Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т. XXVII (5). С. 53–79.
- Геология шельфа СССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Отв. ред. Тесленко Ю.В. Киев: Наукова думка, 1984. 184 с.
- Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидеях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 71–79.
- Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1988. № 2. С. 81–82.
- Короновский Н.В., Милеев В.С. О соотношении отложений таврической серии и эскиординской свиты в долине р. Бодрак (Горный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1974. № 1. С. 80–87.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40. <https://doi.org/10.31857/S0016853X2104010X>.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М., Страшко А.В., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М., Новикова А.С., Московский Д.В. Источники сноса верхнетриасово-нижнеюрского флиша и средне-верхнеюрских грубообломочных толщ киммерид Горного Крыма по результатам U–Th–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022а. Т. 30. № 4. С. 52–75. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22040056>.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U–Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки Горного института. 2022б. Т. 255. С. 435–447. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.37>.
- Логвиненко Н.В., Карпова Т.В., Шапошников Д.П. Литология и генезис таврической формации Крыма. Харьков: Изд-во Харьковского ун-та, 1961. 400 с.
- Мазарович О.А., Милеев В.С. (Ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
- Милеев В.С., Вишневецкий Л.Е., Фролов Д.К. Триасовая и юрская системы // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 5–79.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В. Геологическое строение и эволюция Горного Крыма // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 17–21.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Моисеев А.С. О Бешуйском каменноугольном месторождении в Крыму // Материалы по общей и прикладной геологии. Серия работ по углю. Вып. 100. Л.: Геологический комитет, 1929. С. 1–40.
- Моисеев А.С. О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. Всесоюзн. геолого-разведочного объединения. 1932. LI. Вып. 39. С. 1–14.
- Моисеев А.С. Новые данные о верхнем триасе Северного Кавказа и Крымской АССР // Докл. АН СССР. 1939. Т. 23. № 8. С. 816–817.
- Муратов М.В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 2. 510 с.
- Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. Ч. 2. 110 с.
- Никишин А.М. Крым. Практика по полевым методам геологических исследований (дистанционная). М.: КДУ, Добросвет, 2020. 1064 с.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копачев Л.Ф., Никитин М.Ю., Панов Д.И., Фокин П.А., Габдуллин Р.Р., Гаврилов Ю.О. Геологическая история Бахчисарайского района Крыма

- (учебное пособие по Крымской практике). М.: Изд-во МГУ, 2006. 60 с.
- Никишин А.М., Махатадзе Г.В., Габдуллин Р.Р., Худoley А.К., Рубцова Е.В. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 20–27.
- Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–32.
- Панов Д.И. Стратиграфия триасовых и ниже-среднеюрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 3. С. 13–25.
- Панов Д.И. Ченкская свита (нижняя юра) юго-западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 31–41.
- Панов Д.И., Бурканов Е.И., Гайдук В.В., Илькевич Д.Г. Новые данные по геологии триасовых и нижеюрских отложений в междуречье Марты и Бодрака (юго-западная часть Горного Крыма) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1978. № 1. С. 47–55.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Никишин А.М. Схема стратиграфического расчленения триасовых и нижеюрских отложений Горного Крыма // Геодинамика и нефтегазоносные системы Черноморско-Каспийского региона. Сборник докладов III Международной конференции “Крым-2001”. Крым, Гурзуф, 17–21 сентября 2001 г. Симферополь: Таврия-Плюс, 2001. С. 127–134.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н., Гостев М.Ю. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 2. С. 21–31.
- Панов Д.И., Болотов С.Н., Косоруков В.Л., Камзолкин В.А., Пикулик Е.А., Шиханов С.Е. Стратиграфия и структура таврической серии (верхний триас–лейас) Качинского поднятия Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 5. С. 52–73.
- Панов Д.И., Панченко И.В., Косоруков В.Л. Нижнетаврическая свита (верхний триас) на Качинском поднятии Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 2. С. 13–21.
- Пискунов В.К., Рудько С.В., Барабошкин Е.Ю. Строе и условия формирования верхнеюрских отложений района плато Демерджи (Горный Крым) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 5. С. 7–23.
- Романов Л.Ф., Тесленко Ю.В., Яновская Г.Г. Ааленские органические остатки из угленосных отложений Бешуйских копей в Крыму (биофациальный аспект) // Биостратиграфия, палеонтология осадочного чехла Украины. Киев: Наукова думка, 1987. С. 86–90.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 3. С. 453–473.
- Рудько С.В. Литология проградационных структур в верхнеюрских–нижнемеловых отложениях Горного Крыма. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2014. 235 с.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А. Строе и основанный на первых результатах U/Pb-датирования детритных цирконов возраст конгломератов г. Южная Демерджи (верхняя юра, Горный Крым) // Докл. АН. 2018. Т. 483. № 3. С. 306–309.
- Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика детритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61. <https://doi.org/10.31857/S0016-853X2019536-61>.
- Славин В.И. Геологическое развитие Крыма в мезозое // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 24–37.
- Славин В.И., Чернов В.Г. Геологическое строение битакской свиты (тоар–средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка. 1981. № 7. С. 24–33.
- Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.
- Соловьев А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.
- Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 40–48.
- Тевелев А.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 14–24.
- Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А., Деренюк Д.Н., Краснорудская С.И., Обшарская Н.Н., Король Б.И., Ивакин М.Н., Шевчук Н.В., Дяченко Л.Н., Аверина В.Н., Пересадыко И.Н., Пупышева В.Г., Севастьянова В.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000. Третье поколение. Сер. Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.
- Шванов В.Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геология и география. 1966. Вып. 1. № 6. С. 153–156.

- Юдин В.В. Симферопольский меланж // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.
- Юдин В.В., Зайцев Б.А. Проблема эскиординской свиты в Крыму // 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. 262–276.
- Andersen T., Graham S., Sylvester A.G. The geochemistry, Lu–Hf isotope systematics, and petrogenesis of Late Mesoproterozoic A-type granites in south-western Fennoscandia // Can. Mineral. 2009. V. 47. P. 1399–1422.
- Avigad D., Abbo A., Gerdes A. Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia // Geol. Soc. Am. Bull. 2016. V. 128. № 7–8. P. 1286–1296.
- Breda A., Mellere D., Massari F. Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy) // Sediment. Geol. 2007. V. 200. P. 31–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.02.008>.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. V. 160. № 1–2. P. 23–45.
- Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: current methods and new opportunities // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, Chapter 2. Eds. Busby C., Azor A. Chichester, UK: Blackwell Publishing Ltd., 2012. P. 47–62.
- Genc S.C. A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: geochemical data for its tectonic setting // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 22. P. 503–516.
- Georgiev S., von Quadt A., Heinrich C.A., Peytcheva I., Marchev P. Time evolution of a rifted continental arc: integrated ID-TIMS and LA-ICP-MS study of magmatic zircons from the Eastern Srednogorie, Bulgaria // Lithos. 2012. V. 154. P. 53–67.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: current practices and outstanding issues. Ed. Sylvester P.J. Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. V. 40. P. 308–311.
- Guynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distributions in the K-S test. Tucson: University of Arizona, Arizona LaserChron Center, 2010. 16 p.
- Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. V. 35. № 7. P. 635–638. <https://doi.org/10.1130/G23505A.1>.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards Geoanalytical Res. 2016. V. 40. № 1. P. 311–332.
- Hoskin P.W., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. C. 27–62.
- International Chronostratigraphic Chart. Int. Commission on Stratigraphy. 2020 (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf>).
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. № 3. P. 295–312.
- Kaygusuz A., Arslan M., Sipahi F., Temizel I. U–Pb zircon chronology and petrogenesis of Carboniferous plutons in the northern part of the Eastern Pontides, NE Turkey: constraints for Paleozoic magmatism and geodynamic evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 327–346.
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. № 212–215. P. 397–414.
- Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Romanyuk T.V., Rud'ko S.V. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sci. 2019. V. 108. № 7. P. 2407–2428.
- Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – A case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb–LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. V. 123. № 1–4. P. 188–203.
- Longhitano S.G. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of coarse-grained Gilbert-type deltas within the Pliocene thrust-top Potenza Basin (Southern Apennines, Italy) // Sediment. Geol. 2008. V. 210. P. 87–110. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.07.004>
- Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.
- Meinhold G., Kostopoulos D., Frei D., Himmerkus F., Reichmann T. U–Pb LA-SF-ICP-MS zircon geochronology of the Serbo-Macedonian Massif, Greece: palaeotectonic constraints for Gondwana-derived terranes in the Eastern Mediterranean // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch). 2010. V. 99. № 4. P. 813–832.

- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 428. P. 241–264.
- Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Okay A., Topuz G.* Variscan orogeny in the Black Sea region // int.j. earth sci. 2016. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1395-z>.
- Peytcheva I., Tacheva E., von Quadt A., Nedialkov R.* U–Pb zircon and titanite ages and Sr–Nd–Hf isotope constraints on the timing and evolution of the Petrohan-Mezdrea pluton (Western Balkan Mts, Bulgaria) // Geologica Balcanica. 2018. V. 47. № 2. P. 25–46.
- Postma G.* Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis // Coarse Grained Deltas. Eds. Colella A., Prior D.B. Int. Assoc. Sedimentol. 1990. V. 10. Spec. Publ. P. 13–27. <https://doi.org/10.1002/9781444303858.CH2>.
- Rubatto D.* Zircon: the metamorphic mineral // Rev. Mineral. Geochem. 2017. V. 83. № 1. P. 261–295.
- Savu H.* The North Dobrogea granite province: petrology and origin of its rocks // Rev. Roum. Géologie. 2012. V. 56. № 1–2. P. 3–15.
- Sayit K., Goncuoglu M.C., Furman T.* Petrological reconstruction of Triassic seamounts/oceanic islands within the Palaeotethys: geochemical implications from the Karakaya subduction/accretion Complex, Northern Turkey // Lithos. 2010. V. 119. P. 501–511.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G.* General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // Petrology. 2012. V. 20. № 5. P. 427–449.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.
- Sunal G., Satir M., Natal'in B., Toraman E.* Paleotectonic position of the Strandja Massif and surrounding continental blocks based on zircon Pb–Pb age studies // Int. Geol. Rev. 2008. V. 50. P. 519–545.
- Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P.* Triassic volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: evolution and geodynamic interpretation // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 119–142.
- Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F.* Ion Probe U–Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late Lower Carboniferous subduction/collision related granitic rocks // Turkish J. Earth Sci. Black Sea Spec. Iss. 2012. V. 21. P. 905–932.
- Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A.* Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // Int. J. Earth Sci. 2016. V. 105. P. 7–38.
- Vermeesch P.* On the visualisation of detrital age distributions // Chem. Geol. 2012. V. 312–313. P. 190–194.
- Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.
- Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., Wallace P.J., Grimes C.B., Klein E.M.* Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // Chem. Geol. 2011. V. 287. № 1–2. P. 54–65.
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F.* Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards Geoanalytical Res. 2004. V. 28. P. 9–39.
- Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R.* Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chem. Geol. 2008. V. 247. P. 100–118.

Рецензенты В.В. Аркадьев,
В.П. Ковач, А.Б. Котов

The First Results of U–Th–Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons from the Chenka Sandstones – a Contribution to the Stratigraphy of the Cimmerides of the Mountainous Crimea

**N. B. Kuznetsov^{a, #}, A. V. Strashko^a, T. V. Romanyuk^b, A. M. Nikishin^c,
 D. V. Moskovsky^c, A. S. Novikova^a, A. S. Dubenskiy^{a, d},
 K. G. Erofeeva^a, and V. S. Sheshukov^a**

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

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

^c*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia*

^d*Lomonosov Moscow State University, Chemical Faculty, Moscow, Russia*

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

The first results of U–Th–Pb isotope dating of detrital zircons (dZr) from the Chenka sandstones of the Cimmerides of the Mountainous Crimea are presented. Carboniferous–Triassic dZr dominate among dZr from Chenka sandstones. Analysis of previously obtained sets of dZr ages from the different-age and lithology formations of Cimmerides of the Mountainous Crimea has revealed the certain regularities in the change in time of the provenance signal and, accordingly, of the sources, the erosion products of which compose the studied formations. A comparison of the obtained of U–Pb ages of dZr from Chenka sandstones with similar data for sandstones from the Upper Triassic–Jurassic formations has shown that the provenance signals of the Chenka sandstones and Upper Triassic–Lower Jurassic flysch strata are different, but the provenance signals of the Chenka sandstones and Middle–Upper Jurassic coarse clastic strata are similar. Detrital zircons from the Chenka sandstones are characterized by the parameters of the distribution of Th/U values intermediate between those from sandstones of flysch strata and from sandstones of coarse-grained strata. In general, the obtained isotope-geochronological and geochemical data and some features of the internal structure of dZr from the Chenka sandstones can be used as a strong argument in favor of interpretation of Chenka sandstones as an independent stratigraphic unit with an age not older than the Middle Jurassic. The similarity of the characteristics of dZr from sandstones of the Chenka sandstones with those of Middle–Upper Jurassic coarse clastic sequences casts doubt on the correlations of the Chenka sandstones with a number of lithologically similar units of the southwestern regions of the Mountainous Crimea, specified as Early Jurassic in age based on faunal finds.

Keywords: Black Sea region, Upper Triassic, Jurassic, paleogeography

УДК 551.762.3(571.5)

ВОЛЖСКИЙ И РЯЗАНСКИЙ ЯРУСЫ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ НОВОЯКИМОВСКАЯ-1 (ЗАПАД ЕНИСЕЙ-ХАТАНГСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГИБА, СИБИРЬ). СТАТЬЯ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯНОВСТАНСКОЙ СВИТЫ И ЕЕ СТРАТИГРАФИЯ ПО МОЛЛЮСКАМ

© 2024 г. М. А. Рогов^{1, 2, *}, В. А. Захаров¹, А. В. Соловьев^{1, 2},
П. Н. Мельников², В. В. Пустыльников², А. А. Федорова³, Е. Ю. Мещерякова³,
Ю. Н. Савельева², А. П. Ипполитов^{1, 4}, К. Ю. Оленова², Ю. А. Евсеева²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт,
Санкт-Петербургский филиал, Санкт-Петербург, Россия

⁴Университет королевы Виктории, Веллингтон, Новая Зеландия

*e-mail: rogov@ginras.ru

Поступила в редакцию 11.04.2023 г.

После доработки 23.04.2023 г.

Принята к публикации 05.05.2023 г.

Приведены сведения о литологии, биостратиграфии и палеонтологической характеристике по моллюскам разреза яновстанской свиты, вскрытого параметрической скважиной Новоякимовская-1 в интервале верхов нижневолжского подъяруса—нижней части верхнерязанского подъяруса. Свита представлена переслаиванием аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников и многочисленными уровнями с карбонатными конкрециями. Впервые в яновстанской свите встречены многочисленные глендониты, в том числе в тех стратиграфических интервалах, откуда они до настоящего времени не были известны. Свита почти без перерывов охарактеризована керном общей мощностью 290 м и по всему разрезу насыщена находками аммонитов и двустворок, что позволило осуществить детальное биостратиграфическое расчленение разреза. По аммонитам установлена последовательность зон, известных как в Западной Сибири, так и главным образом в Восточной Сибири (снизу вверх): *Paravirgatites lideri*, *Pavlovina iatriensis*, *Dorsoplanites ilovaiskii*, *D. maximus*, *Epivirgatites variabilis*, *Praechetates exoticus*, *Craspedites okensis*, *Praetollia maynci*, *Hectoroceras kochi* и *Surites subanalogus*. По двустворкам установлены бухиазоны *Mosquensis*, *Unschensis*, *Okensis*, *Jasikovi* и *Volgensis*. Комплексы моллюсков изученной скважины, начиная по крайней мере с верхней части средневолжского подъяруса, близки к одновозрастным комплексам восточной части Енисей-Хатангского регионального прогиба и разрезов побережья моря Лаптевых, но отличаются от одновозрастных комплексов Западной Сибири. Это дает основание предполагать существование неких факторов среды, препятствовавших свободному расселению моллюсков из западной части Енисей-Хатангского регионального прогиба в Западно-Сибирский бассейн.

Ключевые слова: биостратиграфия, верхняя юра, нижний мел, аммониты, двустворки, глендониты

DOI: 10.31857/S0869592X24030049, **EDN:** CVXUVL

ВВЕДЕНИЕ

Граница юры и мела в настоящее время является одним из наиболее интенсивно исследуемых стратиграфических интервалов мезозоя. Это связано, с одной стороны, с тем, что граница юры и мела — единственная граница между системами, которая пока не утверждена на международном уровне (Wimbledon et al., 2020; Granier et al., 2020), и ее положение дискуссионно даже на уровне

ярусов (Énaу, 2020). С другой стороны, именно к пограничным отложениям юры и мела в высоких широтах Северного полушария приурочены черносланцевые нефтематеринские толщи (баженовская свита и ее аналоги; Бадучан и др., 1989; Leith et al., 1992; Trabucho-Alexandre et al., 2012; Rogov et al., 2020). И, наконец, вблизи границы юры и мела происходили достаточно масштабные палеоклиматические и палеоокеанографические перестройки

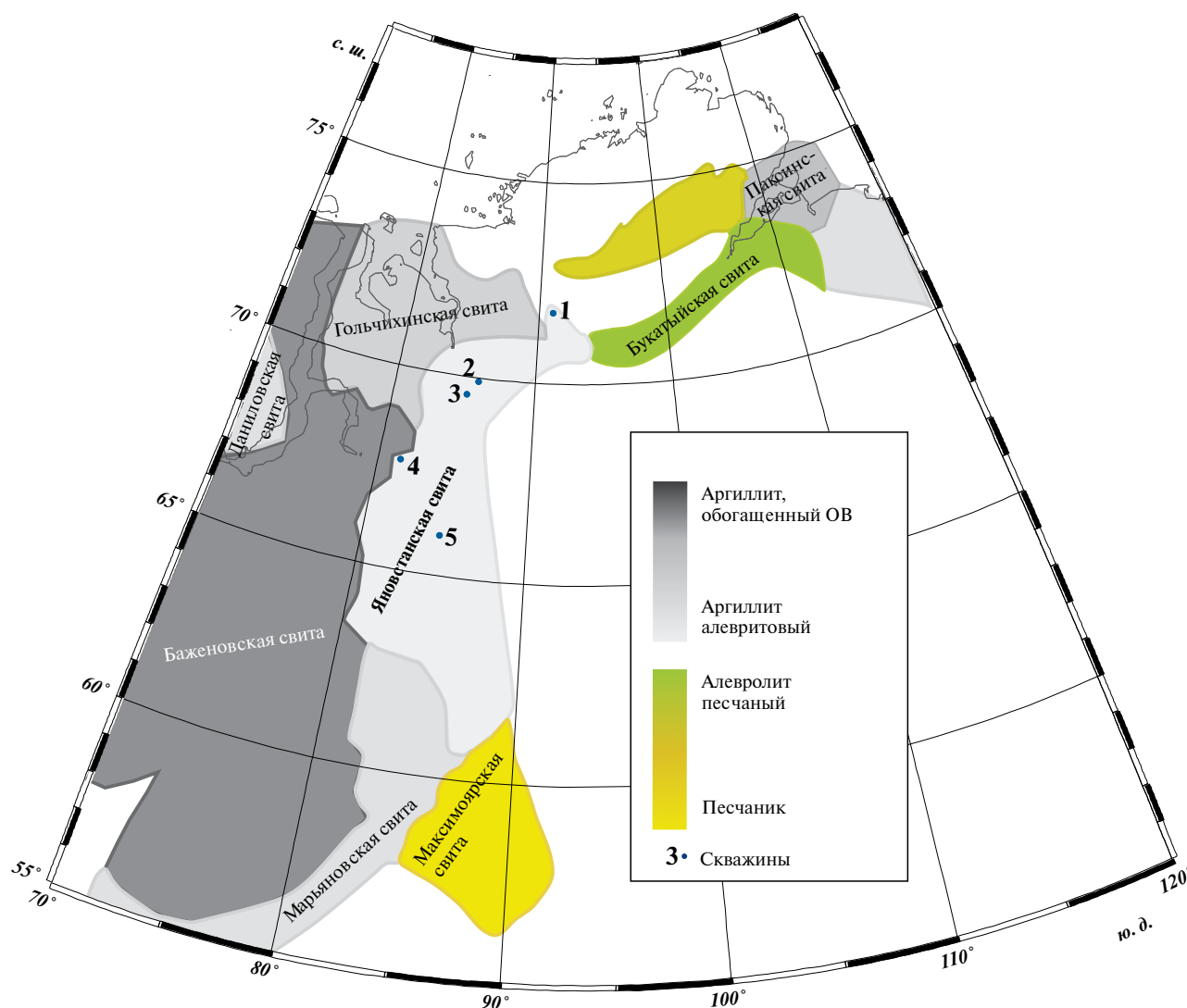


Рис. 1. Схема строения пограничных отложений юры и мела Западной Сибири и Енисей-Хатангского регионального прогиба (по Шурыгин, Дзюба, 2015, с дополнениями) и расположение упомянутых в работе скважин: 1 – Новоякимовская-1; 2 – Суходудинская 1-Р; 3 – Долганская 1-Р; 4 – Хальмерпаяутинская-2099; 5 – Туруханская 1-Р.

(Adatte et al., 1996; Tremolada et al., 2006; Zakharov et al., 2014), при этом нет свидетельств крупных биотических перестроек (Rogov, 2013).

В Западной Сибири рассматриваемый стратиграфический интервал в последние десятилетия интенсивно изучается в первую очередь в центральных районах, к которым приурочены крупнейшие месторождения нефти (Khafizov et al., 2022) и где распространена нефтематеринская баженовская свита. В последние годы возрос интерес к восточным районам Западно-Сибирского бассейна и прилегающим областям Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП) (Розбаева и др., 2022, 2023). В то же время расчленение на свиты и структурно-фациальное районирование этой части ЕХРП до сих пор остаются дискуссионными

(Балдин и др., 2021), что не в последнюю очередь связано с пробелами в детальных датировках керна скважин. Ключевым интервалом, который остается недостаточно изученным, является яновстанская свита. В целом по вещественному составу она сходна с баженовской свитой, но на порядок более мощная (до ~450 м и более; Решение..., 2004), содержит больше обломочного материала алевроитовой и песчаной фракции и характеризуется сравнительно низким содержанием C_{org} . С момента ее выделения (Байбародских и др., 1968, 1969; Булынникова и др., 1970) из яновстанской свиты определено лишь небольшое количество важных для установления возраста остатков моллюсков. При этом большая часть из них была изображена в классической монографии В.И. Бодылевского

и Н.И. Шульгиной (1958), а в дальнейшем новые находки макрофауны в яновстанской свите были единичными (Атлас..., 1990; Алифиров, Игольников, 2007; Розбаева и др., 2022, 2023). Опубликованные сведения по литологии свиты также немногочисленны.

Поэтому данные, полученные по результатам бурения параметрической скважины Новоякимовская-1 (проектная глубина 5000 м), имеют исключительно важное значение. Эта скважина была пробурена в северо-западной части ЕХРП (Красноярский край, Таймырский Долгано-Ненецкий муниципальный район, номенклатурный лист R-46-I карты масштаба 1: 200 000, координаты 71°45'12.5" с.ш., 90°54'04.3" в.д.; рис. 1а). Обработка и интерпретация материалов бурения осуществлялась во Всероссийском научно-исследовательском геологическом нефтяном институте (ВНИГНИ) в сотрудничестве с Геологическим институтом РАН (ГИН РАН). В отличие от большинства скважин в рассматриваемом регионе, в которых керном, как правило, охарактеризованы интервалы яновстанской свиты небольшой мощности, в скважине Новоякимовская-1 вскрыт разрез яновстанской свиты толщиной 290 м. В керне в большом количестве встречаются остатки макрофауны, в первую очередь двустворок (бухий и иноцерамид) и аммонитов, что дало возможность расчленить и датировать сравнительно небольшие интервалы разреза. Предварительные результаты исследований были доложены авторами на XI Всероссийском совещании “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии” (г. Томск, сентябрь 2022 г.; Рогов и др., 2022). Здесь же мы рассмотрим полученные результаты более детально. Керна скважины Новоякимовская-1, а также изученные палеонтологические остатки хранятся в Апрелевском отделении ВНИГНИ (Московская обл., г. Апрелевка).

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЯНОВСТАНСКОЙ СВИТЫ, ЕЕ ВОЗРАСТ И ГРАНИЦЫ

Яновстанская свита была впервые описана Н.И. Байбародских с соавторами (1968) без указания типового разреза. В первоописании было приведено краткое описание свиты, проиллюстрированное каротажными диаграммами скв. Суходудинская 1-Р. Авторы отметили, что свита “представлена черными, черно-серыми или зеленовато-черными глинами, обычно аргиллитоподобными, и алевролитами. Породы часто тонкослоистые, листоватые, с характерной отдельностью, содержат многочисленную и разнообразную фауну, пиритизированный растительный материал, конкреции пирита” (Байбародских и др., 1968, с. 17), а также указали на то, что на каротаже свита

хорошо выделяется по ПС (потенциалу самопроизвольной поляризации). Годом позже те же авторы (Байбародских и др., 1969) в “Решениях и трудах Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности” (совещание прошло в ноябре 1967 г., решения утверждены в январе 1968 г.) указали стратотип свиты в разрезе Туруханской опорной скважины 1-Р в интервале 2260–2022 м и ее возраст (кимеридж–берриас). Чуть ранее Н.И. Байбародских (1962) отметил находки волжских аммонитов в этой скважине, но без указания глубин. Вскоре А.А. Булынникова и др. (1970, среди соавторов статьи — Н.И. Байбародских) указали для свиты стратотип “в разрезе скважины 1-Р Долганская (1880–1330 м)”. Следует отметить, что рукопись статьи поступила в редакцию в июне 1967 г., до того, как состоялось межведомственное совещание, и до публикации других работ с описанием свиты. Вероятно, первоначально у авторов не было единого мнения в отношении того, какой разрез следует выбрать в качестве типового. В статье Булынниковой и др. (1970) из свиты приведены многочисленные определения аммонитов по скважинам Малохетской антиклинали, описанные и изображенные В.И. Бодылевским и Н.И. Шульгиной (1958). Затем в “Решениях 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири” (1981) стратотип яновстанской свиты был указан как “на р. Малая Хета” без упоминания конкретных скважин. Керна обеих скважин, предложенных в качестве стратотипических для яновстанской свиты, утрачен. В публикациях изображено лишь несколько находок окаменелостей (Атлас..., 1990), практически не дающих возможности обосновать возраст, и лишь один аммонит. Оба предложенных “стратотипа” яновстанской свиты представляются неудачными и не позволяют достаточно обоснованно судить ни о возрасте, ни о составе и границах свиты.

В начале 70-х годов XX в. для яновстанской свиты в типовом регионе (в западной части ЕХРП) принимался возраст от позднего оксфорда–раннего кимериджа до терминальной части берриасского (рязанского) века (Карцева и др., 1971, 1974). При этом представления о возрасте свиты, судя по всему, основывались на определениях В.И. Бодылевского (Бодылевский, Шульгина, 1958), и не исключено, что к яновстанской свите была отнесена также часть сиговской. Однако и позднее появлялись сведения о находках позднеоксфордских аммонитов из яновстанской свиты (Атлас..., 1990, табл. 48, фиг. 1, скв. Средняяровская 3), поэтому нельзя исключить, что на отдельных участках нижняя граница свиты может опускаться в оксфорд. Наиболее полная биостратиграфическая характеристика свиты по моллюскам, позволяющая обосновать ее возрастные рамки (верхняя часть нижнего

кимериджа—середина рязанского яруса), имеется для Малохетской антиклинали. Интересные данные также были опубликованы по скв. Хальмерпаятинская-2099 (Шурыгин и др., 2007), в которой свита достигает значительной мощности (~470 м). Наиболее важны датировки верхней границы свиты, которая проводится в зоне *Surites subanalogus* низов верхнерязанского подъяруса (Алифиров, Игольников, 2007). Разрез этой скважины был предложен в качестве типового для яновстанской свиты Тазо-Хетского структурно-фациального района (Алифиров, Игольников, 2007), но следует отметить, что керном охарактеризованы лишь отдельные интервалы скважины, имеющие сравнительно небольшую мощность.

КРАТКАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Изученный разрез яновстанской свиты (гл. 3810.00—4100.00 м по керну, с учетом данных каротажа глубины поправлены на 3822.5—4111 м; рис. 2, 3) разделен на три пачки с учетом небольшого (13.9 м, инт. 4051—4064.9 м) промежутка в отборе керна между ними и несколько различного литологического состава пород (рис. 2, 3). Это, соответственно, верхняя (гл. 3822.5—3972.70 м), средняя (гл. 3972.70—4051.00) и нижняя (гл. 4064.9—4111 м) пачки.

Разрез нижней (первой) пачки яновстанской свиты (слои 376—403) сложен преимущественно темно-серыми, почти черными аргиллитами алевритистыми, алевритовыми и алевролитами, вместе образующими переслаивание с прослоями и линзами коричневатого-серых смешанных глинисто-алевро-карбонатных пород (толщиной от 3 мм до 13 см). Алевролиты участками с кальцитовым цементом. Породы неравномерно, в разной степени биотурбированы, с конкрециями, пиритом и сидеритом, а также редкими органогенными обломками. В нижней и верхней частях пачки встречены глендониты. Данными рентгенофазового анализа (РФА) были охарактеризованы аргиллиты и смешанные глинисто-алевро-карбонатные породы. Состав аргиллитов по разрезу относительно однородный. Присутствуют карбонатные минералы: сидерит (в среднем 1.1%), кальцит (0.9%). Карбонатные минералы в породах смешанного состава представлены кальцитом и в большей степени сидеритом (в среднем 19.7 и 36.1% соответственно). В породах присутствует пирит (в среднем 1.2%), отдельные прослои могут быть обогащены пиритом. По данным измерения общей карбонатности вся нижняя пачка яновстанской свиты слабо карбонатизирована, карбонатные минералы в основном представлены сидеритом (подтверждено РФА). Породы нижней пачки яновстанской

свиты так же, как средней и верхней, не обладают значимыми величинами фильтрационно-емкостных параметров. Значения пористости по результатам петрографических исследований составляют менее 1%. Более высокие величины пористости (9—14%) обусловлены наличием микропористости в глинистом матриксе пород. Значения проницаемости для всех литотипов не превышают 1 мД.

Средняя (вторая) пачка яновстанской свиты (слои 348—375) сложена аргиллитами алевритистыми, аргиллитами алевритовыми с прослоями смешанных алевро-глинисто-карбонатных пород, известняков и сидеритов алевро-глинистых толщиной от 6 см до полуметра. Среди карбонатных минералов средней пачки доминирует сидерит. Также по разрезу отмечаются отдельные карбонатные стяжения, включения пирита, единичный детрит, в нижней части присутствует интервал с многочисленными глендонитами (рис. 4). Данные рентгенофазового анализа подтверждают большее содержание глинистой составляющей в средней пачке по сравнению с верхней. Для средней пачки характерно присутствие большого числа карбонатных прослоев, но более однородный состав алевро-глинистых пород. Значения пористости по результатам петрографических исследований не превышают 1—1.5%. Более высокие величины пористости (до 8—13%) обусловлены главным образом наличием микропористости в глинистом матриксе.

Верхняя пачка (третья) представлена неравномерным, часто нечетко выраженным переслаиванием серых и темно-серых алевролитов глинистых и аргиллитов алевритистых, с редкими прослоями смешанных глинисто-алевро-карбонатных пород. Отмечаются отдельные карбонатные стяжения, единичный детрит, в нижней и средней частях пачки встречаются глендониты. Алевролиты мелко-крупнозернистые и крупно-мелкозернистые, в разной степени глинистые, песчанистые и песчаные. Аргиллиты алевритистые, алевритовые и песчано-алевритистые. Породы послойно, неравномерно биотурбированы. В данной части разреза песчаники не слагают отдельных слоев, развиты крайне ограничено, встречаются лишь в редких тонких прослоях и линзах. По данным рентгенофлуоресцентного анализа средние минеральные составы аргиллитов и алевролитов не контрастны. В аргиллитах, алевролитах и зонах их переслаивания присутствуют карбонатные минералы (в среднем первые проценты), представленные кальцитом, доломитом и сидеритом. В карбонатных породах пачки доминируют доломит и кальцит. Породы не обладают значимыми величинами фильтрационно-емкостных параметров. Значения пористости по результатам петрографических исследований не превышают 2%. Более высокие величины пористости (до 15%) обусловлены главным

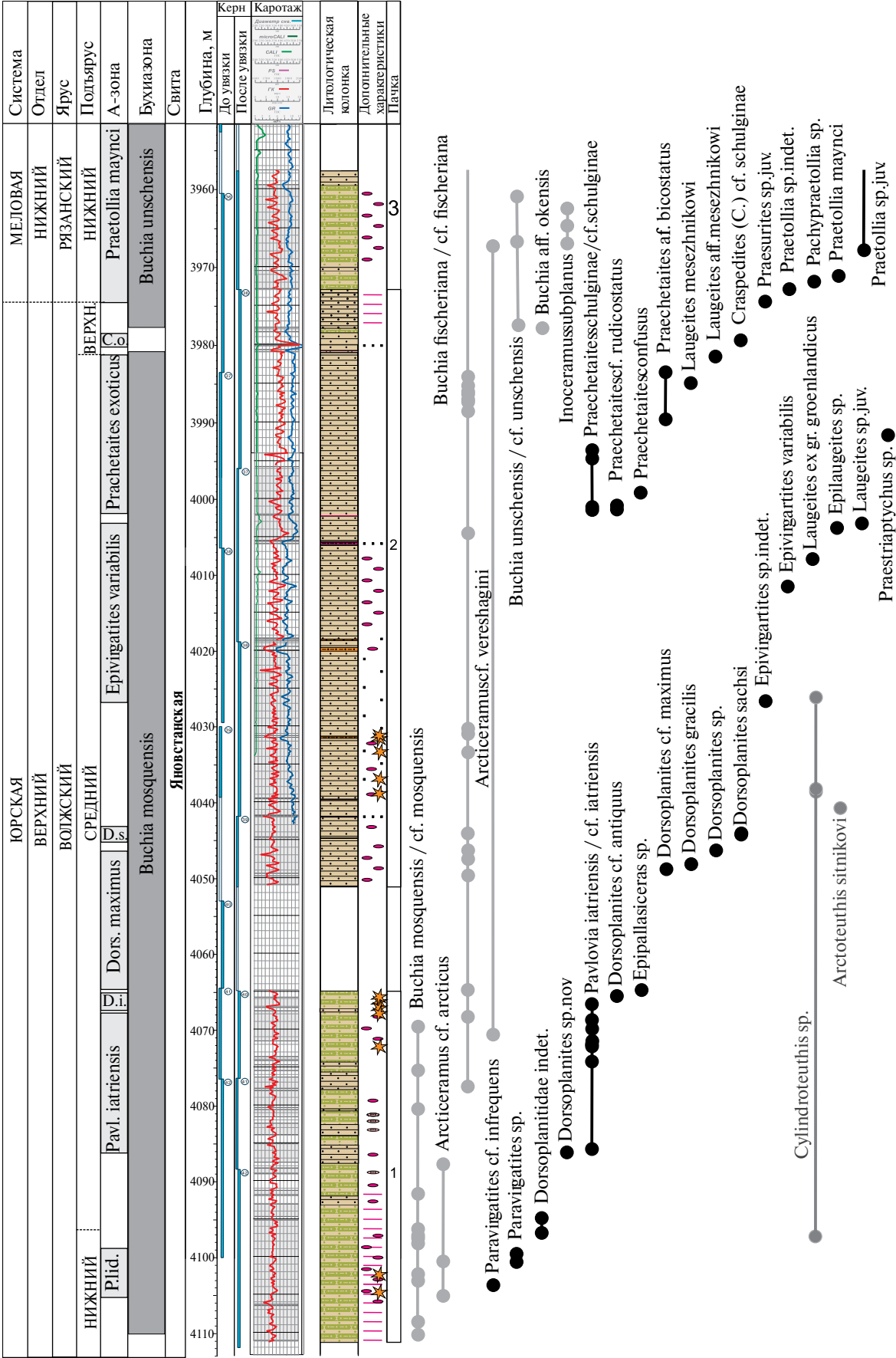


Рис. 2. Разрез нижней части яновстанской свиты скв. Новоякимовская-1. Условные обозначения см. на рис. 3. Сокращения: P.lid. – *Paravigartites lideni*; Pavl. – *Pavlovigartites lideni*; Dors. – *Dorsoplanites*; D.s. – *Dorsoplanites sachsii*; C.o. – *Craspedites okensis*; Верхн. – верхний. Серой заливкой разных оттенков слева от колонки показаны интервалы, относящиеся к соответствующим зонам по аммонитам и бужиям.

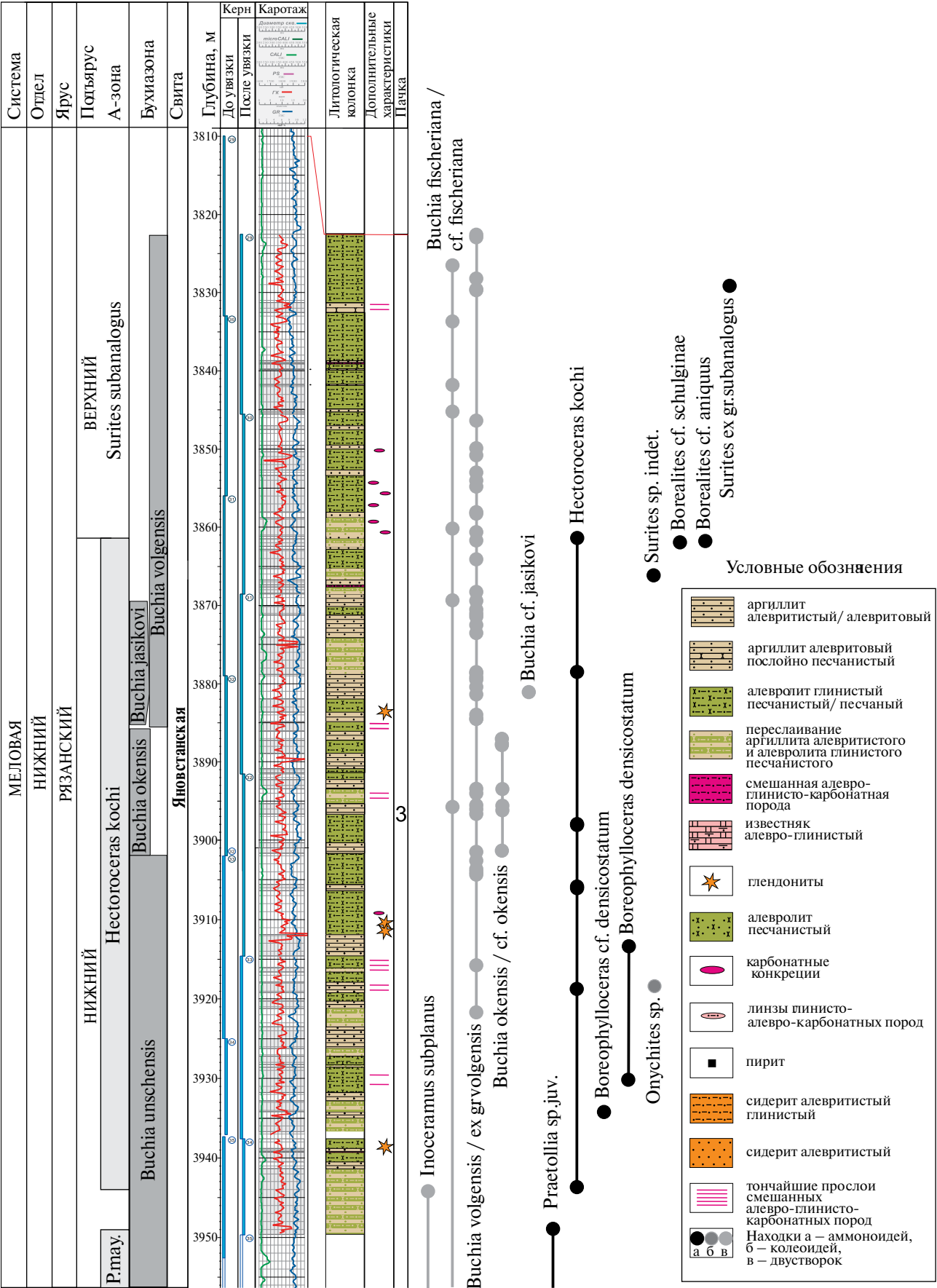


Рис. 3. Разрез верхней части яновстанской свиты скв. Новаякимовская-1. Сокращения: Р. may. — Praetollia maynci.

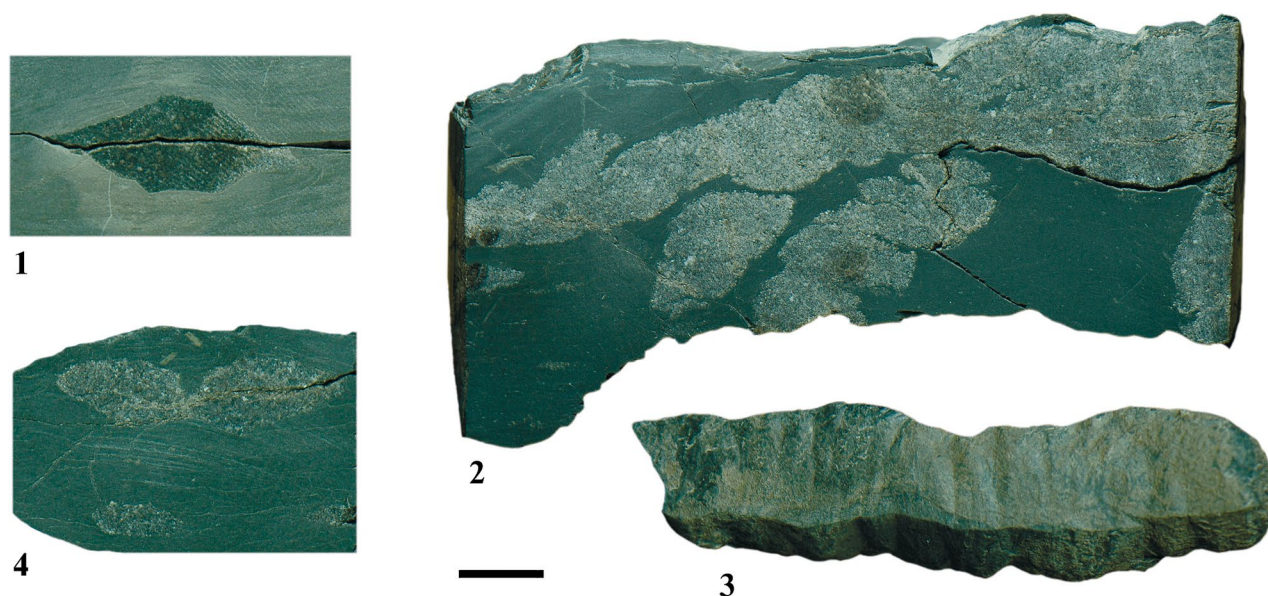


Рис. 4. Глендониты из яновстанской свиты скв. Новоякимовская-1. Длина масштабной линейки 1 см. 1 — экз. М180/НЯ-1, гл. 3883.49 м, нижнерязанский подъярус, зона Kochi; 2 — экз. 262/НЯ-1, гл. 4038.84 м, средневожский подъярус; 3 — экз. 381/НЯ-1, гл. 4066.16 м, средневожский подъярус, зона Ilowaiskii; 4 — экз. 332/НЯ-1, гл. 4104.55 м, нижневожский подъярус, зона Lideri.

образом наличием микропористости в глинистом матриксе.

Все три пачки характеризуются повышенным содержанием органического углерода: значения ТОС (общий органический углерод) варьируют от ~1 до 4.45% (в единичных случаях немного меньше 1%), максимальные значения фиксируются в верхах средневожской части разреза.

Обращает на себя внимание присутствие глендонитов (рис. 4) во всех трех пачках яновстанской свиты. Находки этих псевдоморфоз кальцита по икаиту приурочены как к стратиграфическим интервалам, из которых они уже были известны, но встречались редко (зона Variabilis средневожского подъяруса и зона Kochi нижнерязанского

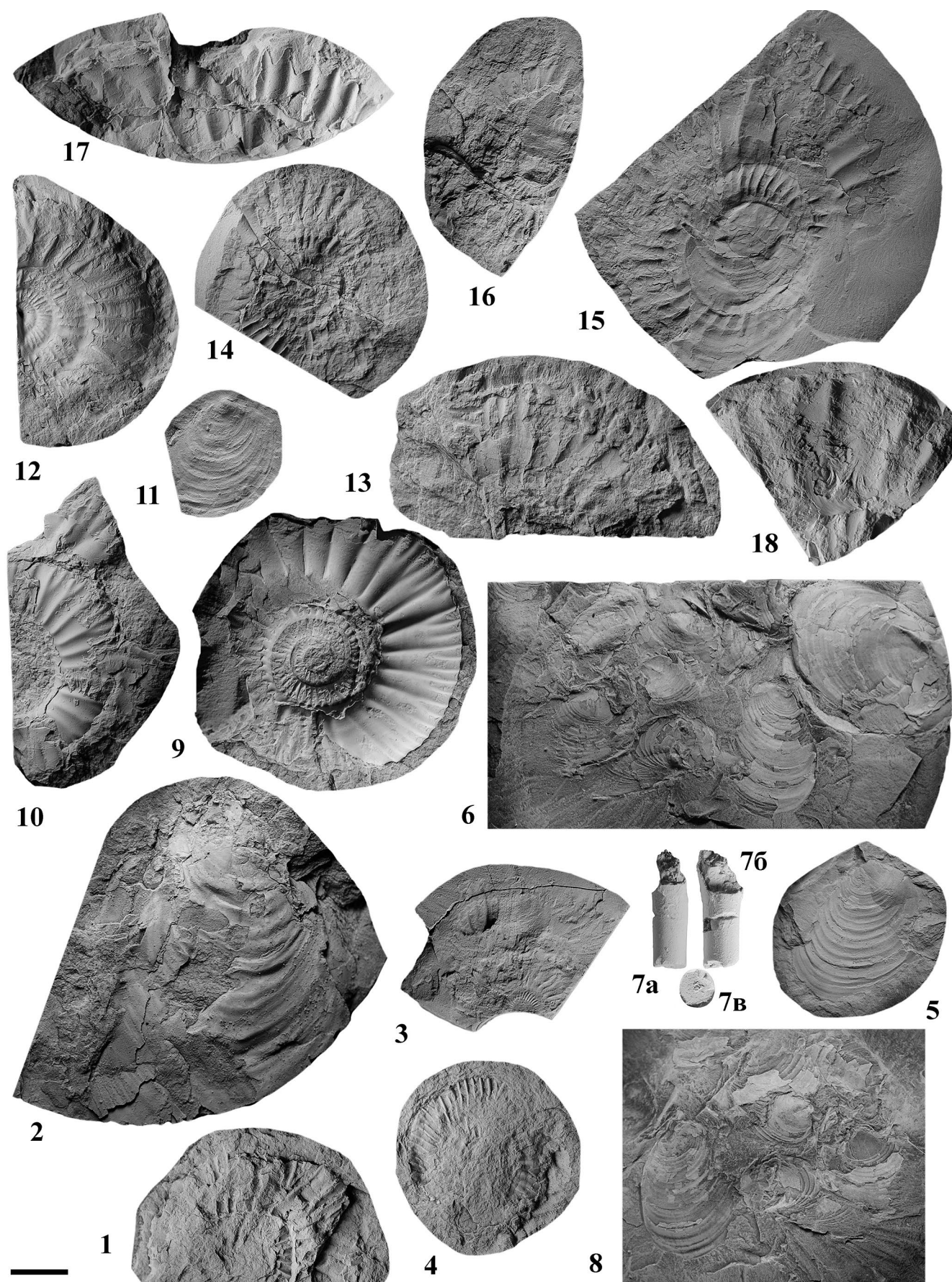
подъяруса), так и к интервалам, откуда до сих пор они не отмечались ни в одном местонахождении (Rogov et al., 2021), — а именно к верхней части нижневожского и низам средневожского подъярусов.

МАКРОПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА И ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЕ ПО МОЛЛЮСКАМ

Изученный керн яновстанской свиты необычайно хорошо охарактеризован находками макрофосилий хорошей сохранности. Всего в ходе изучения керна яновстанской свиты было отобрано 207 образцов с остатками моллюсков, преимущественно

Таблица I. Ранне-средневожские моллюски. Длина масштабной линейки здесь и для табл. II–VI равна 1 см; моллюски сфотографированы с напылением хлорида аммония.

1 — *Paravirgatites* cf. *inflatus* Buckm., экз. 333/НЯ1, гл. 4103.65 м, нижневожский подъярус, зона Lideri; 2 — *Arcticeras* cf. *arcticus* (Kosh.), экз. 339/НЯ1, гл. 4100.46 м, нижневожский подъярус, зона Lideri; 3, 4 — *Paravirgatites* sp. indet., нижневожский подъярус, зона Lideri; 3 — экз. 340/НЯ1, гл. 4100.24 м; 4 — экз. 342/НЯ1, гл. 4099.44 м; 5, 6, 8, 11 — *Buchia mosquensis* (Buch), нижневожский–средневожский подъярусы, бухизона Mosquensis; 5 — экз. 344/НЯ1, гл. 4098.29 м; 6 — экз. 349/НЯ1, гл. 4097.03 м; 8 — экз. 350/НЯ1, гл. 4096.92 м; 11 — экз. 361/НЯ1, гл. 4080.49 м; 7 — *Cylindroteuthis* sp., экз. 348/НЯ1, гл. 4097.1 м, пограничный интервал ниже- и средневожского подъярусов; а — вид с брюшной стороны, б — вид с боковой стороны; в — поперечное сечение на заднем конце сохранившегося фрагмента; 9 — *Dorsoplanites* sp. nov., экз. 358/НЯ1, гл. 4086.11 м, средневожский подъярус, зона Iatriensis; 10, 12–14 — *Pavlovia iatriensis* (Ilov.), средневожский подъярус, зона Iatriensis; 10 — экз. 359/НЯ1, гл. 4073.9 м; 12 — экз. 365/НЯ1, гл. 4074.04, с раковиной *Argutostrea roemeri* (Quenst.); 13 — экз. 368a/НЯ1, гл. 4072.02; 14 — экз. 368b/НЯ1, гл. 4072.02; 15 — *Pavlovia* cf. *iatriensis* (Ilov.), средневожский подъярус, зона Iatriensis, экз. 377/НЯ1, гл. 4066.64 м, с раковиной *Argutostrea roemeri* (Quenst.), средневожский подъярус, зона Iatriensis; 16 — *Dorsoplanites* cf. *antiquus* Spath, экз. 378/НЯ1, гл. 4065.68 м; 17 — *Epipallasiceras* sp., экз. 379/НЯ1, гл. 4064.92 м, средневожский подъярус, зона Maximus; 18 — *Dorsoplanites* cf. *maximus* Spath, экз. 384/НЯ1, гл. 4048.92 м, средневожский подъярус, зона Maximus.



аммонитов и двустворок. Наиболее часто встречаются остатки двустворчатых моллюсков рода *Buchia*, которые нередко образуют скопления, а также мало мощные линзы и прослои ракушечников толщиной до нескольких сантиметров. Несколько более редки аммониты. Из других групп стоит назвать двустворок-иноцерамид, которые регулярно встречаются в отдельных интервалах разреза, а также немногочисленных колеоидей, представленных рострами белемнитов и крючьями рук (онихитами). Снизу вверх в разрезе яновстанской свиты могут быть выделены следующие стратиграфические подразделения (рис. 2, 3).

Стратиграфические подразделения по аммонитам

Нижневолжский подъярус

Зона *Paravirgatites lideri* (инт. 4103.65–4099.44 м). Терминальную часть нижневолжского подъяруса Западной Сибири, охарактеризованную аммонитами рода *Paravirgatites*, недавно (Рогов, 2021) было предложено относить к зоне *Paravirgatites lideri*, установленной М.С. Месежниковым (Захаров, Месежников, 1974). В яновстанской свите до настоящего времени присутствие зоны не отмечалось. Из нижневолжского подъяруса скв. Малохетская 12-Р была известна единственная находка вида *Pectinatites rotor* (Bodylevsky), происходящая из более низкой зоны *Pectinatites fedorovi* (Бодылевский, Шульгина, 1958, табл. VIII, фиг. 1; Рогов, 2021, табл. ХСIII, фиг. 4). В скв. Новоякимовская-1 зона *Lideri* устанавливается по многочисленным находкам *Paravirgatites*. Несмотря на то, что эти аммониты имеют не очень хорошую сохранность и обычно не могут быть определены до вида (табл. I, фиг. 3, 4), их находки в инт. 4099.64–4103.65 м позволяют обосновать присутствие данной зоны. Наибольший интерес для межрегиональной корреляции представляет стратиграфически наиболее низкая находка *Paravirgatites* — небольшого сравнительно груборебристого аммонита, близкого к *P. infrequens* Buckman (табл. I, фиг. 1) — виду-индексу биогоризонта Восточной Гренландии (Рогов, 2021, табл. XIII, фиг. 1, 2).

Средневолжский подъярус

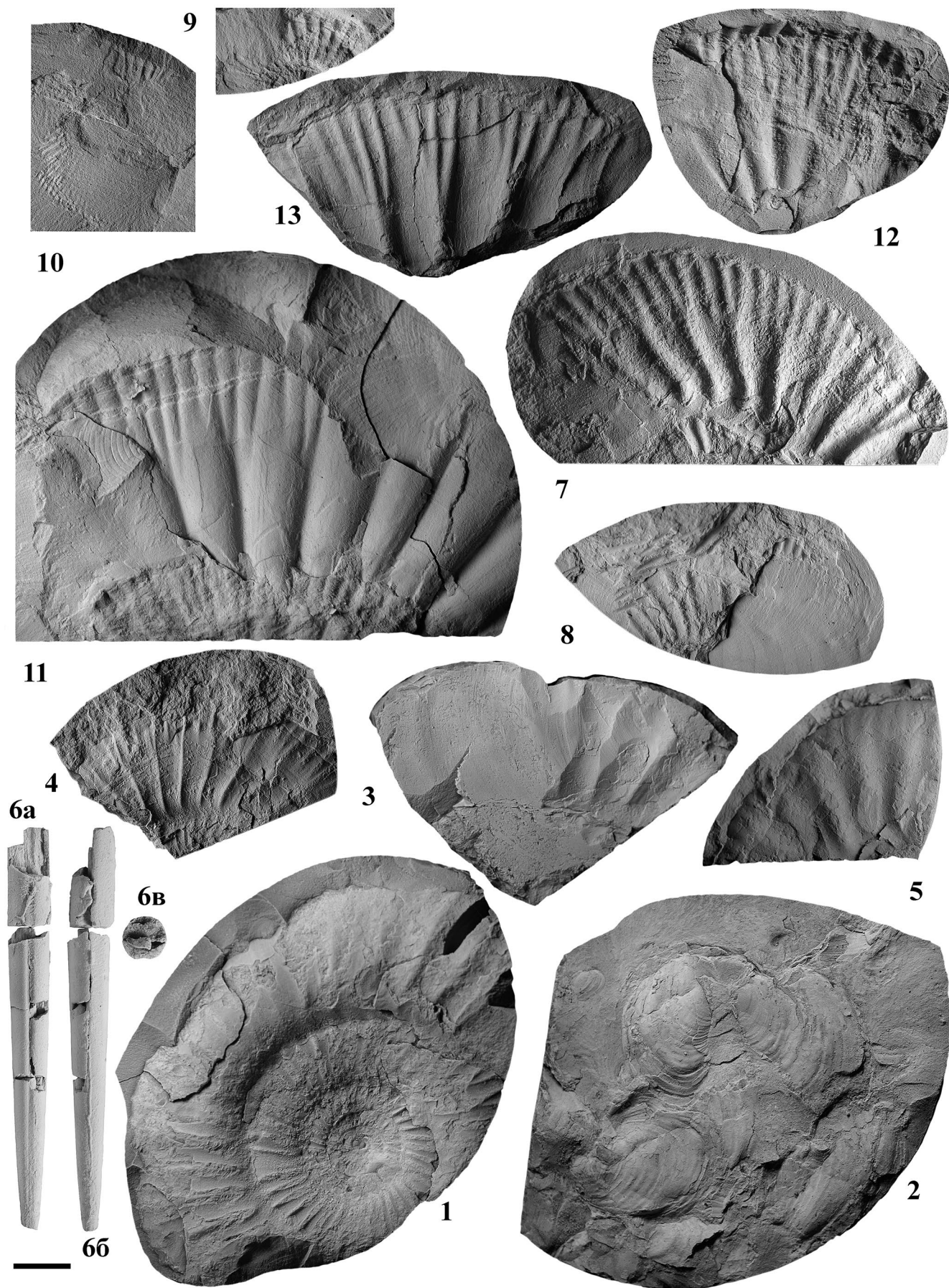
Зона *Pavlovvia iatriensis* (инт. 4086.11–4066.64 м). Нижняя граница средневолжского подъяруса в Арктике, как и в других бореальных регионах, проводится по появлению аммонитов родов *Pavlovvia* (как правило, резко преобладают по числу находок) и *Dorsoplanites* (к востоку от Урала на этом уровне очень редки). Изученный разрез скв. Новоякимовская-1 уникален в том числе тем, что здесь в основании средневолжского подъяруса был встречен небольшой аммонит, отличающийся от известных видов этого возраста, но, несомненно, принадлежащий к роду *Dorsoplanites* (табл. I, фиг. 9). Стратиграфически выше этой находки встречено несколько аммонитов, которые могут быть отнесены к *Pavlovvia iatriensis* (Пов.) (табл. I, фиг. 10, 12–14, 15 (cf.)). Восточнее — на Восточном Таймыре, в бассейне р. Хета и на п-ве Нордвик — эта зона не установлена, и в случае присутствия в разрезах ниже- и средневолжских отложений между ними фиксируется перерыв (Рогов, 2021).

Зона *Dorsoplanites ilovaiskii* (гл. 4065.68 м). Зона *Ilovaiskii* в разрезе изученной скважины устанавливается в некоторой степени условно, поскольку она обоснована единственной находкой аммонита *Dorsoplanites cf. antiquus* Spath (табл. I, фиг. 16). Но по присутствию данного вида в зоне *Ilovaiskii* Шпицбергена (Рогов, 2010), Западной Сибири (Брадучан и др., 1986; Атлас..., 1990), Таймыра и Приполярного Урала (Месежников, 1984) наметить присутствие данной зоны представляется возможным. С учетом того, что с Приполярного Урала редкие неизображенные находки *D. ilovaiskii* указывались также из зоны *Strajevskii*, а более многочисленные — из двух вышележащих зон *Ilovaiskii* и *Maximus* (Захаров, Месежников, 1974), нельзя исключать и немного более древнего или более молодого возраста данной находки.

Зона *Dorsoplanites maximus* (инт. 4064.92–4048.09 м). Традиционно в разрезах Приполярного Урала и Сибири зона *Maximus* устанавливается по присутствию крупных *Dorsoplanites* (*D. maximus* Spath, *D. laevis* Rogov) и *Epipallasiceras* (Захаров, Месежников, 1974; Месежников, 1984; Рогов, 2021). В то же время критерии проведения

Таблица II. Средневолжские моллюски.

1 — *Dorsoplanites gracilis* Spath, экз. 385/НЯ-1, гл. 4048.09 м, средневолжский подъярус, зона *Maximus*; 2 — *Buchia fischeriana* (d'Orb.), экз. 385/НЯ-1, гл. 4047.42 м, средневолжский подъярус; 3 — *Dorsoplanites* sp., экз. 387/НЯ-1, гл. 4046.27 м, средневолжский подъярус; 4 — *Dorsoplanites sachsi* Michlv., экз. 261/НЯ-1, гл. 4044.25 м, средневолжский подъярус, зона *Sachsi*; 5 — *Dorsoplanites aff. sachsi* Michlv., экз. 260a/НЯ-1, гл. 4044.13 м, средневолжский подъярус, зона *Sachsi*; 6 — *Arctoteuthis sitnikovi* (Sachs et Nalnyaeva), экз. 263/НЯ-1, гл. 4040.64 м, средневолжский подъярус: а — вид с брюшной стороны, б — вид слева, в-поперечное сечение вблизи переднего конца сохранившегося фрагмента; 7 — *Epivirgatites* (E.) *variabilis* Schulgina, экз. 274/НЯ-1, гл. 4011.63 м, средневолжский подъярус, зона *Variabilis*; 8 — *Laugeites cf. groenlandicus* (Spath), экз. 275/НЯ-1, гл. 4007.93 м, средневолжский подъярус, зона *Variabilis*; 9 — *Epilaugeites* sp. indet., экз. 279/НЯ-1, гл. 4003.9 м, средневолжский подъярус, зона *Variabilis*; 10 — *Laugeites* sp., экз. 278/НЯ-1, гл. 4003.15 м, средневолжский подъярус, зоны *Variabilis*–*Exoticus*; 11–13 — *Praechetaites rudicostatus* (Schulgina), средневолжский подъярус, зона *Exoticus*: 11 — экз. 277/НЯ-1, гл. 4001.34 м; 12 — экз. 280/НЯ-1, гл. 4001.32 м; 13 — экз. 284/НЯ-1, гл. 4000.78 м.



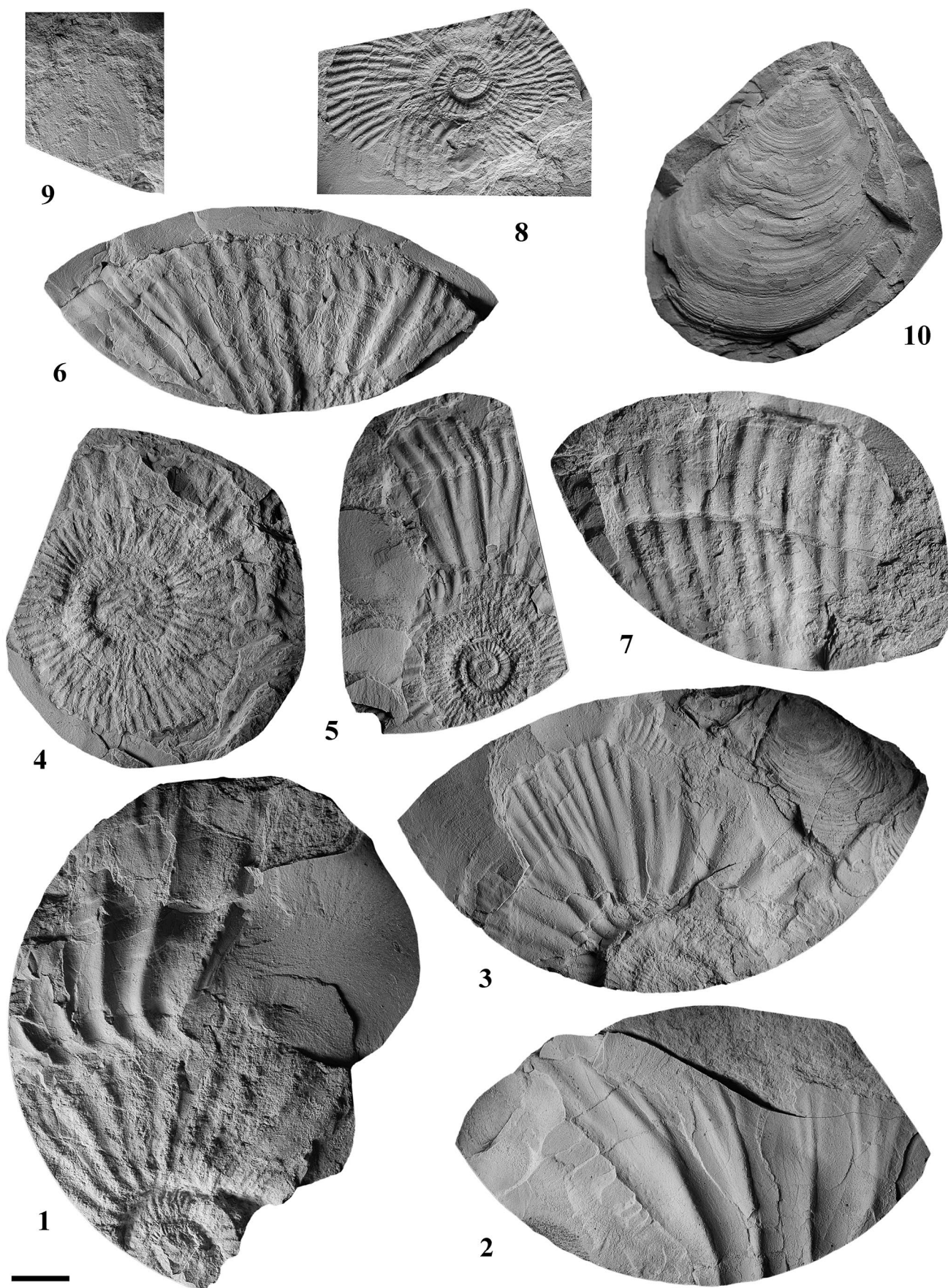


Таблица III. Средневолжские моллюски зоны *Praechetaites exoticus*.

1 — *Praechetaites schulginae* Rogov, экз. 281/НЯ-1, гл. 4001.05 м; 2, 5–7 — *Praechetaites* cf. *schulginae* Rogov: 2 — экз. 282/НЯ-1, гл. 4001.04 м; 5 — экз. 288/НЯ-1, гл. 3994.34 м; 6 — экз. 287/НЯ-1, гл. 3994.93 м; 7 — экз. 290/НЯ-1, гл. 3993.55 м; 3 — *Praechetaites rudicostatus* (Schulgina), экз. 283/НЯ-1, гл. 4000.94 м; 4 — *Praechetaites* cf. *confusus* Rogov, экз. 286/НЯ-1, гл. 3999.14 м; 8 — *Praechetaites* sp. juv., экз. 289/НЯ-1, гл. 3993.84 м; 9 — *Praestriptychus* sp., экз. 291/НЯ-1, гл. 3991.52 м; 10 — *Buchia fischeriana* (d'Orb.), экз. 293/НЯ-1, гл. 3988.64 м.

границ зоны детально в публикациях не обсуждались. Указанный М.С. Месежниковым “стратотип” зоны (“в обнажениях Земли Милна (Восточная Гренландия”); Захаров, Месежников, 1974, с. 60) не конкретен (на Земле Милна известны десятки разрезов с отложениями соответствующего возраста) и, соответственно, неудачен. В Гренландии находки вида-индекса немногочисленны (Callomon, Birkelund, 1982), и там такая зона не выделяется. Скорее в качестве типового разреза следовало бы выбрать обнажения на Приполярном Урале или Восточном Таймыре, но эти обнажения требуют переизучения на современном уровне. В то же время, несмотря на неопределенность в установлении границ зоны, ее комплекс, определяемый по находкам *Eripallasiceras* и крупных *Dorsoplanites*, хорошо прослеживается на обширном пространстве от Шпицбергена на западе до Северо-Востока России на востоке (Рогов, 2021). В скважине Новоякимовская-1 зона может быть намечена по находкам *Eripallasiceras* sp. (табл. I, фиг. 17), *Dorsoplanites* cf. *maximus* Spath (табл. I, фиг. 18) и *Dorsoplanites gracilis* Spath (табл. II, фиг. 1).

Зона *Dorsoplanites sachsi* (инт. 4044.25–4044.13 м). Первоначально данная зона была установлена (как подзона) Н.П. Михайловым (1966) в нижнем течении р. Лена, а в дальнейшем ее распространение было прослежено в других районах Арктики (Рогов, 2010, 2021), но в Западной Сибири и в ЕХРП ранее она не выделялась. Для зоны характерно присутствие своеобразных *Dorsoplanites* с высоким коэффициентом ветвления, а также первых *Taimyrosphinctes* и *Praechetaites*. В изученной скважине зона устанавливается в сравнительно узком интервале по присутствию *Dorsoplanites sachsi* Michlv. (табл. II, фиг. 4) и *Dorsoplanites* aff. *sachsi* Michlv. (табл. II, фиг. 5), но выше имеется значительный по мощности интервал (около 17.5 м), где не были найдены аммониты.

Зона *Epivirgatites variabilis* (инт. 4026.68–4003.15 м). Данный стратон до настоящего времени выделялся только в восточной части ЕХРП (Рогов, 2021). Хотя вид-индекс также встречается в Западной Сибири и в европейской части России (в зонах *Vogulicus* и *Nikitini* соответственно), комплекс зоны своеобразен и отличается от одновозрастных комплексов других регионов. Наиболее часто здесь встречаются мелкие *Epivirgatites* (E.) *variabilis* Schulg., а также *Epilaugeites* и *Laugeites*. В скв. Новоякимовская-1 мощность зоны более 20 м. Зона

четко выделяется по находкам *Epivirgatites* sp., *Epivirgatites* (E.) *variabilis* Schulgina (табл. II, фиг. 7), *Laugeites* cf. *groenlandicus* (Spath) (табл. II, фиг. 8), *Epilaugeites* (табл. II, фиг. 9).

Зона *Praechetaites exoticus* (инт. 4001.34–3981.53 м). Терминальная зона средневолжского подъяруса *Exoticus* хорошо прослеживается в Арктике от Восточной Гренландии и Шпицбергена на западе до нижнего течения р. Лена на востоке (Рогов, 2021). Ее нижняя граница четко определяется по появлению крупных *Praechetaites* ex gr. *exoticus* (Рогов, Захаров, 2011), и примерно на этом же уровне исчезают *Epivirgatites*, чьи находки в зоне *Exoticus* неизвестны. В изученном разрезе данная зона имеет сравнительно большую мощность (чуть меньше 20 м) и при этом необычайно насыщена находками аммонитов, которые в отдельных интервалах образуют скопления. Наиболее многочисленны находки *Praechetaites rudicostatus* (Schulgina) (табл. II, фиг. 11–13, табл. III, фиг. 3), *P. schulginae*/cf. *schulginae* Rogov (табл. III, фиг. 1, 2, 5–7), другие виды более редки (табл. II, фиг. 4, 8). В верхней части зоны встречаются также *Laugeites mesezhnikowi* Kiselev et Rogov/aff. *mesezhnikowi* (табл. IV, фиг. 1, 3) и крупные *Praechetaites* aff. *bicostatus* (Schulgina) (табл. IV, фиг. 2). Совместно с прехетаитесами также встречен небольшой аптих *Praestriptychus* sp. (табл. III, фиг. 9), близкий к ранее описанным аптихам *Laugeites* (Rogov, Mironenko, 2016, figs. 2j, 2k, 2s).

Верхневолжский подъярус

Зона *Craspedites okensis* (гл. 3979.43 м). Верхневолжский подъярус имеет резко сокращенную мощность (интервал между последними находками средневолжских аммонитов и первыми находками рязанских видов составляет около 6 м), но при этом признаков перерыва или конденсации в разрезе не видно, а находки окаменелостей здесь единичны. Был встречен один единственный аммонит *Craspedites* (C.) cf. *schulgnae* Alifirov (табл. IV, фиг. 4), распространенный в верхневолжском подъярусе Сибири (Алифиров, 2009). Находки этого вида в средневолжском подъярусе скв. Хальмерпаютинская 2099 (Алифиров, 2009), на наш взгляд, неверно датированы, так же как и встреченные выше мелкие аммониты, близкие к *Praetollia* и первоначально определенные как *Laugeites* (Алифиров, Игольников, 2007, табл., фиг. 8). У этих экземпляров очень узкий умбиликус, совершенно не характерный для *Laugeites*, и они

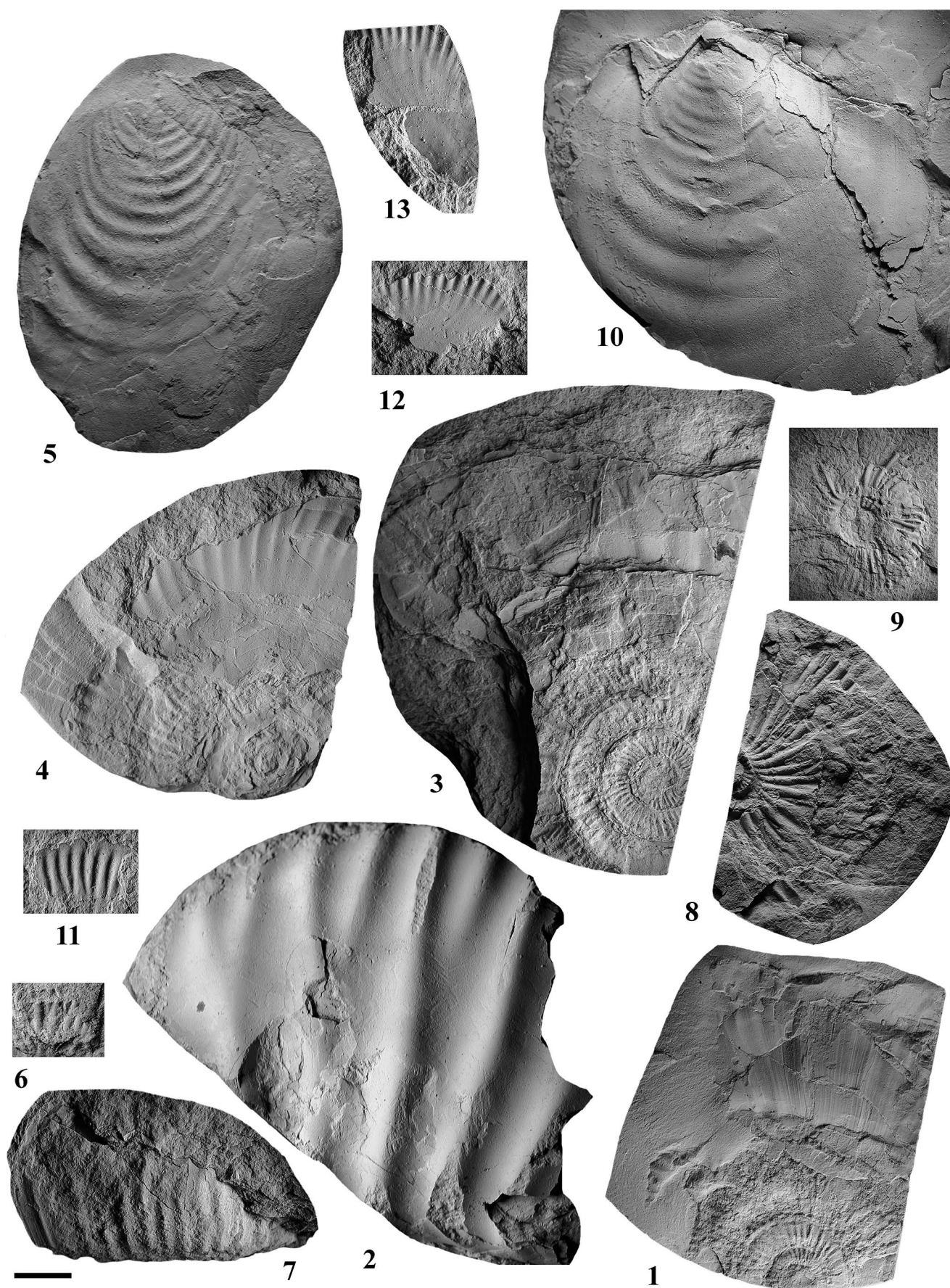


Таблица IV. Средневолжско-раннерязанские моллюски.

1 — *Laugeites mesezhnikowi* Kiselev et Rogov, экз. 300/НЯ-1, гл. 3984.9 м, средневолжский подъярус, зона *Exoticus*; 2 — *Praechetaites* aff. *bicostatus* (Schulg.), экз. 302/НЯ-1, гл. 3983.54 м, средневолжский подъярус, зона *Exoticus*; 3 — *Laugeites* aff. *mesezhnikowi* Kiselev et Rogov, экз. 303/НЯ-1, гл. 3981.53 м, средневолжский подъярус, зона *Exoticus*; 4 — *Craspedites* (C.) cf. *schulgnae* Alifirov, экз. 304/НЯ-1, гл. 3979.43 м, верхневолжский подъярус, зона *Okensis*; 5 — *Buchia* aff. *okensis* (Pavlow), экз. 305/НЯ-1, гл. 3977.87 м, верхневолжский подъярус (?); 6 — *Praesurites* sp. juv., экз. M161/НЯ-1, гл. 3974.44 м, нижнерязанский подъярус, зона *Maunci*; 7 — *Pachyptraetolia* sp., экз. M162/НЯ-1, гл. 3971.99 м, нижнерязанский подъярус, зона *Maunci*; 8 — *Praetolia* *maunci* Spah, экз. M163/НЯ-1, гл. 3971.14 м, нижнерязанский подъярус, зона *Maunci*; 9 — *Praetolia* sp., экз. M164/НЯ-1, гл. 3967.84 м, нижнерязанский подъярус, зона *Maunci* (?); 10 — *Inoceramus subplanus* Zakharov et Turbina, экз. M166/НЯ-1, гл. 3966.99 м, нижнерязанский подъярус; 11 — *Hectoroceras kochi* Spath, экз. M174/НЯ-1, гл. 3943.64 м, нижнерязанский подъярус, зона *Kochi*; 12 — *Boreophylloceras* cf. *densicostatum* Igolnikov, экз. M178/НЯ-1, гл. 3934.18 м, нижнерязанский подъярус, зона *Kochi*; 13 — *Boreophylloceras densicostatum* Igolnikov, экз. M179/НЯ-1, гл. 3931.39 м, нижнерязанский подъярус, зона *Kochi*.

неотличимы от ювенильных *Praetolia* из Восточной Гренландии (Spath, 1952, pl. II, fig. 1; Surlyk, 1978, pl. 5, figs. 1–4). Скорее всего, верхневолжский подъярус представлен в скв. Новоякимовская-1 в неполном объеме. Хотя его небольшая мощность по сравнению со средневолжским и нижнерязанским подъярусами характерна для многих разрезов Западной Сибири (Панченко и др., 2015, 2021; Эдер и др., 2022), эти различия не столь велики, как в изученной скважине. В расположенных восточнее разрезах ЕХРП верхневолжский подъярус иногда достигает существенной мощности (более 40 м), сопоставимой с таковой нижнерязанского интервала (Опорный..., 1969).

Нижнерязанский подъярус

Зона *Praetolia maunci* (инт. 3974.44–3948.99 м). Нижняя граница рязанского яруса четко устанавливается во всей Панбореальной надобласти по исчезновению *Volgidiscus* и *Subcraspedites* и появлению *Praetolia*. Хотя *Chetaites* и *Craspedites* (*Taimyroceras*) переходят эту границу, она, как правило, четко фиксируется и в разрезах, и в скважинах по появлению *Praetolia*, морфологически резко отличающихся от более древних *Craspeditidae*. В скважине Новоякимовская-1 основание рязанского яруса проводится по появлению грубо скульптурированных *Praesurites* (?) (табл. IV, фиг. 6) и *Pachyptraetolia* (табл. IV, фиг. 7). А.Е. Игольников (2010, 2019) полагал, что *Praesurites* может рассматриваться как синоним *Praetolia*. Однако, по нашему мнению, *Praesurites* отличаются от *Praetolia* s.str. более грубой и редкой скульптурой, а также особенностями ребристости внутренних оборотов. Род *Praesurites* близок к *Pachyptraetolia*, но материала для того, чтобы судить о возможной обособленности этих таксонов, либо же для их рассмотрения в качестве синонимов пока недостаточно. Немного выше встречаются *Praetolia*, включая *P. maunci* (табл. IV, фиг. 8). Более высокие находки *Praetolia* (табл. IV, фиг. 9) условно тоже отнесены к зоне *Maunci*, но нельзя исключать того, что этот интервал может уже относиться к зоне *Kochi*.

Зона *Hectoroceras kochi* (инт. 3943.64–3861.38 м). Зона *Kochi* является одним из наиболее надежно

и широко прослеживаемых в Панбореальной надобласти интервалов рязанского яруса. Границы зоны определяются по распространению рода *Hectoroceras*, другие встречающиеся в зоне роды аммонитов отмечаются также в ниже- и вышележащих отложениях. Мощность зоны в изученной скважине более 80 м. Наиболее характерны для зоны находки вида-индекса — одного из наиболее легко определяемых даже по фрагментам таксонов рязанских аммонитов *Hectoroceras kochi* (табл. IV, фиг. 11; табл. V, фиг. 2, 6, 7, 10, 11, 14, 15; табл. VI, фиг. 5). В нижней части зоны встречены также бореальные филлоцератиды *Boreophylloceras densicostatum*/cf. *densicostatum* Igolnikov (табл. IV, фиг. 12, 13; табл. V, фиг. 5), которые ранее были известны только из восточной части ЕХРП (Игольников, 2007, 2019) и нижнего течения р. Лена (Рогов и др., 2011). В верхней части зоны появляются *Borealites* (табл. VI, фиг. 3, 4) и *Surites* (табл. VI, фиг. 2).

Верхнерязанский подъярус

Зона *Surites subanalogus* (гл. 3829.17 м). Присутствие верхнерязанского подъяруса и зоны *Subanalogus* (предложена вместо зоны *Analogus* в: Панченко и др., 2022) в изученном разрезе скважины устанавливается с определенной долей условности по находке *Surites* ex gr. *subanalogus* Schulgina (табл. VI, фиг. 7) в верхней части яновстанской свиты выше находок *Borealites* и *Hectoroceras*.

Выше по разрезу скважины находки аммонитов присутствуют только после значительного перерыва в отборе кернa, в суходудинской свите.

Стратиграфические подразделения по двустворчатым моллюскам

Нижневолжский—средневолжский подъярусы

Бухиазона *Buchia mosquensis* (инт. 4110.05–3981 м). Несмотря на то, что раковины двустворчатых моллюсков часто встречаются в керне изученной скважины, их разнообразие в яновстанской свите невелико. Здесь почти исключительно отмечаются фильтраторы высокого уровня — *Buchia* и иноцерамиды.

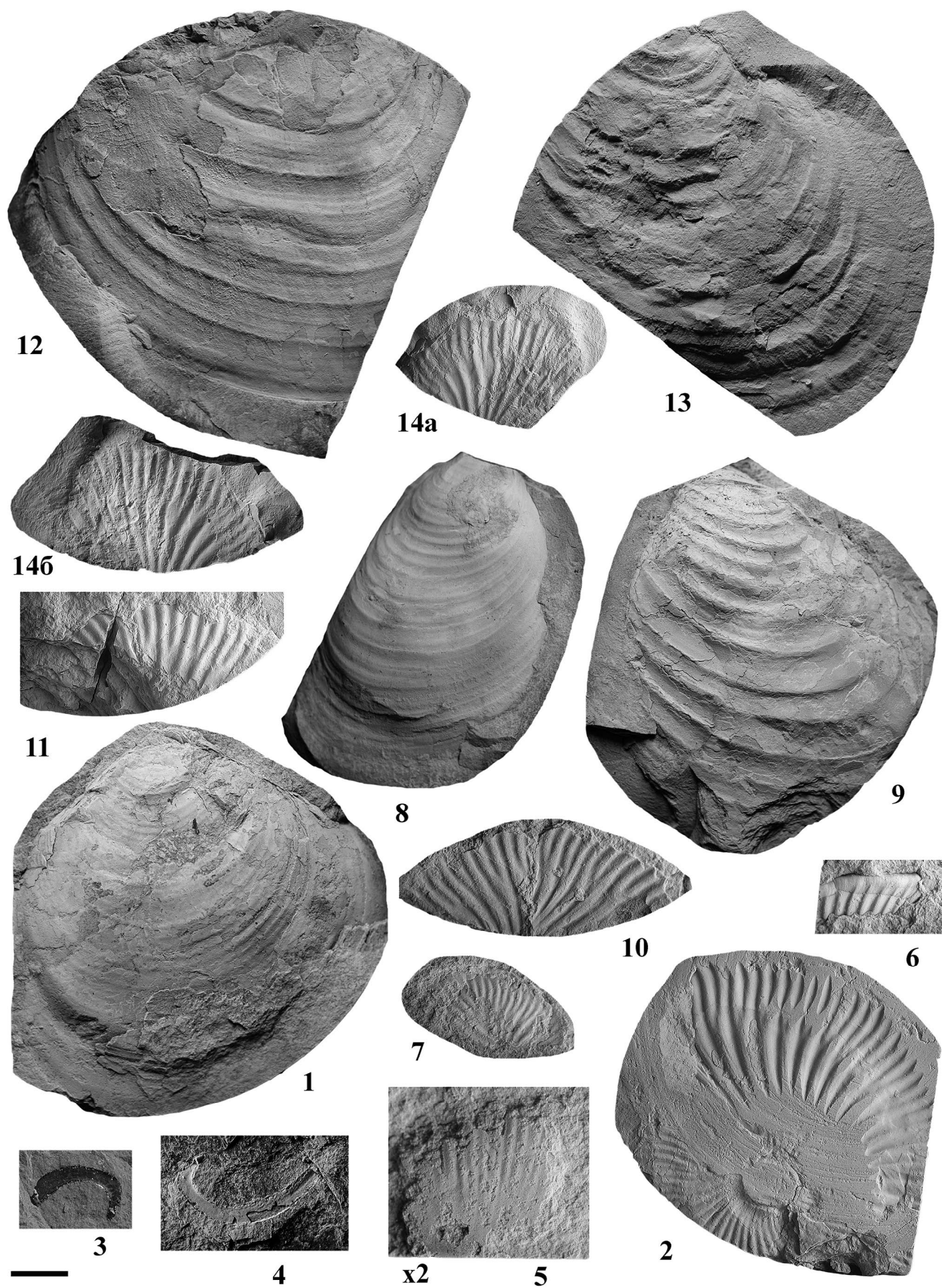


Таблица V. Раннерязанские моллюски.

1 — *Buchia unschensis* (Pavlow), экз. М172/НЯ-1, гл. 3960.94 м, бухиазона *Unschensis*; 2, 6, 7, 10, 11, 14 — *Hectoroceras kochi* Spath, зона Kochi; 2 — экз. 106/НБК-1, гл. 3919.17 м; 6 — экз. 72/НЯ-1, гл. 3905.65 м; 7 — экз. 71/НЯ-1, гл. 3905.99 м; 10 — экз. 74/НЯ-1, гл. 3898.03 м; 11 — экз. 119а/НБК-1, гл. 3897.95 м; 14 — экз. 137/НБК-1, гл. 3879.04 м; а и б — отпечаток и противоотпечаток; 3, 4 — *Onychites* sp., экз. 67/НЯ-1, гл. 3918.42 м, зона Kochi; 5 — *Borephyloceras densicostatum* IgoIn., экз. 686/НЯ-1, гл. 3913.22 м, зона Kochi; 8 — *Buchia volgensis* (Lahusen), экз. 114/НБК-1, гл. 3901.71 м, бухиазона *Oakensis*; 9, 13 — *Buchia okensis* (Pavlow), бухиазона *Oakensis*, 9 — экз. 117/НБК-1, гл. 3901.31 м; 13 — экз. 152/НЯ-1, гл. 3887.89 м; 12 — *Buchia ex gr. okensis* (Pavlow), экз. 151/НЯ-1, гл. 3887.74 м, бухиазона *Oakensis*.

В ниже-средневолжском интервале встречаются в основном *Buchia mosquensis* (Buch) (нижневолжский подъярус—зона *Iatriensis* средневолжского подъяруса; табл. I, фиг. 5, 6, 8, 11), а выше — *B. fischeriana* (d'Orb.) (табл. II, фиг. 2). Нижняя граница бухиазоны (керном не охарактеризована) устанавливается по появлению в разрезе моновидовых захоронений *B. mosquensis* (Захаров, 1981). Как недавно было установлено, в Восточной Гренландии вид *B. mosquensis* появляется в подошве аммонитовой зоны *Pectinatus* (Kelly et al., 2015), т.е. на зону раньше охарактеризованного керном интервала в низах яновстанской свиты. Кроме *Buchia*, в низах средневолжского подъяруса встречены также устрицы, прикрепившиеся к раковинам аммонитов (табл. I, фиг. 10, 15). Подобные ассоциации устриц с аммонитами типичны для нижеволжского и низов средневолжского интервала Приполярного Урала, Западной Сибири и восточной части ЕХРП (разрезы на р. Хета, р. Боярка, р. Дябака-Тари; Kosenko, 2017), а также обнаружены западнее, в разрезах европейской части России (Герасимов и др., 1995), Восточной Гренландии (Fürsich, 1982) и Англии (Core, 1968). В пограничном интервале ниже- и средневолжского подъяруса также встречаются иноцерамиды *Arcticeramus* (табл. I, фиг. 2). В верхней части средневолжского подъяруса установлены только *Buchia fischeriana* (d'Orb.) (табл. III, фиг. 10), других видов рода *Buchia* совместно с ними не обнаружено.

Верхневолжский—нижнерязанский подъярус

Бухиазона *Buchia unschensis* (инт. 3977.29—3901.31 м). Данная зона, нижняя граница которой определяется по появлению вида-индекса (Захаров, 1981), а верхняя — по появлению *Buchia okensis* (Pavl.), охватывает пограничный интервал юры и мела от верхней части аммонитовой зоны *Oakensis* до низов зоны Kochi (Zakharov, Rogov, 2020). В изученном разрезе комплексы двустворок нижней и верхней частей зоны заметно различаются. В нижней части зоны, отвечающей верхневолжскому подъярусу и зоне *Maunci*, комплекс состоит из *B. unschensis* (Pavl.)/cf. *unschensis* (Pavl.) (табл. V, фиг. 1), *Buchia aff. okensis* (Pavlow) (табл. IV, фиг. 5) и многочисленных *Inoceramus subplanus* Zakharov et Turbina (табл. IV, фиг. 10). Появление массовых находок *Inoceramus*, по-видимому, отвечает основанию “иноцерамовой пачки” Западной Сибири, для

которой также характерно присутствие многочисленных иноцерамид (Панченко и др., 2015). Верхняя часть зоны охарактеризована исключительно *B. volgensis* (Lahusen), которые встречаются также выше вплоть до верхов яновстанской свиты. Не исключено, что интервал с *B. volgensis* следует относить уже к вышележащей зоне, поскольку данный вид появляется вблизи первых находок вида *B. okensis* (Pavl.) (см. Zakharov, 1987).

Нижнерязанский подъярус

Бухиазона *Buchia okensis* (инт. 3901.31—3886.79 м). Подошва бухиазоны проводится по появлению широко распространенного в Арктике и легко определяемого ее вида-индекса *B. okensis* (Pavl.). В зоне также встречены многочисленные *B. volgensis* (Lahusen) и *B. fischeriana* (d'Orb.). Представители последнего вида рязанского возраста отделены от волжских находок вида интервалом без *B. fischeriana* (d'Orb.), и ранее мы высказали предположение, что для этих поздних *B. fischeriana* может быть использовано название *B. rjasanensis* (D. Sok.) (Рогов и др., 2022). Однако Д.Н. Соколов (1908, с. 64) отнес к *B. rjasanensis* один из двух изображенных И. Лагузенем синтипов вида *B. trigonoides* (Lahusen) (Лагузен, 1888, табл. II, фиг. 23, 24). Оба изображенных Лагузенем экземпляра (Лагузен, 1888, табл. II, фиг. 21—24) происходят из одного и того же местонахождения (Глебово, Ярославская обл.) и имеют один и тот же возраст (зона *Virgatus* средневолжского подъяруса). В то же время Лагузен (1888, с. 14) отмечал, что “главное распространение *A. trigonoides* наблюдается в... песках с *Hoplites rjasanensis*”, т.е. в пограничном интервале ниже- и верхнерязанского подъярусов. Поэтому, если в дальнейшем удастся обосновать отнесение *B. fischeriana* в средневолжских и рязанских отложениях к разным таксонам, для более молодого из них может быть использовано наименование *B. trigonoides* (Lahusen). В изученной скважине в зоне *Oakensis* встречается смешанный комплекс бухий, состоящий из вида-индекса *Buchia okensis* (Pavlow) (табл. V, фиг. 9, 12, 13), *Buchia volgensis* (Lahusen) (табл. V, фиг. 8) и поздних *B. fischeriana* (d'Orb.).

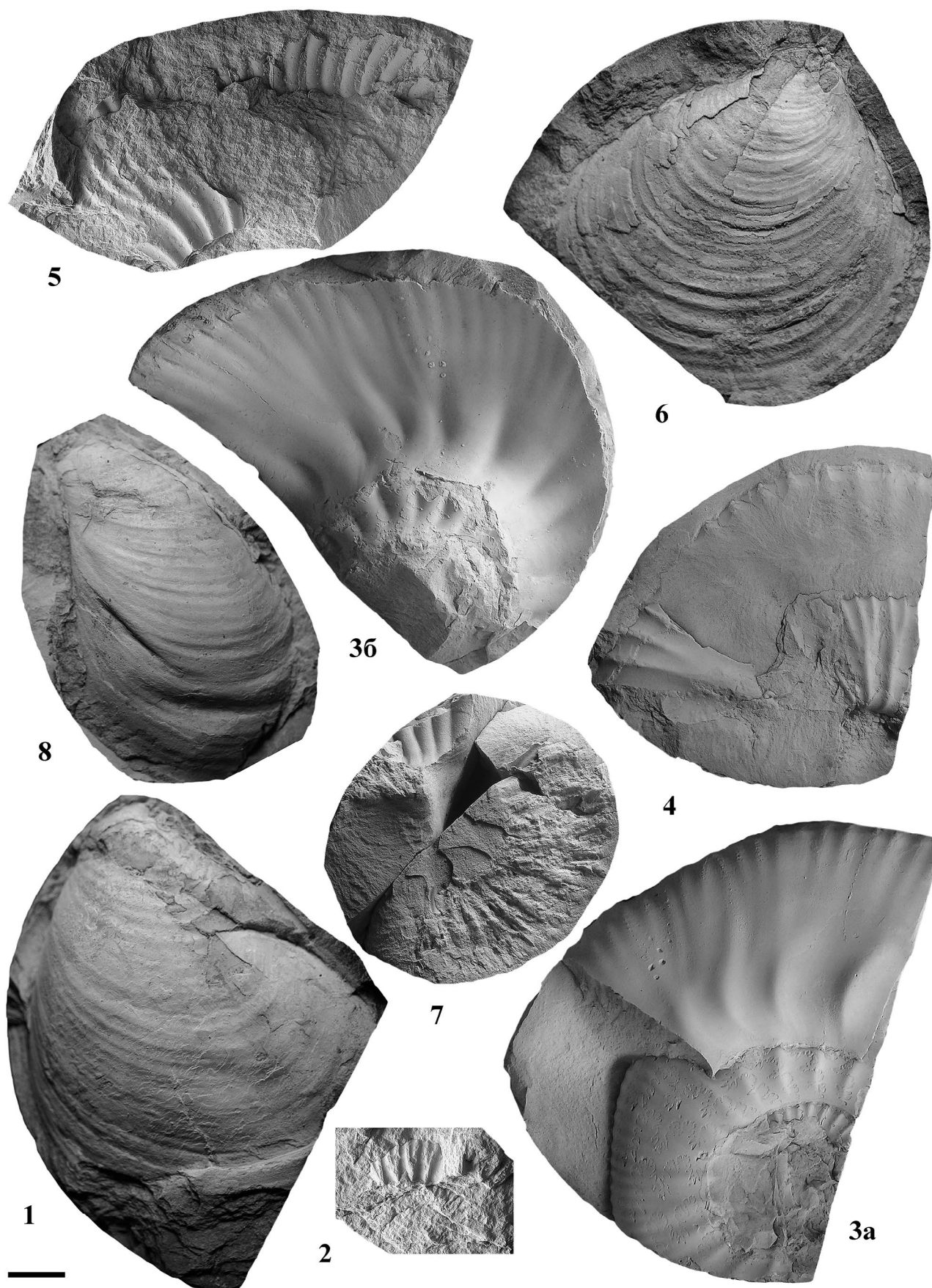


Таблица VI. Рязанские моллюски.

1, 8 — *Buchia volgensis* (Lahusen), бухизона *Volgensis*: 1 — экз. 140/НБК-1, гл. 3873.46 м; 8 — экз. 24/НЯ-1, гл. 3822.74 м; 2 — *Surites* sp. indet., экз. НЯ-1, гл. 3866.29 м, зона Kochi; 3 — *Borealites* (*Borealites*) cf. *schulginae* Igonnikov, экз. 93/НБК-1, гл. 3861.95 м, зона Kochi, а — ядро с частично снятым внешним оборотом; 6 — отпечаток; 4 — *Borealites* (*Borealites*) cf. *antiquus* (Jeletzky) sensu Igonnikov, 2019, экз. 93а/НБК-1, гл. 3861.79 м, зона Kochi; 5 — *Hectoroceras kochi* Spath, экз. 151/НБК-1, гл. 3861.38 м, зона Kochi; 6 — *Buchia* cf. *volgensis* (Lahusen), экз. 77/НЯ-1, гл. 3858.11 м, бухизона *Volgensis*; 7 — *Surites* ex gr. *subanalogus* Schulgina, экз. 164/НБК-1, гл. 3829.17 м, зона *Subanalogus*.

Нижнерязанский—верхнерязанский подъярусы

Бухизона *Buchia jasikovi* (гл. 3881.94 м). Зона выделяется достаточно условно по находке определенного в открытой номенклатуре вида-индекса *B. jasikovi* (Pavlov), встреченного выше последних *B. okensis* (Pavlov). В Сибири нижняя граница зоны проводится по появлению вида-индекса, но он также встречается и выше (Захаров, 1981; Zakharov, 1987).

Бухизона *Buchia volgensis* (инт. 3884.49–3822.74 м). Параллельно с бухизонами ?*Jasikovi* в разрезе изученной скважины может быть также выделена зона большего объема *B. volgensis*. Такой стратон в ранге зоны или слоев с бухиями выделяется выше бухизоны *Okensis* в Восточной Гренландии, в низовьях р. Лена, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке России, в Северо-Восточном Китае (Рогов и др., 2011; Zakharov, Rogov, 2020). В комплексе доминируют *B. volgensis* (Lahusen) (табл. VI, фиг. 1, 6), совместно с которыми встречаются поздние *B. fischeriana* (d'Orb.).

**Ростры белемнитов и другие остатки
колеоидей: особенности распределения
по разрезу**

Остатки колеоидей в скважине Новоякимовская-1 встречаются сравнительно редко. В основном это фрагменты не определимых до вида ростров белемнитов рода *Cylindroteuthis* в волжской части разреза (табл. I, фиг. 6), по которым нельзя сделать сколько-нибудь детальных заключений о возрасте. Отметим, что половина таких находок приурочена к узкому интервалу глубин 4038.13–4038.60 м (соответствует пограничному интервалу аммонитовых зон *Sachsi* и *Variabilis*). Кроме того, примерно на этом же уровне, на глубине 4040.64 м, был встречен единственный экземпляр типичного ранне-средневолжского (Дзюба, 2004) вида *Arctoteuthis sitnikovi* (Sachs et Nalnyaeva) (табл. II, фиг. 6). В рязанской части разреза ростры не найдены, но в нижней части яруса (гл. 3918.42 м) обнаружены крупные крючья рук колеоидей — меганихиты *Onychites* sp. (табл. V, фиг. 3, 4). Это очень характерные для кимериджско-рязанского интервала Арктики окаменелости (Hammer et al., 2013; Рогов и др., 2017), часто встречающиеся в том числе в Западной и Восточной Сибири.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обогащенные органическим углеродом толщи распространены в пограничном интервале юры и мела высоких широт Северного полушария необычайно широко. Одним из таких черносланцевых стратонов является изученная нами яновстанская свита, представленная черными, черно-серыми или зеленовато-черными глинами, обычно аргиллитоподобными, и алевролитами (Байбародских и др., 1968). В разрезе скважины Новоякимовская-1 свита имеет типичный состав. Она начинается с аргиллитов, переслаивающихся с алевролитами и смешанными глинисто-алевро-карбонатными породами (среди карбонатов преобладает сидерит). Эти породы обогащены органическим углеродом (до 4.5% ТОС в пачках 1 и 2). Выше, в третьей пачке, в разрезе преобладают серые и темно-серые алевролиты, присутствуют также аргиллиты и песчаники. Встречаются карбонатные конкреции, в составе которых доминируют доломит и кальцит. Глендониты в яновстанской свите отмечаются впервые, хотя в более древних интервалах юры от аалена до кимериджа глендониты в западной части ЕХРП постоянно указывались в публикациях и отчетах начиная с 1960-х годов (Байбародских и др., 1968). В то же время в Западной Сибири до сих пор было сделано совсем немного находок глендонитов, которые известны в келловейско-нижнеготеривском (?) интервале, в том числе в баженовской свите. В восточной части ЕХРП и далее к востоку в обнажениях побережья моря Лаптевых глендониты часто встречаются в верхнем плинсбахе и средней юре, но их верхнеюрские находки практически неизвестны (Rogov et al., 2021, 2023). В волжском и рязанском ярусах до настоящего времени было известно совсем немного находок глендонитов, и волжский век в высоких широтах Северного полушария был одним из наиболее теплых интервалов геологической истории поздней юры—раннего мела (Price, Rogov, 2009; Zakharov et al., 2014; Дзюба и др., 2018; Рогов и др., 2019). Поэтому присутствие многочисленных глендонитов в яновстанской свите скв. Новоякимовская-1 в волжском и рязанском ярусах, на наш взгляд, скорее всего связано с локальными особенностями палеогеографии и палеотечений, благодаря чему в придонных водах в течение достаточно длительных интервалов времени могла поддерживаться температура около 0°C. Учитывая, что

Западная Сибирь			Западная часть ЕХРП		Север Средней Сибири (без бассейна р. Лены)		
Палео-ярус	Зона	Биогоризонт	Зона	Зона	Подзона	Биогоризонт	
ВЕРХНЕЯЗАНСКИЙ	Tollia tolli		Tollia tolli	Tollia tolli			
	Bojarkia mesezhnikowi		Bojarkia mesezhnikowi				
	Surites subanalogus		Surites subanalogus				
НИЖНЕЯЗАНСКИЙ	Hectoroceras kochi		Hectoroceras kochi	Hectoroceras kochi	Surites praeanalagus		
	Borealites constans						
	Hectoroceras kochi						
	Praetollia maynci		Praetollia maynci	Praetollia maynci			
ВЕРХНЕВОЛЖСКИЙ	Chetaites chetae	C. (Taim.) discoides Kachpurites involutus Kachpurites subfulgens Craspedites praeokensis	?	Chetaites chetae	Volgidiscus singularis Volgidiscus pulcher		
	Craspedites (Taimyr oceras) taimyr ensis		Craspedites (Taimyr oceras) taimyr ensis	Craspedites (Taimyr oceras) taimyr ensis	C. (Taim.) discoides		
	Garniericeras catenulatum		Craspedites (Craspedites) okensis	Craspedites (C.) okensis	Craspedites (Taimyr oceras) originalis	Khetoceras margaritae Craspedites okensis	
	Kachpurites fulgens				Craspedites (Craspedites) okensis	Craspedites praeokensis	
СРЕДНЕВОЛЖСКИЙ	Praechetaites exoticus	Epivirgatites laevigatus	Praechetaites exoticus	Praechetaites exoticus		Laugeites muravini Laugeites mesezhnikowi	
	Epilaugeites vogulicus		Epivirgatites variabilis	Epivirgatites variabilis			
	L. groenlandicus						
	Crend. (A.) anguinus		Dorsoplanites sachsii	Taimyr osphinctes (T.) excentricum			
	?		Dorsoplanites maximus	Dorsoplanites maximus			
	Dorsoplanites ilovaiskii		Dorsoplanites ilovaiskii	Dorsoplanites ilovaiskii			
	Strajevskya strajevskiyi		?	Pavlovia communis			
	Pavlovia iatriensis		Pavlovia iatriensis	?			
НИЖНЕВОЛЖСКИЙ	Paravirgatites lideri		Paravirgatites lideri	?			
	Pectinatites fedorovi		?	Pectinatites fedorovi			
	слои с Virgatosphinctoides spp.		слои с Virgatosphinctoides spp.				
				Sphinctoceras subcrassum			
	?		?	Eosphinctoceras magnum			

←

Рис. 5. Зональное расчленение волжского и рязанского ярусов Западной Сибири (Рогов, 2021; Панченко и др., 2022), севера Средней Сибири (Игольников, 2006; Рогов, 2021) и западной части ЕХРП (предлагаемый вариант, с учетом данных, опубликованных в: Розбаева и др., 2022, 2023). Интервал, охарактеризованный находками аммонитов в скв. Новоякимовская-1, выделен серой заливкой. С. (Taim.) – *Craspedites* (Taimyroceras).

по данным изучения керна глендониты здесь также в большом количестве встречаются в выше- и нижележащих интервалах (в суходудинской, сиговской и точинской свитах), можно предположить, что обилие этих псевдоморфоз могло контролироваться долговременно действовавшими региональными факторами.

Для уточнения истории аммонитовых фаун ЕХРП исключительно важен интервал зон *Lideri*–*Sachsi* (рис. 5), поскольку восточнее (разрезы рек Хета, Боярка, Нордвик) этот интервал практически отсутствует и разрез средневолжского подъяруса начинается с зоны *Variabilis*, тогда как более древние виды встречаются только в переотложенном виде. Несколько более полные разрезы средневолжского подъяруса известны на Таймыре – в разрезах р. Дябака-Тари и р. Ленинградская они начинаются, соответственно, с зон *Povaiskii* и *Maximus* (Месежников, 1984). Комплексы аммонитов и двустворок из нижних зон средневолжского подъяруса в изученной скважине близки к одновозрастным комплексам Западной Сибири – из двустворок преобладают *Buchia*, встречаются иноцерамиды и прикреплявшиеся к раковинам аммонитов устрицы, аммониты представлены одними и теми же или близкими видами. Начиная с верхней части средневолжского подъяруса ситуация меняется: и комплексы аммонитов, и выделяемые зоны скорее близки к таковым центральной и восточной частей ЕХРП, чем к западносибирским. Несмотря на то, что в Западной Сибири и в ЕХРП в верхней части средневолжского подъяруса встречаются одни и те же роды аммонитов, их количественные соотношения резко различаются. В Западной Сибири и на Приполярном Урале в зонах *Groenlandicus* и *Vogulicus* преобладают лаугейтины (*Laugeites* и *Epivirgatites*), а дорзопланитиды *Epivirgaites* редки. В изученной скважине и в восточнее в этом интервале выделяется зона *Variabilis* (рис. 5), для которой наиболее характерны аммониты рода *Epivirgatites*. В терминальной части средневолжского подъяруса и в Западной Сибири, и в ЕХРП устанавливается единая зона *Exoticus*, но в Западной Сибири в этой зоне все еще многочисленны *Laugeites*, а в восточнее в ней в основном встречаются крупные *Praechetaites* ex gr. *exoticus*. Верхневолжский подъярус в изученной скважине имеет крайне сокращенную мощность. В этом отношении он ближе к разрезам Западной Сибири (Панченко и др., 2021, 2022), поскольку в центральной и восточной частях ЕХРП мощность верхневолжского подъяруса превышает

таковую средневолжского интервала (Опорный..., 1969; Zakharov et al., 2014; Рогов, 2021).

В отличие от средневолжских и поздневолжских комплексов аммонитов, которые характеризуются существенными различиями в разных районах Панбореальной надобласти, комплексы аммонитов рязанского яруса разных бореальных регионов более близки друг к другу, и большинство родов бореальных аммонитов распространены циркумполярно. Соответственно, для рязанского яруса практически всей Панбореальной надобласти может быть использована сибирская зональная шкала. Тем не менее и в комплексах рязанских аммонитов скважины Новоякимовская-1 и скважин Западной Сибири имеются различия: в нижней части рязанского яруса изученной скважины было встречено несколько представителей бореальных филлоцератид рода *Voreophylloceras*. Этот род обычен в верхневолжском подъярусе – низах валанжина бассейна р. Хета, п-ва Нордвик, низовьев р. Лена (Игольников, 2007; Рогов и др., 2011; Рогов, 2021), но никогда до настоящего времени он не упоминался ни из западных районов ЕХРП, ни из Западной Сибири. Двустворчатые моллюски рязанского яруса представлены географически широко распространенными видами рода *Buchia*, но очень крупный размер встреченных в керне раковин (в некоторых случаях превышающий 10 см по максимальному измерению) тоже сближает изученные комплексы с таковыми восточной части ЕХРП, тогда как в Западной Сибири те же виды рода *Buchia* представлены обычно более мелкими экземплярами, а столь крупные находки редки.

Такие особенности комплексов средневолжско-рязанских моллюсков изученного разреза позволяют утверждать, что, несмотря на существование пролива, который связывал бассейн ЕХРП с Западно-Сибирским морем, некие факторы среды (климатические, гидрологические или палеогеографические) препятствовали проникновению на запад через этот пролив типичных арктических комплексов как бентосных, так и нектонных организмов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разрез яновстанской свиты, вскрытый параметрической скважиной Новоякимовская-1, является наиболее мощной и насыщенной находками окаменелостей последовательно из всех упоминавшихся ранее в каких-либо публикациях или отчетах. По многочисленным находкам аммонитов

оказалось возможным не только детально расчленивать свиту на зоны, но и установить особенности аммонитовых комплексов и показать схожесть аммонитовых фаун изученного разреза с таковыми восточной части ЕХРП. Установлено 11 зон по аммонитам и 4 зоны по бухиям. Исключительно важны находки глендонитов, которые ранее в яновстанской свите не отмечались. Вместе с особенностями комплексов моллюсков все это позволяет предполагать существование на рубеже юры и мела в западной части ЕХРП особого палеоклиматического и гидрологического режима, значительно отличавшегося от существовавшего западнее, в Западно-Сибирском бассейне.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам А.Е. Игольникову, Б.Н. Шурыгину и В.С. Вишневской за сделанные ими замечания, которые помогли улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования проведены в соответствии с планами научно-исследовательских работ ГИН РАН (тема FMMG-2021–0003). Материалы получены ВНИГНИ в рамках геологоразведочных работ, связанных с геологическим изучением недр, финансируемых за счет субсидии на финансовое обеспечение выполнения государственного задания Федерального агентства по недропользованию, проект “Бурение глубокой параметрической скважины Новоякимовская 1”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алифиров А.С. *Craspedites shulginae* sp. nov. – новый вид аммонита из волжского яруса // Палеонтол. журн. 2009. № 6. С. 13–15.
- Алифиров А.С., Игольников А.Е. Новые находки волжских и берриасских аммонитов из яновстанской свиты севера Западной Сибири // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всероссийское совещание. Научные материалы. Отв. ред. Захаров В.А. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 7–9.
- Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Том I. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.
- Байбародских Н.И. Расчленение юрских отложений бассейна р. Турухана и близлежащих районов // Труды НИИГА. 1962. Т. 130. С. 3–11.
- Байбародских Н.И., Бро Е.Г., Гудкова С.А., Карцева Г.Н., Накаряков В.Д., Ронкина З.З., Сапир М.Х., Сороков Д.С. Расчленение юрских и меловых отложений в разрезах скважин, пробуренных в Усть-Енисейской синеклизе в 1962–1967 гг. // Ученые записки НИИГА. Сер. Регион. геология. 1968. Вып. 12. С. 5–24.
- Байбародских Н.И., Булыникова А.А., Карцева Г.Н., Ронкина З.З. Яновстанская свита (кимеридж–берриас) // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч. 1. Тюмень, 1969. С. 101–102.
- Балдин В.А., Игошкин В.П., Мунасыпов Н.З., Низамудинова И.Н. Стратиграфия юрско-меловых отложений на северо-востоке Западной Сибири по результатам секвенс-стратиграфического анализа // Геофизика. 2021. № 3. С. 2–17.
- Бодылевский В.И., Шульгина Н.И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея // Труды НИИГА. 1958. Т. 93. 99 с.
- Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булыникова С.П., Вячкилева Н.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Месежников М.С., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность) // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1986. Вып. 649. 216 с.
- Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С. Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры–неокома европейской части СССР и Западной Сибири // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология. Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК. Ред. Соколов Б.С. М.: Наука, 1989. С. 108–115.
- Булыникова А.А., Карцева Г.Н., Байбародских Н.И., Ронкина З.З., Вахитов Ф.Ф., Горюцова Н.И. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика. 1970. № 5. С. 37–47.
- Герасимов П.А., Митта В.В., Кочанова М.Д. Ископаемые волжского яруса Центральной России. М.: ВНИГНИ, 1995. 114 с.
- Дзюба О.С. Белемниты (*Cylindroteuthidae*) и биостратиграфия средней и верхней юры Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2004. 203 с.
- Дзюба О.С., Пещевицкая Е.Б., Урман О.С., Шурыгин Б.Н., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Косенко И.Н. Разрез Маурынья как ключевой для приграничных юрско-меловых отложений мелководно-морского генезиса в Западной Сибири // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1075–1105. <https://doi.org/10.15372/GiG20180710>
- Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1981. Вып. 458. 271 с.
- Захаров В.А., Месежников М.С. Волжский ярус Приполярного Урала // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 196. 176 с.
- Игольников А.Е. Ревизия вида *Surites* (*Caseyiceras*) *subanalagus Schulgina*, 1972 и стратиграфические выводы // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Вып. 9. С. 97–103.
- Игольников А.Е. Новый вид рода *Boreophylloceras* Alekseev et Repin, 1998 (аммониты) из зоны *kochi* берриаса севера Средней Сибири // Палеонтол. журн. 2007. № 2. С. 15–18.

- Игольников А.Е.* Новые находки аммонитов из берриаса п-ова Нордвик // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Пятого Всероссийского совещания, 23–28 августа 2010 г., Ульяновск. Ред. Барабошкин Е.Ю., Благовещенский И.В. Ульяновск: Издательский центр УлГУ, 2010. С. 163–165.
- Игольников А.Е.* Берриасские (рязанские) аммониты (краспедитиды и филлоцератиды) севера Восточной Сибири: морфология, систематика и биостратиграфические выводы. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2019. 217 с.
- Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. Сборник статей. Л.: НИИГА, 1971. С. 7–18.
- Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Шаровская Н.В.* Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной частей Енисей-Хатангского прогиба // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область. Сборник статей. Л.: НИИГА, 1974. С. 33–37.
- Лагузен И.И.* Ауцеллы, встречающиеся в России // Труды Геол. ком. 1888. Вып. VIII. № 1. 46 с.
- Месечников М.С.* Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 224 с.
- Михайлов Н.П.* Бореальные юрские аммониты (Dorsoplanitinae) и зональное расчленение волжского яруса // Труды ГИН АН СССР. 1966. Вып. 151. С. 5–116.
- Опорный разрез верхнеюрских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). Л.: Наука, 1969. 207 с.
- Панченко И.В., Балушкина Н.С., Барабошкин Е.Ю., Вишневская В.С., Калмыков Г.А., Шурекова О.В.* Комплексы палеобиоты в абалакско-баженовских отложениях центральной части Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. № 2. С. 1–29. https://doi.org/10.17353/2070-5379/24_2015
- Панченко И.В., Соболев И.Д., Rogov M.A., Латышев А.В.* Вулканические туфы и туффыты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183. <https://doi.org/10.31857/S0024497X21020051>
- Панченко И.В., Rogov M.A., Соболев И.Д., Латышев А.В., Захаров В.А.* Тефростратиграфия пограничных отложений юры и мела Западной Сибири // Rus. J. Earth Sci. 2022. Т. 23. № 6. ES6014. <https://doi.org/10.2205/2022ES000817>
- Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978 г.). Объяснительная записка. Новосибирск, 1981. 90 с.
- Rogov M.A.* Новые данные по аммонитам и стратиграфии волжского яруса Шпицбергена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 42–69.
- Rogov M.A.* Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти // Труды ГИН РАН. 2021. Вып. 627. 732 с. https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1
- Rogov M.A., Захаров В.А.* Зона *Praechetaites exoticus* волжского яруса, ее объем, стратиграфическое положение и межрегиональная корреляция (ответ на статью С.В. Мелединой и др. “О положении зоны *Praechetaites exoticus* в волжском ярусе”) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 1. С. 102–107.
- Rogov M.A., Захаров В.А., Ершова В.Б.* Детальная стратиграфия пограничных юрско-меловых отложений нижнего течения р. Лена (Якутия) по аммонитам и бухиям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 6. С. 67–88.
- Rogov M.A., Бизиков В.А., Мироненко А.А., Инполизов А.П., Панченко И.В.* Мегаонихиты (Coleoidea, Cephalopoda) в поздней юре и раннем мелу Северного полушария // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VII Всероссийское совещание, Москва, 18–22 сентября 2017 г. Научные материалы. Москва: ГИН РАН, 2017. С. 192–196.
- Rogov M.A., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С.* Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 13–39. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27413-39>
- Rogov M.A., Захаров В.А., Мельников П.Н., Соловьев А.В.* Биостратиграфия пограничных отложений юры и мела по моллюскам в параметрической скважине Новоякимовская-1 (Енисей-Хатангский прогиб) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания, 19–24 сентября 2022 г., Томск. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 2022. С. 223–226.
- Розбаева Г.Л., Маринов В.А., Храмцова А.В., Игольников А.Е., Урман О.С., Лошаченко Ю.В., Дубровина Л.А.* Новые данные по стратиграфии и седиментологии пограничных юрско-меловых отложений северо-западной части Енисей-Хатангского прогиба // Литосфера. 2022. Т. 22. № 3. С. 361–375. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-361-375>
- Розбаева Г.Л., Агалаков С.Е., Маринов В.А., Дубровина Л.А., Лошаченко Ю.В., Смирнова Е.В., Малышев Н.А., Комиссаров Д.К., Игольников А.Е.* Новая стратиграфическая схема рязанско-аптских отложений Пайяхской зоны нефтегазоаккумуляции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 1. 28 с. https://doi.org/10.17353/2070-5379/3_2023
- Соколов Д.Н.* Ауцеллы и ауцеллины с Мангышлака // Труды Геол. музея им. Петра Великого Императорской Академии наук. 1908. Т. II. Вып. 4. С. 61–79.
- Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С.* Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая

- корреляция приграничных толщ // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 830–844. <https://doi.org/10.15372/GiG20150413>
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Алифиров А.С., Игольников А.Е., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Попов А.Ю. Новый разрез приграничных толщ волжского и берриасского ярусов Большехетской мегасинеклизы (Западная Сибирь): комплексная палеонтологическая характеристика, лито-, био- и хемотратиграфия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Второе Всерос. совещание. Научные материалы. Отв. ред. Захаров В.А. Ярославль: Изд-во ЯГПУ, 2007. С. 253–255.
- Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Дзюба О.С., Замирайлова А.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном районах ее распространения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74. <https://doi.org/10.31857/S0869592X22050027>
- Adatte T., Stinnesbeck W., Remane J., Hubberten H. Paleooceanographic changes at the Jurassic–Cretaceous boundary in the Western Tethys, northeastern Mexico // Cretaceous Res. 1996. V. 17. P. 671–689. <https://doi.org/10.1006/cres.1996.0036>
- Callomon J.H., Birkelund T. The ammonite zones of the Boreal Volgian (Upper Jurassic) in East Greenland // Mem. Canad. Soc. Petrol. Geol. 1982. Mem. 8. P. 349–369.
- Cope J.C.W. Epizoic oysters on Kimmeridgian ammonites // Palaeontology. 1968. V. 11. Pt. 1. P. 19–20.
- Énay R. The Jurassic/Cretaceous system boundary is an impasse. Why do not go back to Oppel's 1865 original an historic definition of the Tithonian? // Cretaceous Res. 2020. V. 106. 104241. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.104241>
- Fürsich F.T. Upper Jurassic bivalves from Milne Land, East Greenland // Grønlands geologiske Undersøgelse Bull. 1982. № 144. 126 p. <https://doi.org/10.34194/bull-ggu.v144.6686>
- Granier B.R.C., Ferry S., Benzaggagh M. A critical look at Tré Maroua (Le Saix, Hautes-Alpes, France), the Berriasian GSSP candidate section // Carnets Geol. 2020. V. 20. № 1. P. 1–17. <https://doi.org/10.4267/2042/70714>
- Hammer Ø., Hryniewicz K., Hurum J.H., Høyberget M., Knutsen E.M., Nakrem H.A. Large onychites (cephalopod hooks) from the Upper Jurassic of the Boreal Realm // Acta Palaeontol. Polon. 2013. V. 58. № 4. P. 827–835. <https://doi.org/10.4202/app.2012.0020>
- Kelly S.R.A., Gregory F.J., Braham W., Strogen D.P., Whitham A.G. Towards an integrated Jurassic biostratigraphy for eastern Greenland // Volumina Jurassica. 2015. V. XIII. № 1. P. 43–64. <https://doi.org/10.5604/17313708.1148657>
- Khafizov S., Syngaevsky P., Dolson J.C. The West Siberian Super Basin: the largest and most prolific hydrocarbon basin in the world // AAPG Bull. 2022. V. 106. P. 517–572. <https://doi.org/10.1306/11192121086>
- Kosenko I.N. Late Jurassic–Early Cretaceous oysters from Siberia: a systematic review // Acta Palaeontol. Polon. 2017. V. 62. № 4. P. 759–778. <https://doi.org/10.4202/app.00387.2017>
- Leith T.L., Weiss H.M., Mørk A., Elvebakk G., Embry A.F., Brooks P.W., Stewart K.R., Pchelina T.M., Bro E.G., Verba M.L., Danyushevskaya A. Mesozoic hydrocarbon source-rocks of the Arctic region // Norw. Petrol. Soc. Spec. Publ. 1992. V. 2. P. 1–25. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-88943-0.50006-x>
- Price G.D., Rogov M.A. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2009. V. 273. P. 41–49. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.11.011>
- Rogov M.A. The end-Jurassic extinction // Extinction. Grzimek's Animal Life Encyclopedia. Detroit: Gale/Cengage Learning, 2013. P. 487–495.
- Rogov M.A., Mironenko A.A. Patterns of the evolution of aptychi of Middle Jurassic to Early Cretaceous Boreal ammonites // Swiss J. Palaeontol. 2016. V. 135. № 1. P. 139–151. <https://doi.org/10.1007/s13358-015-0110-1>
- Rogov M.A., Shchepetova E.V., Zakharov V.A. Late Jurassic–earliest Cretaceous prolonged shelf dysoxic–anoxic event and its possible causes // Geol. Mag. 2020. V. 157. SI10. P. 1622–1642. <https://doi.org/10.1017/S001675682000076X>
- Rogov M., Ershova V., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Database of global glendonite and ikaite records throughout the Phanerozoic // Earth System Science Data. 2021. V. 13. Iss. 2. P. 343–356. <https://doi.org/10.5194/essd-13-343-2021>
- Rogov M., Ershova V., Gaina C., Vereshchagin O., Vasileva K., Mikhailova K., Krylov A. Glendonites throughout the Phanerozoic // Earth-Sci. Rev. 2023. V. 241. P. 104430. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104430>
- Spath L.F. Additional observations on the invertebrates (chiefly ammonites) of the Jurassic and Cretaceous of East Greenland. II. Some infra-Valanginian ammonites from Lindeman-Fjord, Wollaston Foreland; with a note on the base of the Cretaceous // Medd. om Grønland. 1952. Bd. 133. Nr. 4. 40 p.
- Surlyk F. Submarine fan sedimentation along fault-scarps on tilted fault-blocks (Jurassic–Cretaceous boundary, East Greenland) // Grøn. Geol. Unders. Bull. 1978. V. 128. 108 p. <https://doi.org/10.34194/bull-ggu.v128.6670>
- Trabucho-Alexandre J., Hay W.W., De Boer P.L. Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle // Solid Earth. 2012. V. 3. P. 29–42. <https://doi.org/10.5194/se-3-29-2012>
- Tremolada F., Bornemann A., Bralower T.J., Koeberl C., van de Schootbrugge B. Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: the calcareous phytoplankton response // Earth Plan. Sci. Lett. 2006. V. 241. P. 361–371. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.047>
- Wimbledon W., Reháková D., Svobodová A., Elbra T., Schnabl P., Pruner P., Šifnerová K., Kdýr Š., Frau C., Schnyder J., Galbrun B., Vaňková L., Dzyuba O., Copestake P.,

- Hunt C., Riccardi A., Poulton T., Bulot L., De Lena L. The proposal of a GSSP for the Berriasian Stage (Cretaceous System): Part 2 // *Volumina Jurassica*. 2020. V. XVIII. № 2. P. 119–158. <https://doi.org/10.7306/vj.18.7>
- Zakharov V.A. The Bivalve *Buchia* and the Jurassic–Cretaceous Boundary in the Boreal Province // *Cretaceous Res.* 1987. V. 8. P. 141–153. [https://doi.org/10.1016/0195-6671\(87\)90018-8](https://doi.org/10.1016/0195-6671(87)90018-8)
- Zakharov V.A., Rogov M.A. High-resolution stratigraphy of buchiid bivalves and ammonites from the Jurassic–Cretaceous boundary beds in the Paskenta area (California) // *Cretaceous Res.* 2020. V. 110. P. 104422. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104422>
- Zakharov V.A., Rogov M.A., Dzyuba O.S., Žák K., Košťák M., Pruner P., Skupien P., Chadima M., Mazuch M., Nikitenko B.L. Palaeoenvironments and palaeoceanography changes across the Jurassic/Cretaceous boundary in the Arctic realm: case study of the Nordvik section (north Siberia, Russia) // *Polar Res.* 2014. V. 33. P. 19714. <https://doi.org/10.3402/polar.v33.19714>
- Рецензенты А.Е. Игольников, В.С. Вишневецкая, Б.Н. Шурыгин

Volgian and Ryazanian Stages in the Novoyakimovskaya-1 Well (Western Yenisei-Khatanga Regional Trough, Siberia). Article 1. General Characteristics of the Yanov Stan Formation and Its Molluscan Biostratigraphy

M. A. Rogov^{a, b, #}, V. A. Zakharov^a, A. V. Solovyov^{a, b}, P. N. Melnikov^b,
V. V. Pustynnikova^b, A. A. Fedorova^c, E. Yu. Meshcheryakova^c, Yu. N. Savelieva^b,
A. P. Ippolitov^{a, d}, K. Yu. Olenova^b, and Yu. A. Evseeva^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^bAll-Russian Research Geological Petroleum Institute, Moscow, Russia

^cAll-Russian Research Geological Petroleum Institute, St. Petersburg Branch, St. Petersburg, Russia

^dVictoria University of Wellington, Te Herenga Waka, Wellington, New Zealand

[#]e-mail: rogov@ginras.ru

We represent data on lithology, biostratigraphy, and molluscan paleontological characteristics of the Lower Volgian–Upper Ryazanian interval of the Yanov Stan Formation obtained from the core of the Novoyakimovskaya-1 parametric borehole. The formation is represented by the intercalation of mudstones and siltstones with rare sandstone beds and numerous levels with carbonate nodules. For the first time, numerous glendonites are reported from the Yanov Stan Formation, including those from stratigraphic intervals from which they have not been previously known. A total thickness of the Yanov Stan Formation is 290 m with almost no missing intervals of the core, and ammonites and bivalves are common throughout the section. This enabled us to work out a detailed biostratigraphic subdivision of the section based on ammonites and bivalves. The following succession of ammonite zones known in Western Siberia and, mainly, in Eastern Siberia (from bottom to top) was established: *Paravirgatites lideri*, *Pavlovia iatriensis*, *Dorsoplanites ilovaiskii*, *D. maximus*, *Epivirgatites variabilis*, *Praechetates exoticus*, *Craspedites okensis*, *Praetollia maynci*, *Hectoroceras kochi*, and *Surites subanalogus*. The bivalve succession, based on the members of the genus *Buchia*, includes the following zones: *Buchia mosquensis*, *B. unschensis*, *B. okensis*, *B. jasikovi*, and *B. volgensis*. The molluscan assemblages of the studied interval, starting at least from the latest Middle Volgian, are similar to the assemblages of the eastern part of the Yenisei-Khatanga depression and the Laptev Sea coast but differ from the coeval complexes of Western Siberia. This suggests the existence of some environmental factors that prevented the free dispersal of mollusks from the western part of the Yenisei-Khatanga depression into the West Siberian basin.

Keywords: biostratigraphy, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, ammonites, bivalves, glendonites

УДК 561.5:551.763

ПОКРЫТОСЕМЕННЫЕ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА: ЭВОЛЮЦИОННЫЕ, ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ (К НАУЧНОМУ НАСЛЕДИЮ С. В. МЕЙЕНА)

© 2024 г. А. Б. Герман

Геологический институт РАН, Москва, Россия

e-mail: alexeiherman@gmail.com

Поступила в редакцию 07.10.2023 г.

После доработки 20.10.2023 г.

Принята к публикации 02.11.2023 г.

В развитие эволюционных идей С.В. Мейена приводятся дополнительные аргументы относительно меловой эволюции покрытосеменных растений. Количество, разнообразие и географическое распространение покрытосеменных, появившихся в начале мелового периода (в берриасе), существенно возросли начиная с конца альбского века. Последнее могло быть связано с тем, что в альбе впервые за меловую историю Земли появился жаркий влажный экваториальный пояс, игравший роль “генератора надродовых таксонов” высших растений. Благодаря образованию этого пояса интенсивность макроэволюции покрытосеменных в альбе резко возросла с ослаблением абиотического отбора, а колебания позднемелового климата “запустили на полную мощность” экваториальную помпу. Анатомия микроспорангия триасового беннеттитового растения *Leguminanthus* показывает наличие в этой группе голосеменных морфологической структуры, которая, вероятно, посредством крупной эволюционно значимой сальтации — гамогетеротопного преобразования женских фруктификаций беннеттитовых по образу мужских — могла привести к образованию замкнутого (с сомкнутыми краями) семеносного органа по типу плодолистика покрытосеменных. Наличие широких и, вероятно, уплощенных черешков и рахисов у триасовых беннеттитовых листьев *Pterophyllum* косвенно подтверждает предположение о том, что листья покрытосеменных могли произойти от таковых беннеттитовых посредством филлодизии (уплощения и разрастания черешка листа).

Ключевые слова: покрытосеменные, беннеттитовые, меловой период, экваториальный пояс, макроэволюция, фитоспрединг, гамогетеротопия

DOI: 10.31857/S0869592X24030051, EDN: CVXUVL

ВВЕДЕНИЕ

В восьмидесятих годах прошлого века были опубликованы две статьи С.В. Мейена: одна из них (Мейен, 1986; Meulen, 1988) была посвящена идее происхождения покрытосеменных от беннеттитов; вторая, вышедшая уже после безвременной кончины ее автора (Мейен, 1987; Meulen, 1992), — географической приуроченности формирования у высших растений таксонов рангом от семейства и выше. Примечательно, что в крупных палеоботанических сводках (Willis, McElwain, 2002; Taylor et al., 2009; Friis et al., 2011) предположения, опубликованные Мейеном в цитированных выше статьях, либо не упоминаются, либо упоминаются лишь кратко. Задачу настоящей статьи автор видит в том, чтобы рассмотреть, как предложенные Мейеном эволюционные сценарии отвечают (или не отвечают) появившимся позднее палеоботаническим

данным относительно происхождения, макроэволюции и географического распространения в меловом периоде покрытосеменных растений. Автор намеренно не рассматривает здесь молекулярно-филогенетические аспекты происхождения покрытосеменных от голосеменных, сосредоточив внимание читателей на палеоботанических объектах. Этим аспектам посвящена обстоятельная публикация Д.Д. Соколова и А.К. Тимониной (2007). Отмечу лишь вслед за цитированными авторами, что имеющиеся данные о генетике и филогенетике голосеменных весьма неполны просто из-за того, что большинство семейств этих растений давно вымерло.

Меловой период по своим биологическим, палеогеографическим и палеоклиматическим особенностям коренным образом отличался от современности и в значительной степени был ей альтернативен. Мел был талассократическим временем

в истории Земли, когда значительные территории континентов были покрыты морскими бассейнами. На меловой период приходится раскрытие Атлантического океана: сначала северной Атлантики, а примерно с середины периода — центральной (экваториальной) и южной. Меловой климат был гораздо теплее современного, типично парниковым, и с иной, чем ныне, палеоклиматической зональностью. И, наконец, палеоботанические данные свидетельствуют о том, что на меловой период приходится появление, ранняя эволюция и глобальное распространение покрытосеменных, или цветковых, растений.

Появление покрытосеменных было весьма значительным шагом в эволюции растительного мира Земли. Цветковые — это самая крупная группа современных растений. Ныне им присуще глобальное доминирование и большое таксономическое разнообразие: в их составе выделяют от 300 до 500 семейств и от 250000 до 400000 видов. Покрытосеменным характерны следующие адаптации, в сумме значительно отличающие их от других высших растений: это хорошая защищенность семязачатков; двойное оплодотворение и наличие триплоидного эндосперма; часто встречающиеся укороченный репродуктивный цикл и склонность к неотении; очень разнообразные — как неспециализированные, так и специализированные — способы опыления и распространения семян; древесина, обычно включающая сосуды; листья с большим количеством фотосинтезирующей паренхимы; часто встречающаяся эксплерентная экологическая (фитоценотическая) стратегия. Примечательно, что диверсификация покрытосеменных была тесно связана с эволюцией животных, в первую очередь насекомых (Жерихин, 1978; Меловой..., 1988; Willis, McElwain, 2002) и динозавров (Barrett, Willis, 2001; Willis, McElwain, 2002). Появление в меловом периоде цветковых растений, таким образом, значительно модифицировало как растительную, так и животную составляющие биоты нашей планеты.

МЕЛОВЫЕ ПОКРЫТОСЕМЕННЫЕ: ABOMINABLE MYSTERY

Хорошо известен исторический факт о письме, написанном в 1879 г. Ч. Дарвином (Charles Darwin) своему другу Джозефу Дальтону Хукеру (Joseph Dalton Hooker), бывшему в то время директором Королевского ботанического сада Кью (Великобритания). В этом письме Дарвин назвал то, что в меловом периоде цветковые (имелись в виду двудольные) растения возникли и очень быстро, практически мгновенно, стали разнообразными и многочисленными по всему миру, “abominable mystery” (“*The rapid development, as far as we can judge, of all the higher plants within recent geological times is an abominable mystery*”) (цитировано по: Friedman,

2009, p. 5; см. также Buggs, 2021). Это викторианское выражение можно перевести как “отвратительная загадка” или “противная (неприятная, гадкая) тайна”. Действительно, во времена Дарвина о наиболее древних, раннемеловых покрытосеменных практически ничего не было известно, и у палеонтологов сложилось впечатление, что эти растения неожиданно и сразу в большом количестве и разнообразии появляются «из неоткуда» в середине мелового периода. А это представляло собой существенный вызов дарвиновской теории эволюции.

За прошедшие с тех пор почти полтора века наших знаний о наиболее древних покрытосеменных стало гораздо больше (см. обзоры в: Красилов, 1989; Krassilov, 1997; Dilcher, 2000; Willis, McElwain, 2002; Taylor et al., 2009; Friis et al., 2011; Herendeen et al., 2017). Ныне раннемеловые покрытосеменные известны по находкам ископаемых пыльцы, листьев, цветков, семян, плодов и древесины. Стало ясно, что эти растения появились в самом начале мелового периода, в валанжинском веке. Их разнообразие и количество долгое время были невелики, и распространены они были далеко не повсеместно, а быстрые эволюция, диверсификация и распространение покрытосеменных начались только в середине мелового периода, в альбском веке.

На то, что между первым появлением в геологической летописи покрытосеменных растений и началом их основной диверсификации прошло несколько десятков миллионов лет, одним из первых обратил внимание В.А. Вахрамеев (1981). В то время наиболее древние остатки, несомненно принадлежащие покрытосеменным, были известны по палинологическим данным из баррема. В развитии ранних покрытосеменных Вахрамеев выделял два этапа: (1) **баррем—средний альб**: небольшое систематическое разнообразие, несовершенная морфология, как правило мелколистность, редкая встречаемость; (2) **поздний альб—турон**: быстрый рост разнообразия, нередко крупнолистные формы, частая встречаемость, широкое (глобальное) распространение. Этап геологической истории от позднего альба до современности Вахрамеев называл, в противовес кайнозою, кайнофитом. При этом он отмечал, что “граница... среднего и позднего альба бесспорно явилась возрастным уровнем, с которого покрытосеменные получили почти повсеместное распространение, войдя в состав большинства растительных сообществ” (Вахрамеев, 1981, с. 11). Сходные выводы изложены в монографии К. Дж. Виллис и Дж.С. Мак-Элвайн: первые покрытосеменные появились примерно 140 млн лет назад (берриас), а их быстрая диверсификация началась в альбе около 105 млн лет назад и привела к глобальному доминированию этих растений к началу палеогена (Willis, McElwain, 2002).

МАКРОЭВОЛЮЦИЯ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ
В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ: ГЕОГРАФИЯ,
ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОКЛИМАТ

Рассматривая географическую приуроченность формирования надродовых таксонов высших растений, С.В. Мейен (1987) обосновал ряд положений, которые можно кратко суммировать следующим образом (Мейен при этом оперировал тремя основными крупными палеоклиматическими поясами/фитохориями: экваториальным и двумя внеэкваториальными – бореальным и нотальным; рис. 1). В палеозое и мезозое, начиная по крайней мере с карбона, наблюдается опережающее развитие экваториальных флор. Во внеэкваториальных флорах начиная с раннего карбона, а также и в мезозое проявляется “внеэкваториальное персистирование”: длительное переживание архаичных морфологических типов растений и их примитивных таксонов. Почти все таксоны высших растений ранга от семейства и выше имеют экваториальное происхождение: находки их остатков в экваториальном поясе превосходят из более древних отложений, чем за его пределами (рис. 1). Надродовые таксоны, образующиеся в экваториальном поясе,

во время потеплений мигрируют в более высокие широты: наиболее эвритермные и ценофобные элементы из этого пояса “закачиваются” во внеэкваториальные фитохории – механизм, получивший название “экваториальной помпы”. При похолоданиях, однако, проникновение отдельных форм из более высоких широт в экваториальный пояс не характерно. Таким образом, при климатических флуктуациях флорогенетически значимые миграции в основном идут из низких широт в более высокие, т.е. в одном направлении. В целом эту картину С.В. Мейен называл “фитоспредингом” по аналогии со спредингом – тектоническим “растеканием” морского дна в рифтовых зонах. За интенсивную макроэволюцию растений в экваториальном поясе, по мнению Мейена, ответственна специфика отбора, причем эту специфику он видел не в его усилении, а, наоборот, в ослаблении абиотического отбора: его давление во влажных тропиках недостаточно для решительного пресечения значительных эволюционно перспективных новаций.

После публикаций С.В. Мейена (1987; Meulen, 1992) высказывались предположения о том, что в фанерозойскую историю Земли центры интенсивного

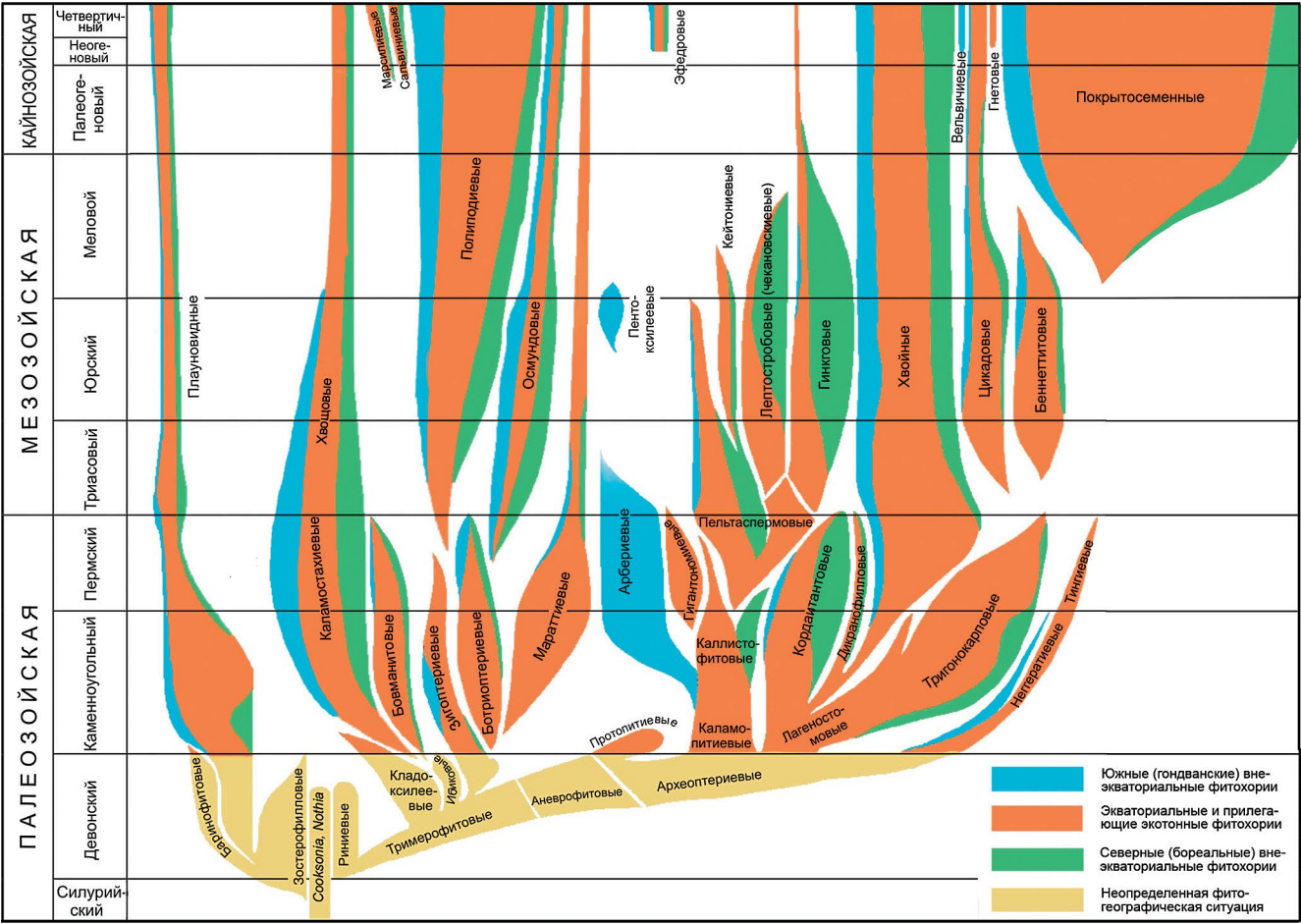


Рис. 1. Филогения высших растений и географическая приуроченность их основных филогенетических линий (по Мейен, 1987, с изменениями).

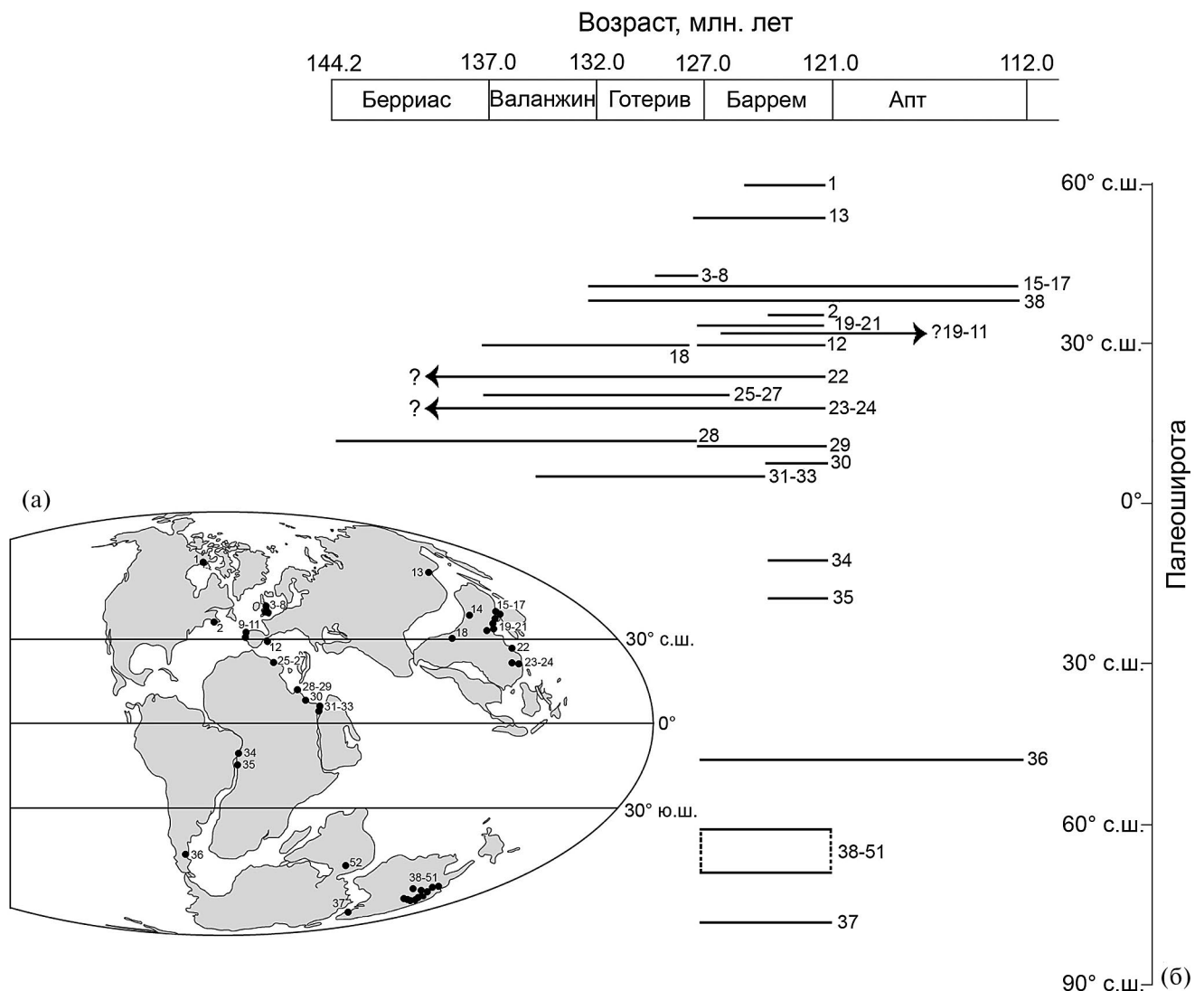


Рис. 2. Глобальное распространение наиболее ранних (аптских и древнее) местонахождений покрытосеменных (по находкам их ископаемой пыльцы), нанесенное на палеогеографическую карту для валанжинского века (а), и возрастной диапазон их находок (горизонтальные линии), представленных на карте (б); числа на (а) и (б) обозначают одни и те же местонахождения (по Willis, McElwain, 2002, с изменениями).

формообразования при определенных климатических условиях были диффузно распределены на всей поверхности планеты (Еськов, 2008) либо локализовались не только в экваториальном, но и в бореальном и нотальном теплоумеренных поясах (Мосейчик, 2015), а также критика концепции “экваториальной помпы” (Емельянов, 2015). А.П. Расницын (1989), не подвергая сомнению то, что наиболее интенсивная макроэволюция высших растений происходила в экваториальном поясе с последующим “растеканием” таксонов высокого ранга в полярных направлениях, предложил селекционистское объяснение явлению фитоспрединга. Рассмотрение этих, безусловно, интересных и заслуживающих внимания точек зрения не входит, однако, в задачу настоящей статьи.

Хотя время от времени продолжают появляться публикации о раннемезозойских и даже позднепалеозойских покрытосеменных (Wang, Fu, 2023), достоверные палеоботанические данные сейчас едва ли позволяют считать, что цветковые появились раньше начала мелового периода. Неоднократно высказывавшиеся предположения о том, что некоторые более древние растения могут относиться к покрытосеменным либо что в эволюции последних была “скрытая” домеловая стадия, видимо, подтверждения не находят (Dilcher, 2000; Willis, McElwain, 2002; Taylor et al., 2009; Herendeen et al., 2017; Завьялова, Теклева, 2021). Не вызывает сомнений вывод В.А. Вахрамеева (1981) о “двухэтапной” эволюции цветковых в меловом периоде: будучи в начале мела (до среднего

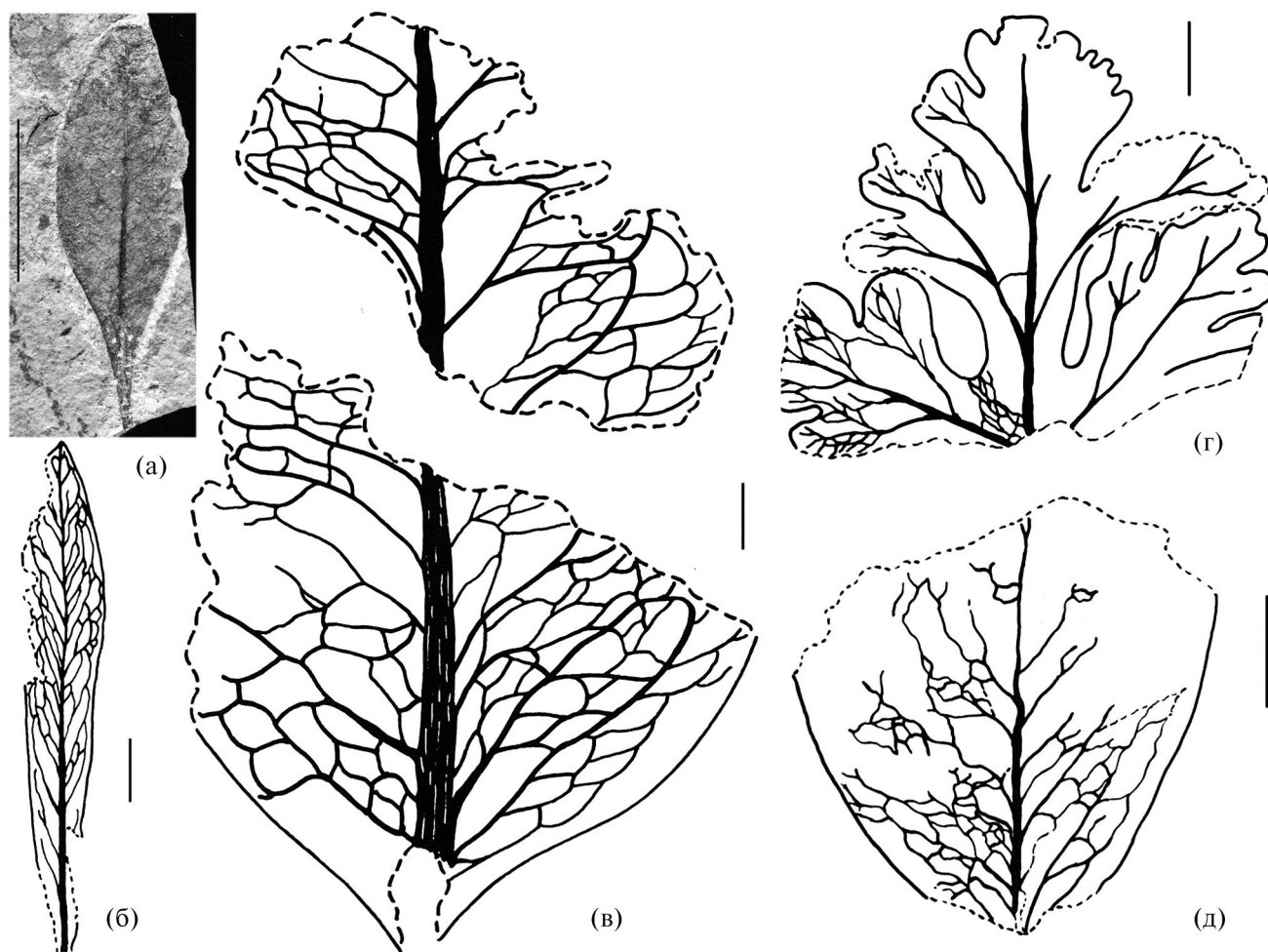


Рис. 3. Раннемеловые (досреднеальбские) листья покрытосеменных.

а — *Dicotylorphyllum pusillum* Vachrameev (ГИН РАН 3353/17), зазинская свита Забайкалья, предположительно баррем—апт (Вахрамеев, Котова, 1977); б—д — ископаемые листья из зоны I (апт—нижний альб), серия Потомак, свиты Патуксент и Арундел Клей (Doyle, Hickey, 1976): б — *Rogersia angustifolia* Fontaine (USNM 192339), Вирджиния; в — *Proteaephyllum ellipticum* Fontaine (USNM 192347a, 192347b), Вирджиния; г — *Vitiphyllum multifidum* Fontaine (USNM 31824), Мэриленд; д — *Celastrophylum latifolium* Fontaine (USNM 31814), Мэриленд.

альба) малочисленными растениями с небольшим таксономическим разнообразием, они примерно к середине этого периода, к концу альбского века, распространились практически по всем континентам, заселив все климатические пояса — от жарких экваториальных до умеренных и умеренно-теплых приполярных, а их разнообразие и количество существенно возросли.

Как отмечал С.В. Мейен (1987), география современного эндемизма указывает на экваториальное происхождение подавляющего большинства надродовых таксонов покрытосеменных: в целом чем дальше от экватора, тем ниже в фитоценозах ранг и количество эндемичных таксонов этих растений. Палеонтологические находки также свидетельствуют о низкоширотной приуроченности ранних (доаптских) покрытосеменных: наиболее

широко распространено мнение, что покрытосеменные появились в палеотропиках (0–30°) и колонизировали высокоширотные регионы много позже, лишь через 20–30 млн лет (Willis, McElwain, 2002; Coiro et al., 2019). Экваториальный пояс, точнее, Северная Гондвана считается местом их появления и начальной диверсификации (Taylor et al., 2009; Friis et al., 2011; Coiro et al., 2019; Завьялова, Теклева, 2021). Наиболее достоверные сведения о распространении этих растений были получены по палинологическим данным, поскольку пыльца покрытосеменных раннемелового возраста встречается несравненно чаще, чем их макроостатки: шансов попасть в геологическую летопись у многочисленных пыльцевых зерен, переносившихся на большое расстояние, было гораздо больше, чем у макроостатков редких в то время покрытосеменных. Наиболее древние пыльцевые зерна

покрытосеменных берриасского и валанжинского возраста были найдены в низких палеоширотах: в Северной Африке (Марокко), на Ближнем Востоке (Израиль) и в Италии; в готериве и барреме они встречены также и в средних палеоширотах: в Англии, Португалии и Патагонии; в более молодых отложениях раннего мела пыльца покрытосеменных впервые появляется в более высоких палеоширотах Северного и Южного полушарий: в Канаде, США, Австралии и в Антарктике (Willis, McElwain, 2002; Coiro et al., 2019) (рис. 2). В этих районах сперва появляются однобороздные пыльцевые зерна; позже, с барремского века, вместе с ними встречается трехбороздная, а с конца альба — трехбороздноорозовая пыльца, что отражает постепенное увеличение морфологического и таксономического разнообразия покрытосеменных (Coiro et al., 2019; Завьялова, Теклева, 2021).

Макроостатки ранних покрытосеменных встречаются гораздо реже, чем их пыльца. К наиболее древним (или одним из наиболее древних) из них относятся виды рода *Archaeofructus* Sun, Dilcher, Zheng et Zhou из провинции Ляонин на северо-востоке Китая (Sun et al., 2001, 2002; Ji et al., 2004), возраст которых ныне определяется как баррем-аптский. Также весьма древней является находка отпечатка листа двудольного *Dicotylphyllum pusillum* Vachrameev из предположительно баррем-аптской зазинской свиты Забайкалья (Вахрамеев, Котова, 1977). Это мелкий цельнокрайный лист с листовой пластинкой, постепенно избегающей на черешок, и с перистым жилкованием (рис. 3а). Из апта Патагонии известен перистолопастной лист *Mesodescolea plicata* S. Archangelsky (Coiro et al., 2020). Ископаемые листья покрытосеменных из апта—нижнего альба серии Потомак штатов Вирджиния, Мэриленд и Делавэр США (рис. 3б—3д) интересны тем, что это, как правило, небольшие листья с нечетким отделением черешка от листовой пластинки и с неупорядоченным жилкованием: слабо выраженным разделением на жилки разного порядка и довольно хаотичным их расположением в листовой пластинке (Doyle, Hickey, 1976; Hickey, Doyle, 1977). Разнообразие листьев и пыльцы покрытосеменных из серии Потомак довольно быстро увеличивается вверх по разрезу, причем во второй половине альба и в сеномане листья становятся крупнее, более симметричными, с четким разделением на жилки разного порядка (Doyle, Hickey, 1976). В Арктике, судя по остаткам листьев, покрытосеменные появились только в альбе Северо-Востока Азии и Северной Аляски, но впервые стали многочисленными и разнообразными во флорах конца альба и в сеномане (Herman, 2002; Герман, 2011; Герман, Щепетов, 2023; <http://arcticfossils.nsii.org.cn/>).

Как отмечалось выше, преимущественно экваториальную локализацию надродовой эволюции высших растений С.В. Мейен связывал со слабым

абиотическим отбором в экваториальном поясе, с его “попустительством”, а не с тем, что эта эволюция шла под давлением абиотического отбора. Существенно, что при этом речь идет об экваториальном **гумидном** поясе. Предположить значительное для успешного выживания вновь появляющихся новаций ослабление отбора в аридных условиях трудно.

В последние десятилетия накопился значительный геологический материал, позволяющий с использованием взаимодополняющих методов судить о климате прошлого, и появилась возможность построить детальные карты — реконструкции палеоклиматических поясов отдельно для всех двенадцати веков мелового периода (Чумаков и др., 1995; Чумаков, 2004а). Во времена В.А. Вахрамеева и С.В. Мейена подобные детальные реконструкции еще не существовали. При построении таких карт выяснилось, что меловой период в целом был типичной термоэрой с теплым безледниковым климатом, причем в меловой палеоклиматической истории Земли прослеживаются два крупных этапа. С начала мелового периода до аптского века включительно в низких и средних широтах обоих полушарий существовал единый широкий тропическо-экваториальный жаркий **аридный** пояс (рис. 4), а экваториального **гумидного** не было. Последний появился лишь в альбском веке, вместе с раскрытием центральной и южной Атлантики (рис. 4), и с тех пор существует поныне. Возможные причины возникновения этого пояса, как и общей гумидизации климата Земли в течение мелового периода, приводятся в статье Н.М. Чумакова (2004б).

Наиболее вероятно, что возникновение и начальная надродовая диверсификация покрытосеменных проходили в самом начале мелового периода в этом низкоширотном жарком аридном поясе, где цветковые растения, по-видимому, населяли более увлажненные или семиаридные прибрежно-морские местообитания, берега небольших водоемов и оазисы. Такие условия едва ли были благоприятны для захоронения макроостатков этих растений, однако их многочисленная и способная распространяться на большие расстояния пыльца уже широко представлена в раннемеловой палеоботанической летописи.

Следуя концепции С.В. Мейена, в жарких аридных условиях, с их дефицитом природных ресурсов, трудно предположить ослабленный абиотический отбор и, как следствие, интенсивную надродовую эволюцию этих растений. В одной из своих замечаний Мейен отмечал, что “покрытосеменные, пока были в сухих условиях, может быть, в манграх, могли появиться, но не могли ничего дать, не переселись они в *mesic* условия. Там и пошло. Иначе бы они остались aberrантной веточкой беннеттитов” (Из научного..., 2003, с. 129). Интенсивность

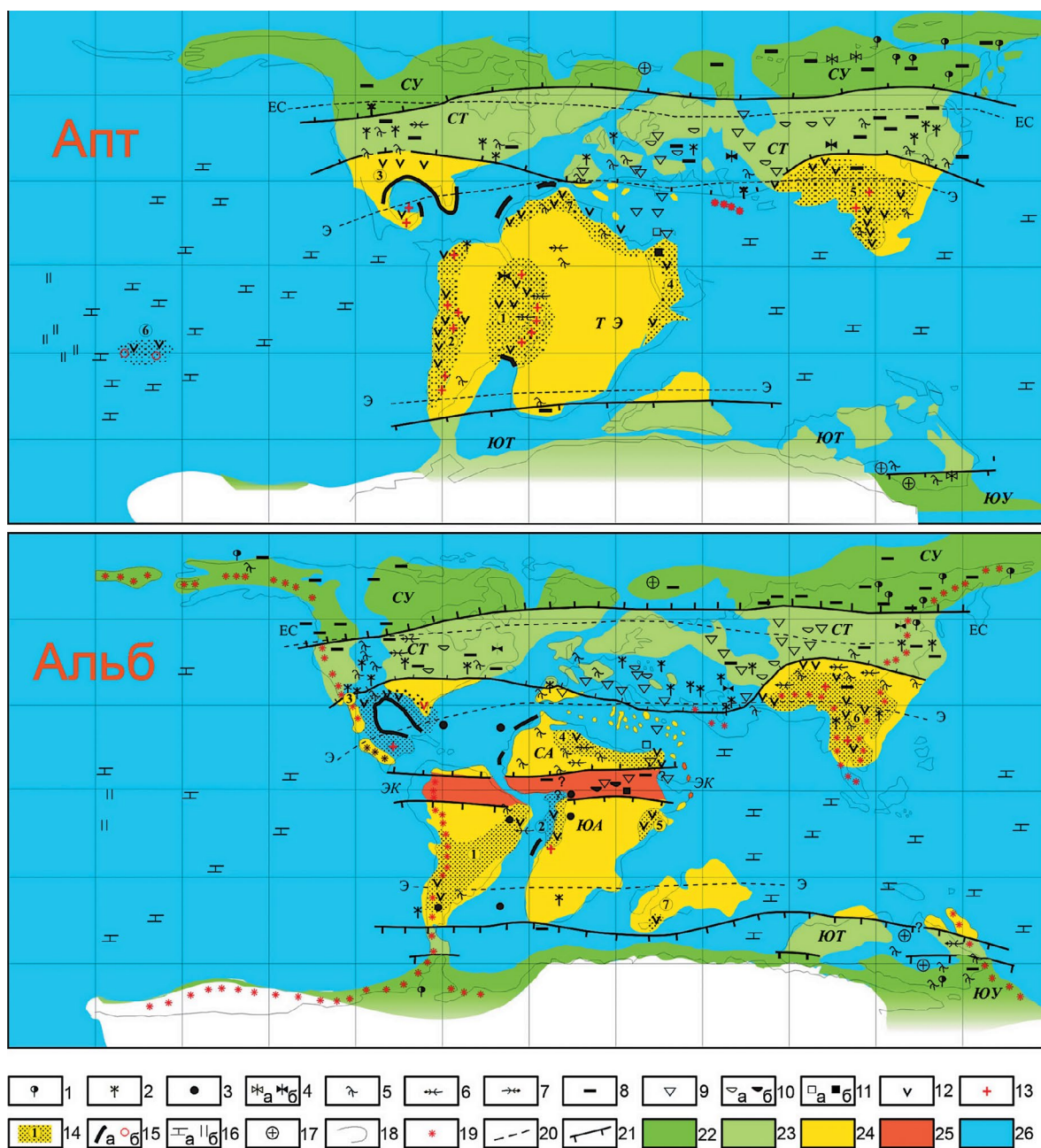


Рис. 4. Палеоклиматические схемы середины мелового периода, аптский и альбский века (по Чумаков и др., 1995; Чумаков, 2004а, с изменениями).

1–17 – индикаторы климата: 1 – умеренно-теплолюбивая растительность; 2 – теплолюбивая растительность; 3 – обильная пыльца *Classopollis* (более 50%); 4 – насекомые: а – умеренно-теплолюбивые, б – теплолюбивые; 5 – местонахождения остатков динозавров; 6 – местонахождения остатков крокодилов; 7 – местонахождения остатков хампрозавров; 8 – каменные угли и лигниты; 9 – бокситы осадочные и латеритные; 10а – каолиновые коры выветривания и каолиниты осадочные, 10б – кварц-каолиновые осадочные породы; 11 – железные руды: а – прибрежно-морские, оолитовые, б – континентальные, латеритные и обломочные; 12 – гипсы и ангидриты; 13 – каменная, калийные и другие соли; 14 – эвапоритовые пояса и области, районы развития терригенных красноцветов, их номера (см. Чумаков, 2004а); 15а – барьерные рифы, 15б – рифы-атоллы; 16а – пелагические известковые осадки, 16б – пелагические известково-кремнистые осадки; 17 – сезонные ледовые отложения; 18 – контуры современной суши; 19 – горные краевые вулканические пояса; 20 – внешние (расположенные ближе к полюсам) границы главных фитоохорий среднего мела (по Вахрамеев, 1988, с изменениями): Э – Экваториальной области, ЕС – Евро-Синийской области, А – Австралийной или Нотальной области; 21 – границы климатических поясов (бергштрихи обращены к полюсам); 22–25 – климатические пояса: 22 – высокоширотные умеренные гумидные (СУ – северный, ЮУ – южный); 23 – среднеширотные теплые гумидные (СТ – северный, ЮТ – южный); 24 – тропическо-экваториальный жаркий аридный (ТЭ); тропические жаркие аридные (СА – северный, ЮА – южный); 25 – экваториальный жаркий гумидный (ЭК); 26 – океанические бассейны.

макроэволюции покрытосеменных резко усилилась с ослаблением абиотического отбора благодаря образованию в альбе экваториального гумидного пояса, а колебания поздне мелового климата “запустили на полную мощность” экваториальную помпу. Это нашло отражение в быстром росте разнообразия, многочисленности и глобальном распространении покрытосеменных, что, как рассматривалось выше, для позднеальбско-поздне мелового этапа исторического развития этих растений было отмечено В.А. Вахрамеевым.

ГАМОГЕТЕРОТОПНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГИНЕЦЕЯ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ: БЕННЕТТИТОВЫЕ МИКРОСПОРОФИЛЛЫ LEGUMINANTHUS

Рассуждая о том, что интенсивная макроэволюция высших растений происходила в основном во влажных экваториальных условиях при значительном ослаблении абиотического отбора, его “попустительстве”, С.В. Мейен (1987; Мейен, 1992) отмечал, что большую роль в этом могли сыграть селективно нейтральные сальтационные (т.е.

идущие скачкообразно, а не постепенно) преобразования. Им было выдвинуто предположение о том, что “происхождение плодolistика (и, стало быть, покрытосеменных) связано с гамогетеротопией, сальтационным переносом признаков с одного пола на другой” (Мейен, 1987, с. 304). Подробно эта гипотеза была им рассмотрена в статьях (Мейен, 1986; Мейен, 1984, 1988).

У голосеменных семезачатки располагаются на мегаспорофилле (если последний имеется) абаксиально, а у плодolistика покрытосеменных — адаксиально. Столь значительное различие в строении женских фруктификаций этих растений практически исключало возможность происхождения вторых от первых. У беннеттитов мегаспорофиллов не было, а семезачатки попеременно с кроющими чешуями располагались не на листовидном органе, а на оси головчатого полисперма. Однако это одна из немногих групп голосеменных растений с микроспорангиями, располагавшимися на адаксиальной стороне спорофиллов. Согласно концепции Мейена, “гинецей покрытосеменных мог возникнуть путем перестройки беннеттитовых женских фруктификаций по образцу мужских, причем семезачатки располагаются так же, как синангии”

Микроспорофилл беннеттита
типа *Weltrichia setosa*

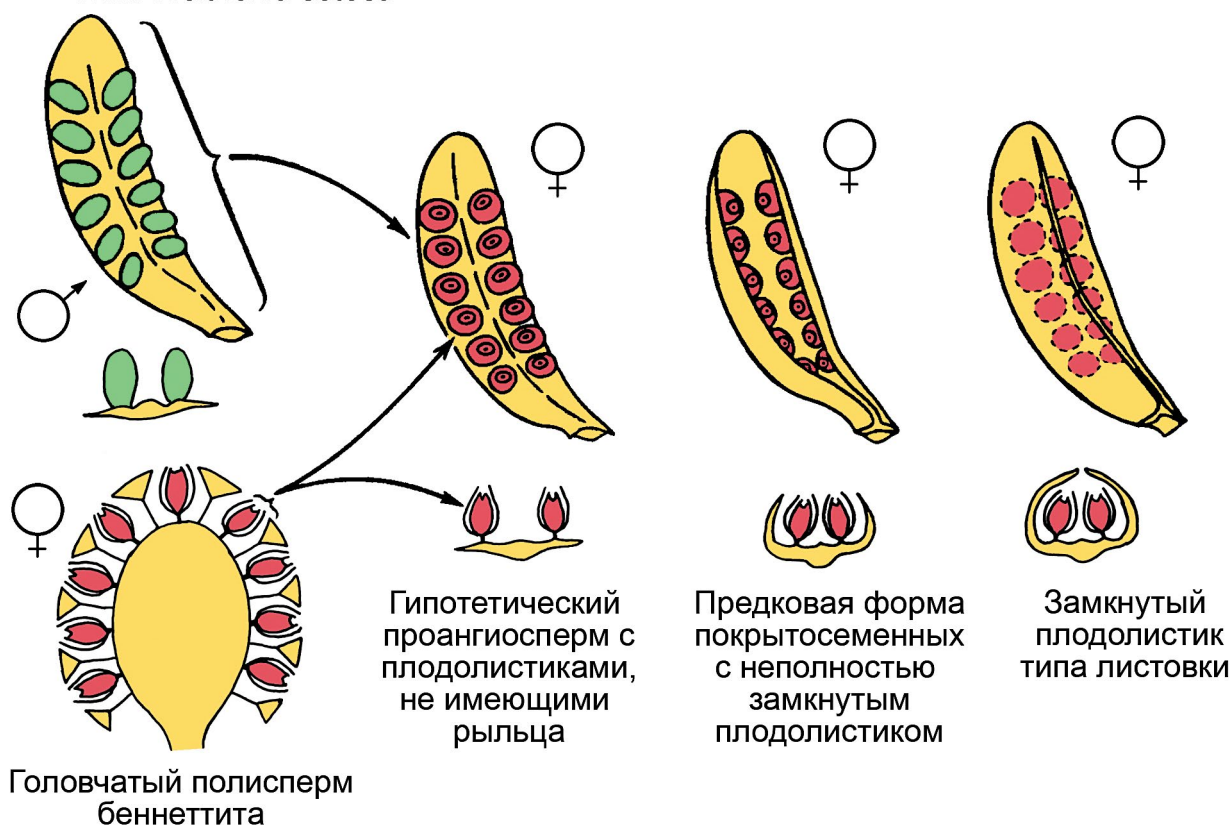


Рис. 5. Схема гамогетеротопного образования плодolistика покрытосеменных из фруктификаций беннеттитов; стрелками показана передача признаков (по Мейен, 1986, с изменениями).

(Мейен, 1986, с. 291), что, видимо, могло происходить скалтиационно путем изменения места экспрессии регуляторных генов. При этом именно порядок голосеменных растений *Bennettitales* оказывается морфологически наиболее подходящим для роли предка покрытосеменных.

Сказанное С.В. Мейен проиллюстрировал схемой (рис. 5), на которой он показал, как женские фруктификации беннеттитовых (головчатые полиспермы) приобретают организацию, свойственную микроспорофиллам этих растений. В результате такой скалтации получается уплощенный листовидный орган, на верхней (адаксиальной) стороне которого располагается одно- или двупокровные семезачатки. Далее семеносный орган складывается вдоль средней жилки, образуя примитивный кондупликатный плодolistик. Таким образом, гипотеза Мейена снимает постулировавшуюся ранее принципиальную невыводимость гинцея покрытосеменных из полисперма беннеттитовых. Ее автор приводит внушительный список общих черт организации беннеттитовых и покрытосеменных растений, включающий сходства в строении древесины, устьиц, пыльцы, покровов семян и в наличии у этих растений клейстогамии, нектарников, энтомофилии и др.

Приблизительно в 1986 г. С.В. Мейен, рассказывая автору о гипотезе гамогетеротопного происхождения покрытосеменных, упомянул о своем недавнем разговоре с П.Р. Крейном, который обратил его внимание на микроспорофилл беннеттитового *Leguminanthus*, хорошо отвечающий высказанной Мейеном идее. Сам же Крейн (Crane, 1986) упоминает об этом произошедшем в 1984 г. разговоре

и, ссылаясь на “гамогетеротопную гипотезу” Мейена, отмечает, что изучение *Leguminanthus* оказывает некоторую поддержку (lends some support) этой гипотезе. Позже автору удалось просмотреть коллекцию № 18861.16 с *Leguminanthus*, хранящуюся в Музее естественной истории в Вене (Naturhistorisches Museum Wien).

Остатки *Leguminanthus siliquosus* (Leuthardt) Kräusel et Schaarschmidt происходят из верхнего триаса районов Нойвельт (Neuwelt) в Швейцарии и Лунц (Lunz) в Австрии (Kräusel, Schaarschmidt, 1966; Crane, 1986; Pott, Launis, 2015). Это листовидный беннеттитовый микроспорофилл с небольшой ножкой, переходящей в среднюю жилку (рис. 6; табл. I, фиг. 1–3, 4a). Внешне этот орган напоминает боб (плод бобовых). Обе половины его пластинки сомкнуты вместе адаксиально (верхней поверхностью внутрь). В пластинке имеются расположенные перисто вторичные жилки, выходящие из средней жилки и идущие в край пластинки. Размер микроспорофиллов сильно варьирует, в длину они от 20 до 210 мм. На адаксиальной поверхности пластинки расположены многочисленные пыльцевые мешки, собранные в ряды. Пыльца эллипсоидальной формы, моносульткатная. При созревании весь орган, видимо, скручивался на уровне ножки, так что адаксиальная поверхность и открытый край сомкнутой пластинки оказывались обращенными вниз (рис. 6a). П.Р. Крейн (Crane, 1986) предполагает, что на растениях эти микроспорофиллы были собраны в группы.

Таким образом, предложенная С.В. Мейеном схема (рис. 5) может быть несколько упрощена. Он предполагал, что гамогетеротопное

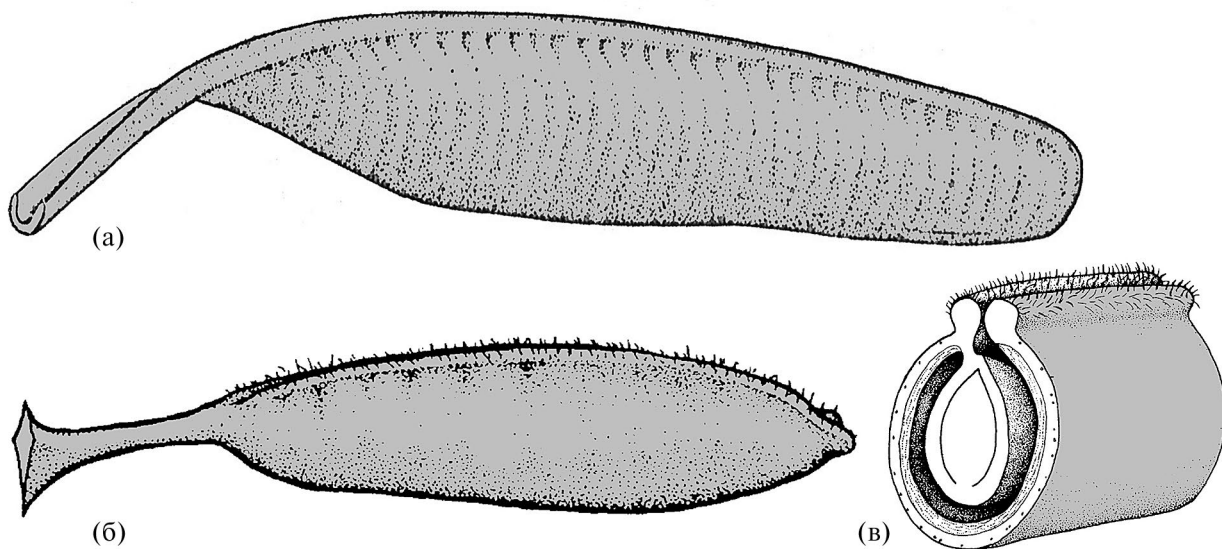


Рис. 6. (а) Реконструкция микроспорофилла *Leguminanthus siliquosus* (Leuthardt) Kräusel et Schaarschmidt, длина микроспорофиллов от 20 до 210 мм, верхний триас Лунца, Австрия; (б, в) реконструкция листовки покрытосеменного *Archaeanthus linnenbergeri* Dilcher et Crane из свиты Дакота Канзаса, на разрезе (в) показаны адаксиально расположенные анатропные семена (по Crane, 1986; Dilcher, Crane, 1984, с изменениями).

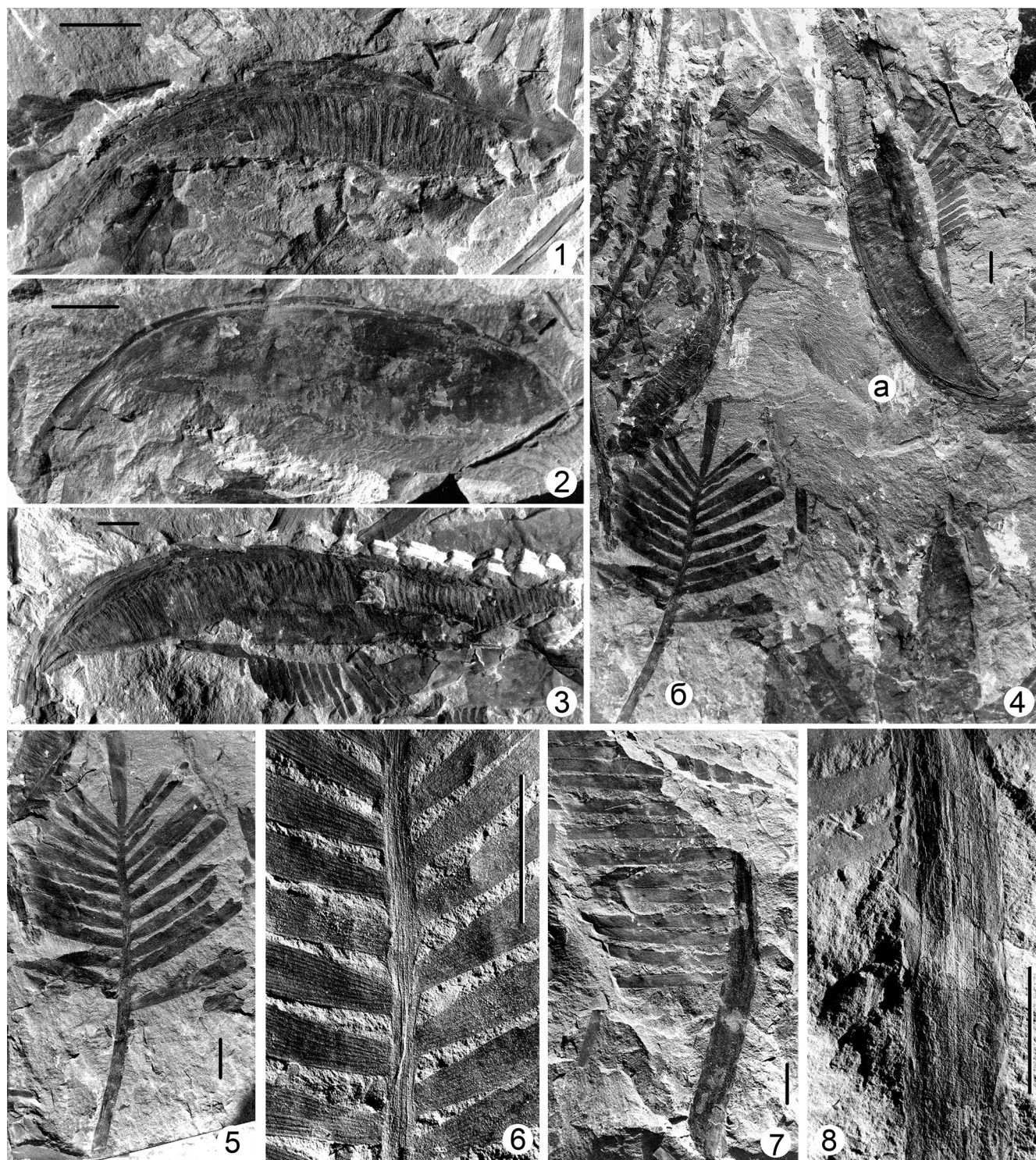


Таблица I. Фиг. 1–3 – микроспорофиллы *Leguminanthus siliquosus* (Leuthardt) Kräusel et Schaarschmidt; фиг. 4 – совместное нахождение микроспорофиллов и листьев: 4a – *Leguminanthus siliquosus* (Leuthardt) Kräusel et Schaarschmidt, 4б – лист *Pterophyllum* sp. (cf. *P. jaegeri* Brongniart); фиг. 5, 6 – *Pterophyllum* sp. (cf. *P. jaegeri* Brongniart): почти целый отпечаток листа (5) и увеличенная часть рахиса с отпечатками проводящих пучков (6); фиг. 7, 8 – *Pterophyllum* sp. (cf. *P. jaegeri* Brongniart): фрагмент отпечатка листа (7) и увеличенная часть широкого черешка с отпечатками проводящих пучков (8); коллекция № 18861.16 Музея естественной истории в Вене; верхний триас Лунца, Австрия; длина масштабной линейки 1 см.

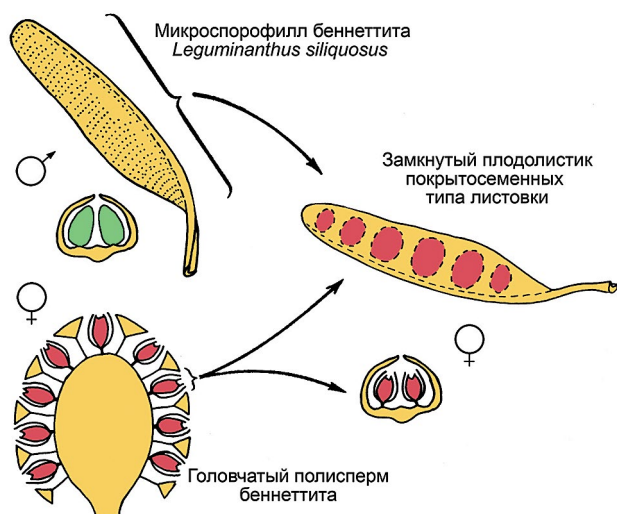


Рис. 7. Схема гамогетеротопного образования плодolistика покрытосеменных из фруктификаций беннеттитов: головчатого полисперма и замкнутого микроспорофилла типа *Leguminanthus siliquosus*; стрелками показана передача признаков.

преобразование женской фруктификации беннеттитового в плодolistик покрытосеменных сначала привело к открытым листовидным семенным органам, и лишь позже они сомкнулись и приобрели рыльцевую поверхность. Но если допустить такое преобразование микроспорофилла типа *Leguminanthus*, в результате сразу получится сложенный вдоль средней жилки замкнутый (с сомкнутыми или почти сомкнутыми краями) кондуктивный плодolistик типично покрытосеменного строения, на внутренней (адаксиальной) стороне которого располагаются семезачатки (рис. 7). Примечательно, что микроспорофилл *Leguminanthus* (рис. 6а) оказывается очень похожим на реконструкцию листовки сеноманского покрытосеменного *Archaeanthus linnenbergeri* Dilcher et Crane из свиты Дакота Канзаса, США (рис. 6б, 6в) — конечно, с той лишь разницей, что внутри этой листовки располагаются не пылевые мешки, как у *Leguminanthus*, а семена (Dilcher, Crane, 1984).

С.В. Мейен (1986) указывал на серьезную трудность выдвинутой им гипотезы в выведении листьев покрытосеменных из листьев беннеттитовых, поскольку у первых жилкование сетчатое, что беннеттитовым не свойственно. Он, однако, отмечал, что эта трудность возникает, лишь если сравнивать традиционно считающиеся гомологичными части вегетативных листьев, а именно их листовые пластинки, и что “при выведении разных типов листьев надо учитывать еще два процесса: 1) филлодизацию и 2) распространение онтогенетической программы катафиллов на нормальную вегетативную листову”



Рис. 8. Нормальные листья, филлодии и переходные формы от первых ко вторым на побеге *Acacia* sp. (гербарий автора).

(Мейен, 1986, с. 305). Возможно, указанная проблема снимается, если допустить филлодизацию (уплощение и разрастание черешка листа с приобретением им функции фотосинтеза) при преобразовании листьев беннеттитовых в таковые покрытосеменных. При этом гомологичными морфологическими структурами будут уже черешок (рахис) первых и листовая пластинка вторых. Образование филлодиев, в частности, довольно широко распространено у современных цветковых растений, и его можно проиллюстрировать на примере постепенного “замещения” сложных двоякоперистых листьев австралийской акации простыми нерассеченными филлодиями (рис. 8).

При изучении коллекции растительных остатков *Leguminanthus* автор обратил внимание на то, что в коллекции вместе с ними, а иногда на одном и том же штупе породы встречаются беннеттитовые вайи *Pterophyllum* sp. (cf. *P. jaegeri* Brongniart) (табл. I, фиг. 4б). Вполне возможно, что эти органы при жизни принадлежали одному растению. Примечательно, что у *Pterophyllum* sp. рахисы и черешки необычно широкие и, вероятно, уплощенные, на них хорошо отпечатались проводящие пучки (табл. I, фиг. 5—8). Похожая картина наблюдается у беннеттитовой брактее, возможно принадлежащей *Nilssoniopteris denticulata*

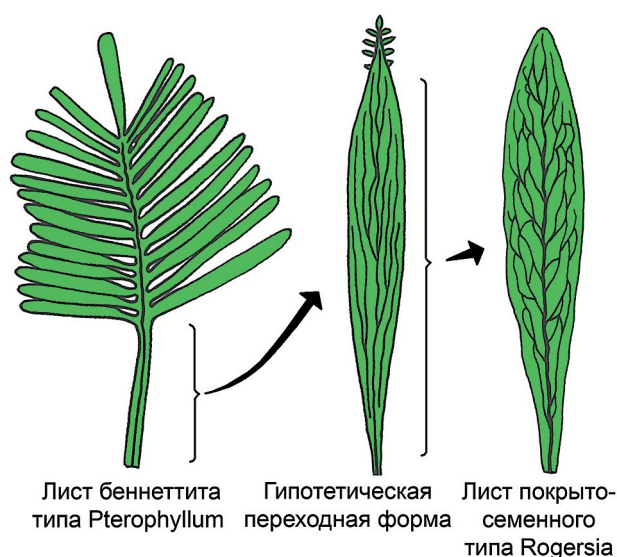


Рис. 9. Схема возможного образования листа покрытосеменных из листа беннеттитового *Pterophyllum* путем филлодизации.

Krassilov, из нижнемеловых отложений Монголии (местонахождение Шин-Худук): ей характерна значительно редуцированная листовая пластинка и длинный, широкий и уплощенный черешок (Krassilov, 1982). Эти особенности упомянутых листьев беннеттитов напоминают начальные этапы образования филлодиев, подобных таковым акации. Если это так, то можно, вслед за С.В. Мейеном, предположить гомологичность черешков листьев беннеттитовых и листовых пластинок покрытосеменных и, следовательно, происхождение вторых от первых (рис. 9). Помимо этого, происхождение листовой пластинки покрытосеменных из филлодия позволяет объяснить характерные для раннеальбских и более древних покрытосеменных небольшой размер их листьев, нечеткое разделение листовой пластинки и черешка и неупорядоченное жилкование (см. рис. 3; Doyle, Nickey, 1976; Вахрамеев, Котова, 1977). По-прежнему остается неясным вопрос, как можно вывести перистое жилкование листьев покрытосеменных из параллельного/дугового жилкования, характерного для всех филлодиев (А.А. Осольский, устное сообщение, 2023 г.). Возможно, ответ заключается в предположении какой-то перестройки функционирования интеркалярной меристемы в пластинке филлодия, что могло привести к образованию листьев с типичным для покрытосеменных жилкованием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С.В. Мейен полагал, что надродовая эволюция высших растений локализуется во влажном экваториальном поясе. Едва ли случайно совпадение двух событий разной природы — возникновения в альбе

влажного экваториального пояса и начавшегося в конце альбского века быстрого роста количества, разнообразия и географического распространения покрытосеменных. Есть, по моему мнению, веские основания полагать, что первое из этих событий стало причиной второго: в жарком гумидном поясе середины мела с ослаблением абиотического отбора интенсивность макроэволюции покрытосеменных резко возросла, и таким образом “на полную мощь” включились механизмы экваториальной помпы и фитоспрединга (в понимании Мейена). Можно, следовательно, полагать, что основной причиной наступления кайнофита (в понимании В.А. Вахрамеева) стало возникновение в альбском веке мелового периода экваториального жаркого гумидного пояса.

Возникновение плодолистика покрытосеменных, по мнению С.В. Мейена, было связано с происшедшим у беннеттитового растения сальтационным переносом признаков с одного пола на другой, с гамогетеротопией. Строение микроспорангиев беннеттитовых типа *Leguminanthus* показывает, что нет нужды предполагать гипотетических предков покрытосеменных, имеющих женские фруктификации с листовидными или не полностью замкнутыми плодолистами без рыльца. Конечно же, я далек от мысли о том, что беннеттитовое растение с мужскими фруктификациями *Leguminanthus siliquosus* и листьями *Pterophyllum* sp. — это непосредственный предок покрытосеменных. Этому противоречит хотя бы триасовый возраст указанных находок беннеттитовых, поскольку несомненные остатки покрытосеменных не древнее начала мела. Здесь важно другое, а именно то, что у триасовых беннеттитовых имелись вегетативные и генеративные морфологические структуры, которые, если следовать простому и изящному эволюционному сценарию Мейена, могли преобразовываться в соответствующие структуры цветковых — замкнутый кондуктивный плодолистик с адаксиально расположенными семезачатками и листья вполне покрытосеменного облика.

Конечно же, приведенные выше данные не доказывают безусловной правоты двух рассмотренных здесь гипотез С.В. Мейена, однако объяснение некоторых из наблюдаемых в палеоботанической летописи фактов и таким образом сокращение количества априорных допущений делают эти гипотезы более правдоподобными и заслуживающими дальнейшего пристального внимания.

Благодарности. Автор искренне признателен рецензентам этой статьи А.В. Гоманькову, С.В. Наугольных и М.А. Федонкину, а также Н.Е. Завьяловой (Палеонтологический институт РАН, Москва), Н.В. Носовой (Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург), А.А. Осольскому (Университет Йоханнесбурга, Йоханнесбург, ЮАР, и Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН,

Санкт-Петербург) и Д.Д. Соколову (Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва), взявшим на себя труд критически просмотреть рукопись статьи и таким образом значительно ее улучшить.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

Конфликт интересов. Автор заявляет, что у него нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вахрамеев В.А.* Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3–14.
- Вахрамеев В.А.* Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 430).
- Вахрамеев В.А., Котова И.З.* Древние покрытосеменные и сопутствующие им растения из нижнемеловых отложений Забайкалья // Палеонтол. журн. 1977. № 4. С. 101–108.
- Герман А.Б.* Альбская–палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 592).
- Герман А.Б., Щепетов С.В.* Позднеальбская–раннету-ронская гребенкинская флора Северной Пацифики: систематический состав, возраст, распространение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 56–83.
- Емельянов А.Ф.* Эволюция наземной биоты в свете биогеографии // Русский орнитологический журн. 2015. Т. 24. Экспресс-выпуск 1192. С. 3387–3414.
- Еськов К.Ю.* Удивительная палеонтология: история Земли и жизни на ней. М.: ЭНАС, 2008. 312 с.
- Жерихин В.В.* Развитие и смена меловых и кайнозойских фаунистических комплексов (трахейные и хелицеровые). М.: Наука, 1978. 198 с.
- Завьялова Н.Е., Теклева М.В.* Признаки покрытосеменных у домеловой пыльцы // Ботанич. журн. 2021. Т. 106. № 7. С. 627–657.
- Из научного наследия С.В. Мейена (1935–1987): к истории создания основ эволюционной диатропики // Эволюция флор в палеозое: Сборник научных трудов. М.: ГЕОС, 2003. С. 106–135 (Тр. ГИН РАН. Вып. 556).
- Красилов В.А.* Происхождение и ранняя эволюция цветковых растений. М.: Наука, 1989. 264 с.
- Мейен С.В.* Гипотеза происхождения покрытосеменных от беннеттитов путем гамогетеротопии (переноса признаков с одного пола на другой) // Журн. общей биологии. 1986. Т. 47. № 3. С. 291–308.
- Мейен С.В.* География макроэволюции у высших растений // Журн. общей биологии. 1987. Т. 48. № 3. С. 291–309.
- Меловой биоценотический кризис и эволюция насекомых. Отв. ред. Пономаренко А.Г. М.: Наука, 1988. 236 с.
- Мосейчик Ю.В.* География макроэволюции у высших растений: концепция фитоспрединга С.В. Мейена – взгляд 30 лет спустя // Палеоботанический временник. Приложение к журналу “Lethaea rossica”. 2015. Вып. 2. С. 140–145.
- Расницын А.П.* Фитоспрединг с точки зрения селекциониста // Журн. общей биологии. 1989. Т. 50. № 5. С. 581–583.
- Соколов Д.Д., Тимонин А.К.* Морфологические и молекулярно-генетические данные о происхождении цветка: на пути к синтезу // Журн. общей биологии. 2007. Т. 68. № 2. С. 83–97.
- Чумаков Н.М.* Климатическая зональность и климат мелового периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004а. С. 105–123 (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).
- Чумаков Н.М.* Динамика и возможные причины климатических изменений в позднем мезозое // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004б. С. 149–157 (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).
- Чумаков Н.М., Жарков М.А., Герман А.Б., Долуденко М.П., Каландадзе Н.Н., Лебедев Е.Л., Пономаренко А.Г., Раутиан А.С.* Климатические пояса в середине мелового периода // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 42–63.
- Barrett P.M., Willis K.J.* Did dinosaurs invent flowers? Dinosaur-angiosperm coevolution revisited // Botanical Rev. 2001. V. 76. P. 411–447.
- Buggs R.J.I.* The origin of Darwin’s “abominable mystery” // Am.J. Botany. 2021. V. 108. № 1. P. 22–36. <https://doi.org/10.1002/ajb2.1592>
- Coiro M., Doyle J.A., Hilton J.* How deep is the conflict between molecular and fossil evidence on the age of angiosperms? // New Phytologist. 2019. V. 223. № 1. P. 83–99. <https://doi.org/10.1111/nph.15708>
- Coiro M., Martinez L.C.A., Upchurch G.R., Doyle J.A.* Evidence for an extinct lineage of angiosperms from the Early Cretaceous of Patagonia and implications for the early radiation of flowering plants // New Phytologist. 2020. 17 p. <https://doi.org/10.1111/nph.16657>
- Crane P.R.* The morphology and relationships of Bennettitales // Systematic and taxonomic approaches in palaeobotany. Eds. Spicer R.A., Thomas B.A. Systematic Assoc. Spec. Vol. № 31. Oxford: Clarendon Press, 1986. P. 163–175.
- Dilcher D.L.* Toward a new synthesis: major evolutionary trends in the angiosperm fossil record // PNAS. 2000. V. 97. № 13. P. 7030–7036.

- Dilcher D.L., Crane P.R.* Archaeanthus: an early angiosperm from the Cenomanian of the Western Interior of North America // *Ann. Missouri Botanical Garden*. 1984. V. 71. № 2. P. 351–383.
- Doyle J.A., Hickey L.J.* Pollen and leaves from the mid-Cretaceous Potomac Group and their bearing on early angiosperm evolution // *Origin and early evolution of angiosperms*. Ed. Beck C.G. N.Y. – London: Columbia University Press, 1976. P. 139–206.
- Friedman W.E.* The meaning of Darwin's "abominable mystery" // *Am. J. Botany*. 2009. V. 96. № 1. P. 5–21. <https://doi.org/10.3732/ajb.0800150>
- Friis E.M., Crane P.R., Pedersen K.R.* Early Flowers and Angiosperm Evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 585 p.
- Herendeen P.S., Friis E.M., Pedersen K.R., Crane P.R.* Palaeobotanical redux: revisiting the age of the angiosperms // *Nature Plants*. 2017. V. 3. № 17015. <https://doi.org/10.1038/nplants.2017.15>. www.nature.com/natureplants
- Herman A.B.* Late Early–Late Cretaceous floras of the North Pacific Region: florogenesis and early angiosperm invasion // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2002. V. 122. № 1–2. P. 1–11.
- Hickey L.J., Doyle J.A.* Early Cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution // *Botanical Rev.* 1977. V. 43. P. 3–104.
- Ji Q., Li H., Bowe L.M., Liu Y., Taylor D.W.* Early Cretaceous Archaeofructus eoflora sp. nov. with bisexual flowers from Beipiao, Western Liaoning, China // *Acta Geologica Sinica*. 2004. V. 78. № 4. P. 883–896.
- Krassilov V.A.* Early Cretaceous flora of Mongolia // *Palaeontographica*. 1982. Abt. B. Bd. 181. Lfg. 1–3. S. 1–43.
- Krassilov V.A.* Angiosperm origins: morphological and ecological aspects. Sophia: Pensoft, 1997. 270 p.
- Kräusel R., Schaarschmidt F.* Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel I.V. Pterophyllen und Taeniopteriden // *Schweiz Paläontol.* 1966. Abh. 84. S. 1–64.
- Meyen S.V.* Gamoheterotopy – a probable process in the morphological evolution of higher plants // *IOP Newslett.* 1984. № 1094. P. 4–5.
- Meyen S.V.* Origin of angiosperm gynoecium by gamoheterotopy // *Botanical J. Linnean Soc.* 1988. V. 97. P. 171–178.
- Meyen S.V.* Geography of macroevolution in higher plants // *Sov. Sci. Rev. G. Geol.* 1992. V. 1. P. 39–70.
- Pott Ch., Launis A.* Taeniopteris novomundensis sp. nov. – "cycadophyte" foliage from the Carnian of Switzerland and Svalbard reconsidered: How to use *Taeniopteris*? // *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 275/1. 2015. S. 19–31.
- Sun G., Ji Q., Dilcher D.L., Zheng S., Nixon K.C., Wang X.* Archaeofructaceae, a new basal angiosperm family // *Science*. 2002. V. 296. № 5569. P. 899–904.
- Sun G., Zheng S.-L., Dilcher D.L., Wang Y.-D., Mei S.-W.* Early angiosperms and their associated plants from western Liaoning, China. Shanghai: Shanghai Scientific and Technological Education Publishing House, 2001. 227 p.
- Taylor T.N., Taylor E.L., Krings M.* Paleobotany. The biology and evolution of fossil plants. 2-d ed. Amsterdam: Elsevier, 2009. 1230 p.
- Wang Xin, Fu Qiang.* Taiyuanostachya: an abominable angiosperm from the Early Permian of China // *J. Biotechnol. Biomedicine*. 2023. V. 6. Iss. 3. P. 371–379.
- Willis K.J., McElwain J.C.* The evolution of plants. Oxford: Oxford University Press, 2002. 378 p.

Рецензенты А.В. Гоманьков,
С.В. Наугольных, М.А. Федонкин

Cretaceous Angiosperms: Evolutionary, Geographical and Palaeoclimatic Aspects (On the S. V. Meyen's Scientific Legacy)

A. B. Herman

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
e-mail: alexeiherman@gmail.com*

The additional arguments regarding Cretaceous evolution of angiosperms are provided which further develop the evolutionary ideas of S.V. Meyen. The quantity, diversity and geographical distribution of angiosperms, which first appeared at the beginning of the Cretaceous (in Berriasian), had been increasing significantly starting from the end of the Albian. This could be due to the fact that for the first time in the Cretaceous history of the Earth, a hot and humid equatorial belt appeared in the Albian and acted as a “generator of suprageneric taxa” of higher plants. The speed of the angiosperm macroevolution had increased dramatically due to the development of this belt, while the fluctuations in the Late Cretaceous climate “launched the equatorial pump at full capacity.” The anatomy of the Triassic bennettitalean microsporangium *Leguminanthus* indicates that this group of gymnosperms possessed a morphological structure, which could have led to the formation of a closed (with closed margins) seed organ similar to the carpel of angiosperms, probably by means of a large evolutionarily significant saltation – gamoheterotopic transformation of female bennettite fruitifications to the anatomy of male ones. The presence of wide and probably flattened petioles and rachis in the Triassic bennettitalean *Pterophyllum* leaves confirms indirectly the validity of the assumption that angiosperm leaves could have evolved from those of bennettitaleans by means of phyllodization (flattening and enlargement of the leaf petiole).

Keywords: angiosperms, bennettitaleans, Cretaceous, equatorial belt, macroevolution, phytospreading, gamoheterotopy