-

\_

# Том 30, номер 3, 2022

Источники тонкой алюмосиликокластики для венд-нижнекембрийских отложений Подольского Приднестровья: синтез литогеохимических данных <i>А. В. Маслов, В. Н. Подковыров</i>	3
Возраст и геодинамическая обстановка формирования нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна, Монголо-Охотский складчатый пояс Ю. Н. Смирнова, Ю. В. Смирнов	25
Климатические флуктуации и условия седиментации турон-коньякских отложений Северо-Западного Кавказа Е. В. Яковишина, С. И. Бордунов, Л. Ф. Копаевич, Д. А. Нетреба, Е. А. Краснова	41
Верхнемеловые отложения Вольской структурной зоны Восточно-Европейской платформы: турон—нижний кампан разреза Коммунар. Статья 2. Макрофаунистическая характеристика, выводы	
Е. М. Первушов, И. П. Рябов, В. Б. Сельцер, И. Валащик, Е. А. Калякин, А. А. Гужикова, Е. И. Ильинский, Д. В. Худяков	62
Род Buchia (Bivalvia) в нижнем мелу Северного Кавказа, Закавказья и Камчатки <i>В. А. Захаров</i>	90
Диатомовые водоросли и силикофлагеллаты раннего эоцена Преддонецкой моноклинали (Русская плита): биостратиграфические и палеогеографические аспекты	
Т. В. Орешкина	101

\_

\_

# Vol. 30, No. 3, 2022

2

Provenances of Fine-Grained Alumosilicoclastics for Vendian–Lower Cambrian Deposits of Podolian Transnistria: Synthesis of Lithogeochemical Data <i>A. V. Maslov and V. N. Podkovyrov</i>	3
Age and Geodynamic Setting of the Lower Jurassic Sandstones in the Onon Fragments of the Aga Terrane of the Mongol-Okhotsk Fold Belt <i>Yu. N. Smirnova and Yu. V. Smirnov</i>	25
Climatic Fluctuations and Sedimentation Conditions of the Turonian–Coniacian Deposits of the North-Western Caucasus <i>E. V. Yakovishina, S. I. Bordunov, L. F. Kopaevich, D. A. Netreba, and E. A. Krasnova</i>	41
Upper Cretaceous Deposits of the Volsk Structural Zone of the East European Platform: Turonian–Lower Campanian of the Kommunar Section. Article 2. Macrofaunas Review, Conclusions <i>E. M. Pervushov, I. P. Ryabov, V. B. Seltzer, I. Walaszczyk, E. A. Kalyakin</i> ,	
<i>A. A. Guzhikova, E. I. Ilyinsky, and D. V. Khudyakov</i> The Genus Buchia (Bivalvia) in the Lower Cretaceous of the Northern Caucasus, Transcaucasia	62
and Kamchatka V. A. Zakharov	90
Early Eocene Diatoms and Silicoflagellates of the Cis-Donets Monocline (Russian Plate): Biostratigraphical and Paleogeographical Approaches	
T. V. Oreshkina	101

УДК 552.52:(552.143+550.4)

# ИСТОЧНИКИ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ ДЛЯ ВЕНД-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОДОЛЬСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ: СИНТЕЗ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ<sup>1</sup>

© 2022 г. А. В. Маслов<sup>1, \*</sup>, В. Н. Подковыров<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: amas2004@mail.ru \*\*e-mail: vpodk@mail.ru Поступила в редакцию 07.09.2021 г. После доработки 09.11.2021 г. Принята к публикации 19.11.2021 г.

Рассмотрены литогеохимические особенности (содержания основных породообразующих оксидов, редких и рассеянных элементов) глинистых пород волынской, могилев-подольской, каниловской и балтийской серий (венд и нижний кембрий) Подольского Приднестровья, позволяющие судить о составе размывавшихся пород на палеоводосборах. Литохимические данные указывают на смену в разрезе петрогенного (прошедшего один седиментационный цикл) тонкозернистого обломочного материала литогенной (многократно переотложенной) тонкой алюмосиликокластикой. Источниками материала выступали преимущественно магматические породы кислого состава при подчиненной роли основных разностей, лишь иногда на водосборах преобладали породы основного состава. Геохимические данные свидетельствуют о неоднократном изменении с течением времени соотношения на палеоводосборах магматических пород кислого и основного состава при определенном преобладании первых. Геохимические особенности глинистых пород предполагают также постепенное изменение категорий рек, поставлявших в область осадконакопления тонкую алюмосиликокластику. На начальном этапе (волынское/грушкинское время) это были реки, дренирующие вулканические области, тогда как, например, в жарновско-студеницкое время каниловский бассейн питался материалом (1) крупных рек, (2) рек, пересекавших области развития осадочных пород, и (3) рек, дренировавших магматические и метаморфические террейны (Украинский щит?).

*Ключевые слова:* Подольское Приднестровье, венд, нижний кембрий, глинистые породы, литогеохимия, источники сноса

DOI: 10.31857/S0869592X22030024

# введение

На территории Подольской возвышенности (Подольский выступ Днестровского перикратона/юго-западный склон Украинского щита) в многочисленных естественных обнажениях в долине р. Днестр и по его притокам от с. Китайгород до г. Ямполь вскрывается кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы (ВЕП), перекрытый верхнепротерозойско-нижнепалеозойским и мезозойско-кайнозойским комплексами отложений осадочного чехла, а также четвертичными образованиями. Уникальная по насыщенности, представительности и сохранности палеонтологическая характеристика позволяет рассматривать данный регион как стратотипический (Великанов и др., 1983; Великанов, 1985; Веліканов, 2011; Grytsenko, 2020) или гипостратотипический для венда (Макрофоссилии..., 2015).

Литологическая и литохимическая изученность отложений венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья в настоящее время также весьма высокая (Рябенко и др., 1976; Стратиграфия..., 1979; Коренчук, Ищенко, 1980; Коренчук, 1981; Палеогеография..., 1980; Дригант и др., 1982; Великанов и др., 1983, 1990; Великанов, 1985; Веліканов, 2011; Сокур, 2008, 2012, 2014, 2016а, 2016б, 2016в, 2019; Сокур, Фигура, 2009). В последние годы выполнен также комплекс исследований U–Pb изотопных возрастов и геохимических особенностей присутствующих в названных отложениях обломочных цирконов (Francovschi et al., 2020, 2021; Paszkowski et al., 2021), что дало возможность получить принципиально новую информацию прежде

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X22030024 для авторизованных пользователей.

всего о возрасте пород – источников грубой алюмосиликокластики, слагающей осадочные последовательности венда и нижнего кембрия Подолии. В связи с этим задачей данной работы являлось получение дополнительной информации по глинистым породам и реконструкция состава областей сноса на основе разнообразных методов литогеохимии, а также сравнение выводов, полученных в разные годы.

### ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ПОДОЛЬСКОГО ПРИДНЕСТРОВЬЯ

Залегающие в основании разреза венла Подольского Приднестровья красноцветные гравелиты и грубозернистые аркозовые песчаники, конгломераты и брекчии, а также сероцветные аргиллиты и алевролиты с покровами базальтов принадлежат к грушкинской свите (мощность 0-50-70 м) волынской серии (рис. 1). Возраст базальтов и вулканических туфов волынской серии оценивается по U–Pb датировкам цирконов как 579  $\pm$  4 и 545  $\pm$  4 млн лет (Paszkowski et al., 2019, 2021 и ссылки в этих работах). Максимальный возраст седиментации волынской серии определяется U-Рb датировками цирконов в двух обломках (гальках) из "диамиктитов", залегающих на контакте волынской и могилев-подольской серий, - 575 ±  $\pm$  7 и 578  $\pm$  14 млн лет (Paszkowski et al., 2021).

Выше обнажены терригенные породы могилевской, ярышевской и нагорянской свит, входящих в состав могилев-подольской серии. Свиты могилевподольской и перекрывающей ее каниловской серий, в свою очередь, разделяются на слои. Так, например, в составе могилевской свиты выделяются ольчедаевские, ломозовские и ямпольские слои, в составе даниловской свиты - пилиповские и шебутинецкие слои и т.д. (Великанов, 1985; Великанов и др., 1990; Макрофоссилии..., 2015). Могилевская свита (мощность до 100 м) объединяет светло-серые грубо- и разнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты, пачки тонкого переслаивания темно-серых аргиллитов и тонкозернистых песчаников, а также прослои аркозовых гравелитов, светло-серые полевошпатово-кварцевые или кварцевые мелко-среднезернистые песчаники и зеленовато-серые и красновато-коричневые слюдистые аргиллиты. Ярышевская свита (мощность

~100 м) включает глинистые средне- и мелкозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники и алевролиты, темно-серые и зеленые аргиллиты, иногда с тонкими линзами песчаников и пропластками бентонитовых глин, крупно- и грубозернистые, иногда гравелистые, аркозовые песчаники, туфогенные кремнистые аргиллиты, красно-коричневые пелитовые туффиты и аргиллиты с тонкими пропластками бентонитовых глин, зеленовато-синевато-серые, серо-зеленые аргиллиты и алевролиты с маломощными прослоями глинистых и карбонатных песчаников. U-Pb изотопный возраст цирконов из бентонитов, залегающих в нижней части свиты, равен 556.78 ±  $\pm$  0.18 млн лет (Soldatenko et al., 2019; Paszkowski et al., 2021). Максимальный возраст осадконакопления для ярышевской свиты составляет 551 ±  $\pm$  13 млн лет (Paszkowski et al., 2021). Нагорянская свита (мощность 70 м) сложена в нижней части светло-серыми гравелитами и полевошпатовокварцевыми песчаниками, зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми слюдистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами, а в верхней части – темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с конкрециями фосфоритов (калюсские слои). Максимальный седиментационный возраст калюсских слоев оценивается в  $551.2 \pm 4.2$  млн лет (Francovschi et al., 2021; Paszkowski et al., 2021).

Каниловская серия объединяет даниловскую. жарновскую, крушановскую и студеницкую свиты (Великанов, 1985 и др.). На породах могилевподольской серии она залегает с корой выветривания и региональным стратиграфическим несогласием. Даниловская свита (мощность 55 м) представлена в нижней части зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а в верхней части – пестрыми и буровато-серыми аргиллитами и алевролитами. Максимальный седиментационный возраст отложений данного литостратиграфического подразделения составляет от  $542 \pm 5$  до  $529 \pm 10$  млн лет (Paszkowski et al., 2021). Жарновская свита (мощность ~40 м) объединяет разнозернистые песчаники, пакеты и пачки чередования зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также красновато-коричневые и буровато-серые аргиллиты и алевролиты. Максимальный возраст осадкона-

**Рис. 1.** Обзорная схема и сводный разрез венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья, по (Великанов и др., 1990; Макрофоссилии..., 2015), с изменениями. Географическая врезка-схема территории Подолии по (Иллюстрированный..., 2002).

<sup>1 —</sup> породы фундамента; 2 — брекчии; 3 — конгломераты и гравелиты; 4 — грубо- и крупнозернистые песчаники; 5 — средне- и мелкозернистые песчаники; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — базальты; 9 — туфогенные аргиллиты; 10 — конкреции фосфоритов.

Слои (цифры в кружках): 1 – олчедаевские, 2 – ломозовские, 3 – ямпольские, 4 – лядовские, 5 – бернашевские, 6 – бронницкие, 7 – зиньковские, 8 – джурджевские, 9 – калюсские, 10 – пилиповские, 11 – шебутенецкие, 12 – кулешовские, 13 – староушицкие, 14 – кривчанские, 15 – дурняковские, 16 – поливановские, 17 – комаровские.



копления варьирует от 547  $\pm$  9 до 531  $\pm$  4 млн лет (Paszkowski et al., 2021). Крушановская свита (мощность до 45 м) включает в нижней части базальные мелко- и среднезернистые песчаники и толщу тонкого переслаивания зеленовато-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а в верхней части – тонкое чередование буровато-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников, среди которых можно видеть редкие линзы известняков и фосфатных аргиллитов. Студеницкая свита (мощность ~60 м) представлена внизу переслаиванием серых песчаников, алевролитов и аргиллитов, а вверху – тонким чередованием серых аргиллитов и алевролитов.

На отложениях каниловской серии согласно залегают породы балтийской серии, принадлежащие к окунецкой, хмельницкой и збручской свитам. Окунецкая свита (мощность 15-17 м) представлена серыми и зеленовато-серыми аргиллитами, среди которых можно видеть прослои и линзы алевролитов и мелкозернистых песчаников. U–Pb изотопный возраст обломочных цирконов в породах свиты варьирует от 2.84 млрд лет до 528 млн лет (Paszkowski et al., 2021). Хмельниикая свита (мошность 50-65 м) сложена преимущественно темнои зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и глауконит-кварцевых песчаников. Иногда в ее разрезах можно видеть конгломераты и брекчии. Збручская свита (мощность до 45 м) часто с размывом залегает на породах хмельницкой свиты. Она включает пачки мелкозернистых кварцевых песчаников, пестроцветных аргиллитов и алевролитов, среди которых наблюдаются внутриформационные конгломераты (Макрофоссилии..., 2015).

Традиционно считается, что отложения волынской, могилев-подольской и каниловской серий имеют вендский возраст, а породы балтийской серии — раннекембрийский (Соколов, 1979; Вендская..., 1985; Макрофоссилии..., 2015; Мартишин, 2021 и др.), хотя в литературе известны и несколько иные точки зрения (Гражданкин и др., 2011; Гриценко, 2018; Grytsenko, 2020 и др.). Основываясь на результатах исследования U–Pb изотопного возраста и геохимических характеристик ( $\varepsilon_{\rm Hr}$ ) обломочных цирконов, авторы публикации (Paszkowski et al., 2021) считают каниловскую серию нижнекембрийской.

# ИСТОЧНИКИ СНОСА ДЛЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предшествующие реконструкции состава пород — источников обломочного материала для осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья основаны преимущественно на данных минералого-петрографического изучения песчаников и в меньшей степени на исследовании минералов тяжелой фракции и литохимических (содержание и соотношение основных породообразующих оксидов) особенностей песчаников и глинистых пород.

Так, по мнению А.В. Копелиовича (1965), песчаники могилевской свиты (здесь и далее использовано современное стратиграфическое расчленение разреза по (Веліканов, 2011; Макрофоссилии..., 2015)) сформированы за счет размыва пегматоидных гранитов, гранулитов, гнейсов и кристаллических сланцев. В начале ярышевского времени размыв названных пород продолжался, но в области сноса появились и биотитовые гнейсы. В поролах верхней части ярышевской свиты в существенном количестве присутствует пирокластический пепловый материал кислого состава, а также продукты разрушения эффузивных или эффузивно-осадочных пород основного состава. В начале нагорянского времени в области размыва присутствовали как породы – источники кластики для отложений могилевской свиты, так и породы, практически не содержавшие микроклина. Песчаники каниловской серии заметно отличаются от подстилающих пород. Среди них преобладают олигомиктовые и полевошпатово-кварцевые разности с заметным количеством биотита, а также полимиктовые песчаники с обломками эффузивов и кремней, филлитов и метаморфических сланцев. Такое изменение состава псаммитов предполагает появление дополнительных областей сноса, располагавшихся, вероятно, южнее или юго-западнее Приднестровья.

Л.В. Коренчук и В.А. Великанов (1980) также подчеркнули, что сходство состава тонко- и грубообломочных образований грушкинской, могилевской и отчасти ярышевской свит предполагает общность источника кластики (Украинский щит) и его территориальную близость к области осадконакопления. При формировании ярышевской свиты заметную роль играли продукты вулканической деятельности и разрушения байкальских складчатых сооружений Добруджи. В.А. Великанов (1985) отметил, что в песчаниках олчедаевских слоев присутствуют гранат, циркон, монацит и кордиерит, сходные с акцессориями подольского чарнокитового комплекса Украинского шита, а песчаники джурджевских слоев содержат обломки кварцевых порфиров, источник которых находился предположительно на территории современных Карпат.

А.В. Сочава с соавторами (1992) приводят результаты исследования химического состава песчаников и аргиллитов Приднестровья с помощью кластерного анализа. Показано, что аргиллиты грушкинской, могилевской и ярышевской свит обладают относительно низким содержанием SiO<sub>2</sub> и, напротив, высокими концентрациями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,

 $(Fe_2O_3 + FeO)$  и TiO<sub>2</sub>. Это объясняется присутствием в их составе продуктов размыва кор выветривания на кристаллическом фундаменте ВЕП и волынских базальтах, а также пирокластического материала. Аргиллиты трех нижних свит каниловской серии обладают повышенными содержаниями MgO и Na<sub>2</sub>O, в их составе существенная роль принадлежит хлориту и смешанослойным образованиям. Все это предполагает довольно низкую степень преобразования пород областей размыва процессами химического выветривания. В разрезе венда А.В. Сочава с соавторами (1992) наметили ряд геохимических рубежей, с которыми связаны заметные изменения состава пород. Первый совпадает с подошвой могилевской свиты (в аргиллитах снижается содержание мафических элементов и Na), второй приурочен к подошве нагорянской свиты (резко снижаются величины Al/Si и Mg/Al, параллельно растут концентрации Cu, Pb и Zn, что связано с усилением привноса в область осадконакопления продуктов размыва цоколя ВЕП). Третий рубеж отвечает подошве каниловской серии (аргиллиты даниловской, жарновской и крушановской свит по сравнению с подстилающими и перекрывающими отложениями демонстрируют рост величин Na/(Na + K) и Mg/Al; это связано с горообразовательными движениями в окаймлявших ВЕП с юга байкалидах). Четвертый рубеж проходит внутри студеницкой свиты и обусловлен еще одним изменесостава нием и положения питающих провинций (падение содержаний Ва и Sr в аргиллитах). Позднее, рассматривая изменение в разрезе венда значений литохимических модулей и других индикаторов осадконакопления, Л.В. Коренчук и Т.М. Сокур (2006) установили, что граница между волынской и могилев-подольской сериями является контрастной (при ее пересечении меняются почти все характеристики осадочных пород). Менее контрастными представляются границы между ярышевской и нагорянской, жарновской и крушановской свитами (на них меняются 5-7 параметров).

Распределение точек состава глинистых пород ярышевской и нагорянской свит на диаграмме Co/Th–La/Sc указывает, по мнению С.Б. Фелицына (2004), на смешение продуктов эрозии базальтов берестовецкой свиты и кристаллических пород цоколя ВЕП.

Исследование петрохимических особенностей песчаников могилев-подольской и каниловской серий, выполненное Т.М. Сокур (2008), подтвердило представления о формировании пород могилевской свиты за счет переотложения продуктов разрушения кислых кристаллических пород и разрушения пестрой гаммы кислых и основных магматических, а также осадочных пород (ямпольские слои). Песчаники верхней части ярышевской сви-

ты содержат значительную долю кластики основного состава. Перекрывающие их лжурджевские песчаники, как и песчаники даниловской свиты. сложены преимущественно материалом разрушения осадочных пород. В работе (Сокур, Фигура, 2009) охарактеризованы высокоглиноземистые образования верхней части калюсских слоев. Высказано предположение, что источником материала, из которого сформировались породы такого состава, была, вероятно, кора выветривания на кислых кристаллических породах Украинского щита. Позднее было показано, что средняя величина гидролизатного модуля для аргиллитов могилев-подольской серии варьирует от 0.45 до 0.75 (Сокур, 2012). В породах каниловской серии и хмельницкой свиты его значения ниже (0.32–0.43). По всей видимости, это указывает на поступление с течением времени в область осадконакопления петрохимически все менее зрелого материала. Разнонаправленные тренды изменения Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O в аргиллитах могилев-полольской и каниловской серий полтверждают предположения о различных источниках сноса во время формирования отложений названных крупных подразделений (Сокур, 2012). Литохимическими метолами полтвержлен также вклал вулканогенного материала в формирование глинистых пород ряда уровней разреза (Сокур, 2014, 2016б, 2016в). Показано, что на диаграмме TAS (Le Maitre, 2002) точки состава аргиллитов ломозовских и лядовских слоев южной части Подольского выступа попадают в область трахибазальта и базальтового трахиандезита, точки состава аналогичных пород в северной части выступа — в область базальта, джурджевских и калюсских слоев – в область базальтового андезита и андезита. Точки аргиллитов каниловской серии тяготеют к полям андезита и дацита. Последний вывод со ссылкой на статью (Фелицын и др., 1989) аргументирован и высокими значениями (La/Yb)<sub>N</sub> в аргиллитах бронницких и джурджевских слоев (Сокур, 2016б). По представлениям Т.М. Сокур, заметный разброс значений различных петрохимических модулей в песчаниках могилев-подольской серии указывает на формирование их за счет "сравнительно пестрого по составу и свежего обломочного материала, источниками которого выступали основные и кислые вулканиты и изверженные породы" (Сокур, 2019, с. 39). Каниловское время характеризовалось размывом более однородного по петрографическому составу комплекса пород.

Спектр возрастов обломочных монацитов в породах студеницкой свиты охватывает диапазон времени 2700—600 млн лет (Андреев и др., 2013). Авторы специально подчеркнули, что часть монацитов имеет возраст, который не отвечает возрасту известных на территории Украины горных пород. Этот факт позволяет считать, что часть кластики поступала из далеко расположенных источников, имевших сложную предысторию.

В работе (Маслов и др., 2017) показано, что величины K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в индивидуальных образцах аргиллитов из интервала грушкинская свита-даниловская свита демонстрируют вначале снижение значений, а затем некоторый рост. Анализ средних для свит значений данного параметра показывает, что аргиллиты могилевской свиты существенно отличаются от аргиллитов грушкинской свиты. Это позволяет предполагать либо присутствие в них литогенного/многократно переотложенного материала, либо воздействие на породы — источники тонкой силикокластики в могилевское время более интенсивных процессов химического выветривания. В аргиллитах верхней части разреза наблюдается рост K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> как в индивидуальных образцах, так и в среднем для свит.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в аргиллитах калюсских слоев, по данным (Francovschi et al., 2020), сходно с их распределением в средней и верхней континентальной коре. Это указывает на участие в их составе продуктов размыва как кислых, так и основных пород. Об этом же свидетельствуют и их литогеохимические особенности. Так, содержание TiO<sub>2</sub> в аргиллитах выше, чем среднее содержание данного оксида в кислых магматических породах Волыно-Брестской крупной магматической провинции, но ниже, чем содержание в основных породах этой же провинции. Высокое содержание Rb указывает на наличие в областях размыва гранитов, а высокие концентрации V, Ni, Cr и Со предполагают присутствие и основных магматических пород (Francovschi et al., 2020 и ссылки в этой работе). Распределение точек состава аргиллитов на графике Cr/Th-Th/Sc показывает, что доля таких пород могла быть ~10-20%. Таким образом, в калюсское время основным источником тонкой алюмосиликокластики выступали породы раннего докембрия Украинского щита. Некоторая часть материала поступала, по мнению авторов указанной выше работы, также за счет размыва волынско-брестских платобазальтов, гранитов и гнейсов Фенноскандии.

Исследование особенностей распределения U–Pb изотопных возрастов обломочных цирконов из пород нижней части могилев-подольской серии позволило установить, что среди них присутствует значительное количество зерен с палеопротерозойскими возрастами (2.2–1.9 млрд лет; Paszkowski et al., 2021). Вместе со свойственными им значениями  $\varepsilon_{\rm hf}$  это указывает на то, что источником таких цирконов являлись кристаллические породы Сарматии. Часть обломочного материала поступала и за счет разрушения волынско-брестских платобазальтов. В породах нагорянской свиты

возраст обломочных цирконов отвечает интервалу ~1.80–1.49 млрд лет. Предполагается, что они поступали из Фенноскандии. Породы каниловской серии характеризуются преобладанием цирконов с возрастами 560-535 млн лет. Это, а также значения є<sub>нf</sub> указывают на перерыв в осадконакоплении и существенное изменение источников сноса. Предполагается, что во время накопления отложений каниловской серии обломочный материал в бассейн поступал с континентальной магматической дуги и коллизионного орогена (Paszkowski et al., 2021). Балтийская серия объединяет, возможно, отложения посторогенного этапа; слагающие ее породы содержат кластику, поступавшую в область осадконакопления из разных районов ВЕП.

Обломочные цирконы, выделенные из пород калюсских слоев, образуют кластеры с возрастами 1945  $\pm$  95, 1780.3  $\pm$  3.8, 1525  $\pm$  45 и 551.2  $\pm$  $\pm$  4.2 млн лет (Francovschi et al., 2021). Наиболее древние из них с величинами  $\epsilon_{\rm Hfi}$  от –6.0 до 6.9 заимствованы из протерозойских пород ВЕП. Наиболее молодой кластер со значениями  $\epsilon_{\rm Hfi}$  от –13.2 до 3.9 рассматривается авторами указанной публикации как результат прямого осаждения туфового материала или как следствие рециклирования субсинхронного осадконакоплению вулканического материала. Источником последнего мог быть островодужный вулканизм, обусловленный причленением к Балтике ансамбля террейнов Тейсейра–Торнквиста.

# ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Считается, что формирование нижней части грушкинской свиты происходило в элювиальноделювиальных, континентальных и прибрежноконтинентальных обстановках, а верхней части в прибрежно-морской обстановке. По данным (Shumlyanskyy et al., 2007; Носова и др., 2008; Кузьменкова и др., 2010; Kuzmenkova et al., 2011; Poprawa et al., 2020; Paszkowski et al., 2021 и др.), платобазальты волынской серии слагают одноименную крупную магматическую провинцию. Могилевская свита накапливалась под влиянием аллювиальной системы с постепенным переходом к дельтовым и прибрежно-морским/литоральным фациям (Великанов, 1985; Веліканов, Мельничук, 2014; Гниловская и др., 1988; Стратиграфія..., 2013; Paszkowski et al., 2021). По данным (Великанов, 1985 и ссылки в этой работе), ярышевская свита объединяет мелководно-морские и лагунные отложения, а нагорянская свита – преимущественно прибрежно- и мелководноморские отложения. Такой же генезис имеют, по-

8

видимому, отложения каниловской и балтийской серий.

Весь комплекс отложений могилев-подольской и каниловской серий Подольского Приднестровья Ю.Р. Беккер (1988) рассматривал как молассоидные образования. А.В. Сочава с соавторами (1992) считали, что таковыми являются только три нижние свиты каниловской серии. По представлениям Т.Н. Херасковой с соавторами (2015), в позднем венде и раннем кембрии южная окраина ВЕП испытала коллизию со Скифским террейном, что привело к формированию здесь фронта деформаций. Анализ особенностей тектонического погружения эдиакарско-палеозойского Волыно-Подольско-Молдавского бассейна (Poprawa et al., 2018) показал, что начало его формирования связано с фазой растяжения и быстрым погружением. В конце эдиакария-позднем ордовике тектоническое погружение замедлилось и приобрело черты пострифтового термального, при этом "rift-drift" переход пришелся, по всей видимости, на границу между могилев-подольской и каниловской сериями (Poprawa et al., 2018; Poprawa, 2019), отмеченную признаками перерыва и формирования коры выветривания на аргиллитах калюсских слоев.

# ПОДХОДЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Реконструкция состава пород на палеоводоразделах может быть выполнена как по данным о содержании в тонкозернистых обломочных/глинистых породах основных породообразующих оксидов, так и на основе анализа распределения в них некоторых редких и рассеянных элементов. Активно используются для этого и данные об изотопном возрасте обломочных минералов (Rollinson, 1994; Интерпретация..., 2001; Geochemistry..., 2003; Маслов, 2005, 2019; Маслов и др., 2018, 2020; Бадида и др., 2020). Отсылая читателей к указанным публикациям, укажем лишь, что часто полезно использовать параллельно сведения о локализации на диаграммах и графиках как индивидуальных, так и средних для тех или иных литостратиграфических подразделений фигуративных точек.

Для реконструкции состава пород — источников для осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья мы использовали данные о содержании основных породообразующих оксидов в аргиллитах указанного временного интервала из банка данных PRECSED (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), а также сведения о содержании в них ряда редких и рассеянных элементов, полученные в разные годы методами "мокрой химии" в Центральной лаборатории Северо-Западного производственного геологического объединения (г. Красное Село) и массспектрометрии с индуктивно связанной плазмой в Институте геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург) (ДМ\_табл. 1, ДМ\_табл. 2)<sup>2</sup>. Отбор образцов был выполнен из естественных обнажений по берегам р. Днестр и ее притоков – р. Мурафа (обн. 708, 709, 713 – с. Гушка и др.), устье р. Лядова (обн. 717), р. Ушица (обн. 721), р. Бернашевка (обн. 711, 712) – и из скважин (обр. 700 – с. Чухели, обр. 701–704 – с. Денисовка, обр. 702 – с. Ожигановцы, обр. 703 – с. Заскучное и др.) в 1984 г. А.В. Сочавой и В.Н. Подковыровым. В 1980 г. обнажения пород венда в долине р. Днестр и по некоторым ее притокам были обследованы и А.В. Масловым.

При интерпретации распределения фигуративных точек на любых диаграммах, позволяющих судить о составе размывавшихся на палеоводосборах пород, необходимо помнить, что часто результаты, полученные на основе сведений о содержании в тонкозернистых обломочных породах основных породообразующих оксидов, не вполне совпадают с аналогичными данными, полученными при анализе содержания и соотношений индикаторных редких и рассеянных элементов. Почему это происходит (в частности, и в данном исследовании) загадка во многих случаях и для нас.

# ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

По данным (Коренчук, Великанов, 1980; Великанов, 1985; Сокур, 2011, 2012, 2016а), аргиллиты могилевской свиты сложены преимущественно каолинитом, хлоритом и иллитом; в виде примеси в них присутствуют смешанослойные образования типа иллит-смектит. Аргиллиты ярышевской свиты (лядовские, бернашевские и зиньковские слои) имеют примерно такой же состав. Бронницкие слои этой свиты сложены кремнисто-иллитовым материалом с примесью хлорита и значительным количеством рентгеноаморфной фазы. Глинистые породы верхней части нагорянской свиты (калюсские слои) обладают хлорит-каолинит-иллитовым составом. Присутствует в них и аутигенный смектит. Аргиллиты даниловской свиты имеют преимущественно хлорит-каолинит-иллитовый состав. Аргиллиты жарновской и крушановской свит сложены в основном иллитом с примесью хлорита. В аргиллитах студеницкой свиты комплекс глинистых минералов подобен таковому в аргиллитах даниловской и жарновской свит. В целом аргиллиты могилев-подольской серии отличаются от аргиллитов каниловской серии и хмельницкой свиты наличием большого количества каолинита (Сокур, 2012). В публикации (Paszkowski et al., 2021) отмечено преобладание в составе пород каниловской серии диоктаэдрических 2М<sub>1</sub> слюд.

 $<sup>^{2}</sup>$ ДМ – дополнительные материалы.



На диаграмме K/Al-Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) точки состава аргиллитов тяготеют в основном к области пониженных величин и K/Al, и Mg/Al (рис. 2a), что подтверждает представления Т.М. Сокур (2012) о существенной доле каолинита и других Al-содержащих минералов в их составе. На диаграмме  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ - $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (диаграмма HKM– $\Phi$ M; Юдович, Кетрис, 2000) фигуративные точки аргиллитов расположены в полях I (преимущественно каолинитовые глины), II (преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита глины), IV (хлорит-иллитовые глины) и V (хлорит-смектит-иллитовые глины) (рис. 2б). Нами использована система литохимических модулей (Юдович, Кетрис, 2000): ТМ – титановый модуль TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, ЖМ – железный модуль  $(Fe_2O_3^* + MnO)/(Al_2O_3 + TiO_2), HKM - модуль$ нормированной щелочности ( $Na_2O + K_2O$ )/ $Al_2O_3$ , ГМ – гидролизатный модуль (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + TiO<sub>2</sub> + + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>\*</sup> +MnO)/SiO<sub>2</sub>, ФМ – фемический модуль  $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ .

Свойственные аргиллитам верхнего венда и нижнего кембрия величины  $K_2O/Na_2O$  и  $SiO_2/Al_2O_3$  показывают, что эти породы не затронуты процессами калиевого метасоматоза и окремнения (рис. 2в). Следовательно, их литогео-химические характеристики могут быть использованы для реконструкции состава пород — источников тонкой алюмосиликокластики.

Присущие глинистым породам соотношения ТМ и ЖМ, с одной стороны, и НКМ и ГМ, с другой, в соответствии с представлениями Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис (2000), указывают на преобладание в составе аргиллитов могилевской и ярышевской свит петрогенного материала, т.е. кластики, прошедшей только первый седиментационный цикл (коэффициенты корреляции между указанными модулями, *r*, соответственно равны 0.53 и 0.51 и –0.80 и –0.52). Это же характерно для глинистых пород нагорянской свиты ( $r_{TM-ЖM} = 0.26$ ,  $r_{HKM-ГM} =$ = –0.55). Аргиллиты даниловской и жарновской

Рис. 2. Положение фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграммах K/Al-Mg/Al (a),  $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 - (Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$  (б),  $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$  (в) и Zr/Sc-Th/Sc (г).

Свиты: 1 – грушкинская; 2 – могилевская; 3 – ярышевская; 4 – нагорянская; 5 – даниловская; 6 – жарновская; 7 – крушановская; 8 – студеницкая; 9 – окунецкая и хмельницкая; 10 – збручская.

<sup>(</sup>б): Глины: І – преимущественно каолинитовые; ІІ – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита; ІІІ – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлоритсмектит-иллитовые; VI – иллитовые со значительной примесью дисперсных полевых шпатов.

свит обладают слабой положительной взаимосвязью между модулями ТМ и ЖМ (r = 0.18 и 0.34), а между НКМ и ГМ корреляция отсутствует (r = -0.03 и -0.03). Это, по всей видимости, указывает на то, что глинистые породы нижней части каниловской серии содержат заметно больше литогенного/неоднократно переотложенного материала, чем подстилающие их отложения. Аргиллиты крушановской, студеницкой, окунецкой и хмельницкой, а также збручской свит сложены, исходя из свойственной им отрицательной корреляции между ТМ и ЖМ или ее отсутствия (соответственно -0.15, -0.10, 0.07 и -0.95), а также отрицательных значений  $r_{\rm HKM-ГМ}$  (-0.01, -0.23, -0.87 и -0.61), в основном литогенным материалом.

Распределение индивидуальных точек состава аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграмме Zr/Sc-Th/Sc (McLennan et al., 1993) позволяет сделать несколько иной вывод: все представленные в нашей выборке образцы, для которых выполнено определение содержания редких и рассеянных элементов, сложены в основном петрогенным материалом (рис. 2г).

Сопоставление со средним постархейским австралийским глинистым сланцем (PAAS; Taylor, McLennan, 1985) показывает, что аргиллиты грушкинской свиты содержат в среднем меньше TiO<sub>2</sub> (0.54 PAAS), FeO\*, MgO (0.57 PAAS), CaO (0.25 PAAS), Na<sub>2</sub>O и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.27 PAAS). В то же время значение K<sub>2</sub>O<sub>среднее</sub> составляет в них 1.53 PAAS (рис. 3а). Глинистые породы могилевской свиты несколько обеднены оксидом кремния, а содержание оксидов титана и FeO\* в них несколько выше (рис. 3б). Это же свойственно аргиллитам ярышевской свиты, в которых, кроме того, несколько выше, чем в PAAS, среднее содержание оксида калия. Тонкозернистые обломочные породы нагорянской свиты содержат в среднем несколько меньше, чем в PAAS, оксидов магния, кальция и фосфора (рис. 3в). Глинистые породы даниловской свиты характеризуются пониженным против PAAS средним содержанием оксидов титана и кальция (рис. 3г). Аргиллиты жарновской свиты демонстрируют пониженное в среднем против PAAS содержание CaO и несколько более высокое содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>. Аргиллиты крушановской свиты имеют по сравнению с PAAS несколько пониженное среднее содержание TiO<sub>2</sub> и CaO, тогда как значения  $MgO_{cpedhee}$  и  $P_2O_{5cpedhee}$  равны и составляют 1.32 PAAS (рис. 3д). Глинистые породы студеницкой свиты характеризуются пониженным относительно PAAS средним содержанием оксидов титана, кальция, магния и фосфора (рис. 3е), что скорее свидетельствует об их литогенном характере. В аргиллитах окунецкой и хмельницкой свит также ниже, чем в PAAS, среднее содержание  $TiO_2$ , CaO и Na<sub>2</sub>O (рис. 3ж).



**Рис. 3.** Нормированное к PAAS содержание ряда основных породообразующих оксидов в аргиллитах венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья. Свиты: (а) – грушкинская; (б) – могилевская; (в) – нагорянская; (г) – даниловская; (д) – крушановская; (е) – студеницкая; (ж) – окунецкая и хмельницкая.

Наконец, глинистые породы збручской свиты имеют несколько пониженные против PAAS средние содержания оксидов кальция и натрия, а среднее содержание K<sub>2</sub>O составляет в них 1.28 PAAS.

Среднее содержание элементов, типичных по (Интерпретация..., 2001) для ультраосновных магматических пород (Сг, Со, Ni), в глинистых породах грушкинской свиты варьирует от 0.55 до 0.93 PAAS. Среднее содержание Sc — элемента, характерного для магматических пород основного состава, составляет 0.90 PAAS, тогда как среднее содержание La и Th — элементов, типичных для кислых магматических пород (Интерпретация..., 2001), равно 0.49 и 0.42 PAAS соответственно. Ар-

том 30 № 3 2022

	Свита									
Компонент	Грушкинская		Могилевская		Нагорянская		Даниловская + + жарновская + + студеницкая			
	EF <sub>минимум</sub>	EF <sub>максимум</sub>	EF <sub>минимум</sub>	EF <sub>максимум</sub>	$\mathrm{EF}_{\mathrm{минимум}}$	EF <sub>максимум</sub>	$\mathrm{EF}_{\mathrm{минимум}}$	EF <sub>максимум</sub>		
Cr	0.50	6.66	0.60	3.98	0.38	1.96	0.30	1.37		
Co	0.67	15.17	0.59	8.86	0.43	3.73	0.61	2.83		
Sc	0.56	15.63	0.42	3.00	0.36	3.53	0.50	1.29		
Ni	0.40	71.62	0.59	3.57	0.39	2.87	0.27	1.05		
La	0.26	2.26	0.23	0.87	0.41	2.82	1.10	3.27		
Pb	0.77	3.09	0.43	5.15	0.18	2.76	0.19	0.99		
U	0.53	2.15	0.38	1.47	0.61	1.12	0.67	1.40		

Таблица 1. Минимальные и максимальные значения коэффициентов обогащения ряда редких и рассеянных элементов в глинистых породах волынской, могилев-подольской и каниловской серий

гиллиты могилевской свиты также обладают заметным дефицитом по сравнению с PAAS La и Th (0.44 и 0.52 PAAS соответственно). Среднее содержание Cr, Co и Ni в них как выше, так и ниже, чем в PAAS, а среднее содержание Sc составляет  $1.16 \pm 0.54$  PAAS. Примерно такое же распределение этих элементов (за исключением Со) свойственно и глинистым породам ярышевской свиты. Аргиллиты нагорянской свиты обеднены относительно PAAS как элементами ультраосновной и основной специализации, так и элементами, характерными для кислых магматических пород (0.42-0.64 PAAS). Это же присуще глинистым породам даниловской (0.12-0.71 PAAS), жарновской (0.17-0.87 PAAS) и студеницкой свит каниловской серии (0.44-0.82 PAAS).

Мы рассчитали по формуле (элемент/Th)<sub>образец</sub>/(элемент/Th)<sub>UCC</sub> (Tribovillard et al., 2006) также величины коэффициентов обогащения (EF, enrichment factor) относительно верхней континентальной коры (UCC; Rudnuck, Gao, 2003) для перечисленных выше и некоторых других элементов, характерных для ультраосновных, основных и кислых магматических пород (табл. 1). Для глинистых пород грушкинской свиты разброс минимального и максимального значений ЕF<sub>Cr</sub> составляет 0.50-6.66, для Sc эти значения равны соответственно 0.56 и 15.63, а величины EF<sub>La</sub> варьируют в интервале 0.26-2.26. Аргиллиты могилевской свиты характеризуются величинами EF<sub>Cr</sub>, EF<sub>Sc</sub> и EF<sub>La</sub> в интервалах 0.60-3.98, 0.42-3.00 и 0.23-0.87 соответственно. Это позволяет предполагать, что вклал в состав названных аргиллитов продуктов разрушения кислых магматических пород меньше, чем в глинистые породы грушкинской свиты, однако значения EF в первых для Pb и U – элементов, также типичных для кислых магматических пород, варьируют от 0.43 до 5.15 и

от 0.38 до 1.47 соответственно. Аргиллиты нагорянской свиты обладают значениями EF<sub>Cr</sub>, EF<sub>Sc</sub> и ЕF<sub>La</sub> в интервалах 0.38–1.96, 0.36–3.53 и 0.41–2.82 соответственно. Для глинистых пород даниловской, жарновской и студеницкой свит указанные параметры находятся в пределах 0.30-1.37, 0.50-1.29 и 1.10-3.27. Это показывает, очевидно, что во время формирования отложений волынской, могилев-подольской и каниловской серий Подольского Приднестровья в областях сноса присутствовали в разных соотношениях как ультраосновные (?), так и основные и кислые магматические породы. Снизу вверх по разрезу наблюдается снижение разброса минимальных и максимальных значений EF для элементов, типичных для магматических пород ультраосновного и основного состава, тогда как значения коэффициентов обогащения для элементов кислой специализации (например, EF<sub>La</sub> и EF<sub>U</sub>) остаются примерно постоянными.

Сумма РЗЭ в глинистых породах волынской, могилев-подольской и каниловской серий варьирует в достаточно широких пределах: от ~61 до ~118 мкг/г для аргиллитов грушкинской свиты, от ~37 до ~218 мкг/г для аргиллитов нагорянской свиты и от ~132 до 186 мкг/г для глинистых пород жарновской свиты. Нормированные на хондрит (Taylor, McLennan, 1985) спектры распределения РЗЭ в аргиллитах показаны на рис. 4. Обсуждение их приведено ниже.

# ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

# Основные породообразующие оксиды

Все фигуративные точки аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграмме (CaO + MgO)–SiO<sub>2</sub>/10–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Bavinton, 1981) сосредоточены между полями гра-



**Рис. 4.** Нормированное к хондриту содержание редкоземельных элементов в аргиллитах венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья.

нитов и основных магматических пород (рис. 5а), что является вполне стандартной ситуацией. Это дает основание считать, что исследуемые нами глинистые породы сложены продуктами размыва основных и кислых магматических пород, причем доля последних в их составе, по всей видимости, выше доли первых.

На диаграмме F1-F2 (Roser, Korsch, 1988) индивидуальные фигуративные точки глинистых пород волынской, могилев-подольской, каниловской и балтийской серий присутствуют во всех классификационных полях (рис. 5б). Это предполагает распространение на палеоводосборах в течение всего времени накопления отложений более или менее сходного спектра пород – источников тонкой алюмосиликокластики: магматических пород от основного до кислого состава. Средняя точка состава аргиллитов грушкинской свиты расположена на названном графике в поле продуктов размыва магматических пород кислого состава (что достаточно необычно и позволяет предполагать отсутствие в грушкинское время субсинхронного осадконакоплению размыва основных вулканитов) (рис. 5в). Средняя точка состава глинистых пород збручской свиты попадает в поле продуктов размыва богатых кварцем осадочных образований. Средние точки состава аргиллитов остальных свит локализованы в поле продуктов размыва магматических пород среднего состава, но, скорее всего, их расположение на диаграмме F1–F2 отражает присутствие в преобладающей части глинистых пород материала как основных, так и кислых магматических пород. Средние точки состава песчаников перечисленных свит занимают на диаграмме F1–F2 несколько иное положение, нежели средние точки состава аргиллитов (рис. 5г), но в этом нет ничего необычного, так как песчаники сложены, как правило, продуктами размыва локальных источников сноса, тогда как тонкая алюмосиликокластика глинистых пород отражает интегральный состав значительно больших по площади палеоводосборов.

Практически все индивидуальные фигуративные точки аргиллитов на диаграмме ICV–CIA (Potter et al., 2005) тяготеют к тренду, берущему начало от средней точки состава среднепротерозойских базальтов по (Condie, 1993) (рис. 5д). Это предположение подтверждается свойственными глинистым породам средними величинами отношений Th/Sc и La/Co, а также параметра (La/Yb)<sub>N</sub> (рис. 6). Значения двух первых параметров в аргиллитах всех свит волынской, могилевподольской и каниловской серий сопоставимы с их значениям в раннепротерозойских известко-



Рис. 5. Положение индивидуальных и средних (здесь и далее крупные условные обозначения) фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграммах (CaO + + MgO)–SiO<sub>2</sub>/10–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (a), F1–F2 (б, в) и ICV–CIA (д). На врезке (г) приведены средние точки составов песчаников тех же свит, из которых отобраны аргиллиты; номера точек с буквами "а" отвечают свитам, перечисленным на рис. 2. Условные обозначения см. рис. 2.

во-щелочных базальтах, по (Condie, 1993), а средние величины  $(La/Yb)_N$  только в аргиллитах жарновской и студеницкой свит ближе к значению этого параметра в архейских гранитоидах, по (Condie, 1993).

Выше отмечалось, что в настоящее время осадочные последовательности венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья и прилежащих к нему с севера районов рассматриваются рядом авторов как сформированные в обстановках рифтогенеза (волынская серия), разрушения континентальной магматической дуги и заполнения форландового бассейна Скифского/Сантакрус орогена (могилев-подольская, каниловская и балтийская? серии) (Paszkowski et al., 2021). Это должно найти отражение в положении фигуративных точек аргиллитов на палеогеодинамических диаграммах, например на диаграмме DF1–DF2 (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) для низкокремнистых пород, где ее авторами выделены поля рифтогенных, островодужных и коллизионных/орогенных обстановок. Значительная часть индивидуальных точек рассматриваемых нами глинистых пород сосредоточена здесь в поле составов, характерных для коллизионных обстановок (рис. 7а); подчиненное их количество локализовано в поле составов рифтогенных обстановок. Средние точки состава аргиллитов всех свит, за исключением могилевской свиты, локализованы на диаграмме DF1–DF2 в поле коллизионных составов (рис. 76). Практически здесь же, как это ни странно, расположена и средняя точка состава аргиллитов грушкинской свиты. Распределение средних точек составов песчаников тех же свит на диаграмме DF1-DF2 в ее высококремнистом варианте (рис. 7в) несколько иное.

#### Редкие и рассеянные элементы

Большинство индивидуальных фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия на диаграмме Ni–V–10Th (Bracciali et al., 2007) тяготеет к полю составов кислых магматических пород, и только некоторые точки глинистых пород грушкинской и могилевской свит смещены здесь в сторону поля основных пород (рис. 8а).

Распределение индивидуальных точек аргиллитов на диаграмме Th–La–Sc (Cullers, Podkovyrov, 2002) более равномерное, чем на графике Ni–V– 10Th (рис. 8б): значительная часть их расположена между референтными точками базальтов и гранодиоритов, часть локализована у точки гранитов. Распределение средних точек состава аргиллитов разных свит подчеркивает общую тенденцию изменения состава пород на палеоводосборах: в глинистых породах грушкинской, могилевской и ярышевской свит присутствует существенная доля продуктов размыва магматических пород основного состава, заметно меньше такого материала в



**Рис. 6.** Вариации средних величин Th/Sc (а), La/Co (б) и (La/Yb)<sub>N</sub> (в) в аргиллитах волынской, могилев-подольской и каниловской серий Подольского Приднестровья.

1 – среднее значение; 2 – величина стандартного отклонения. Средние значения Th/Sc, La/Co и (La/Yb)<sub>N</sub> для разных типов возможных источников тонкой алюмосиликокластики по (Condie, 1993).



**Рис.** 7. Положение индивидуальных (а) и средних для свит (б) фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на низкокремнистой диаграмме DF1–DF2. На схеме (в) для справки приведены средние точки песчаников тех же свит, из которых отобраны аргиллиты, на высококремнистой диаграмме DF1–DF2; номера точек с буквами "а" отвечают свитам, перечисленным на рис. 2.

Условные обозначения см. рис. 2. Для пород с низким (35-63 мас. %) содержанием (SiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub> значения DF1 и DF2 рас-

считываются по формулам: DF1 =  $0.608\ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 1.854\ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 0.299\ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} - 0.550\ln(MnO/SiO_2)_{adj} + 0.120\ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.194\ln(CaO/SiO_2)_{adj} - 1.510\ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 1.941\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.194\ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.194\ln($ 

 $+ 0.003 \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 0.294$ , a DF2 =  $-0.554 \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj} - 0.995 \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj} + 1.765 \ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)_{adj} - 1.391 \ln(MnO/SiO_2)_{adj} - 1.034 \ln(MgO/SiO_2)_{adj} + 0.225 \ln(CaO/SiO_2)_{adj} + 0.713 \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj} + 0.330 \ln(K_2O/SiO_2)_{adj} + 0.637 \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj} - 3.631$ . Обозначение "<sub>adj</sub>" указывает на использование содержаний оксидов, приведенных к 100% сухого (volatile-free) вещества.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022



**Рис. 8.** Положение индивидуальных и средних для свит фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграммах Ni–V–10Th (а) и Th–La–Sc (б, в). Условные обозначения см. рис. 2.

тонкозернистых обломочных породах нагорянской и студеницкой свит. Аргиллиты даниловской и жарновской свит сложены в основном тонкой алюмосиликокластикой, возникшей за счет эрозии кислых магматических пород (рис. 8в).

На графике Cr/Th–Th/Sc (Condie, Wronkiewicz, 1990) индивидуальные фигуративные точки исследуемых нами аргиллитов расположены преимущественно в области составов с содержанием основного компонента от 10 до 50% (кривая смешения, по (Bracciali et al., 2007)); одна точка глинистых пород грушкинской свиты обнаруживает присутствие ~60% продуктов размыва основных магматических пород (рис. 9а). Положение средних точек состава аргиллитов разных свит на этой диаграмме (рис. 9б) подчеркивает присутствие существенной доли основного компонента в аргиллитах грушкинской и могилевской свит и минимальное его количество в глинистых породах нагорянской, даниловской и жарновской свит.

Этот же вывод можно сделать и из анализа положения индивидуальных фигуративных точек аргиллитов на диаграмме La/Sc—Th/Co (Cullers, 2002) (рис. 9в). Область составов пород Украинского щита – предполагаемых источников тонкой алюмосиликокластики для аргиллитов венда—нижнего кембрия Подольского Приднестровья охватывает здесь практически все индивидуальные точки последних и в ряде случаев шире их ареала. Область состава пород кольской серии также хорошо вписывается в часть ареала точек состава аргиллитов Подолии. Ряд индивидуальных точек аргиллитов грушкинской и могилевской свит хорошо соотносятся с областью состава волынско-брестских плато-базальтов.

На диаграмме Sc-Th/Sc (Fedo et al., 1997) pacположение индивидуальных фигуративных точек аргиллитов (рис. 9г) позволяет считать, что в их составе представлены продукты размыва как кислых, так и основных магматических пород, причем доля последних, по всей видимости, несколько выше, чем первых. Еще лучше это видно при анализе положения на названном графике средних для свит точек состава аргиллитов (рис. 9д). Ареал точек состава аргиллитов хорошо вписывается в области составов пород как Украинского щита, так и кольской серии. Это дает основание считать, что обе предполагаемые разными авторами питающие провинции могли поставлять в венде и раннем кембрии тонкую алюмосиликокластику в область седиментации (современное Подольское Приднестровье). К области составов волынско-брестских платобазальтов, напротив, тяготеет только одна (!!) точка аргиллитов грушкинской свиты. По-видимому, доля продуктов прямого размыва основных пород в составе глинистых пород данного литостратиграфического подразделения все же не столь велика.

Анализ средних, минимальных и максимальных величин таких параметров нормированных на хондрит (Taylor, McLennan, 1985) спектров РЗЭ, как (La/Yb)<sub>N</sub> и Eu/Eu\*, показывает, что в аргиллитах грушкинской, могилевской, ярышевской и нагорянской свит присутствует существенная доля тонкой алюмосиликокластики, представляющей продукты разрушения магмати-



**Рис. 9.** Положение индивидуальных и средних для свит фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья, а также области состава разных пород Украинского щита и кольской серии Фенноскандии (по данным (Бибикова и др., 2008, 2013; Kuzmenkova et al., 2011; Лобач-Жученко и др., 2014; Шумлянский, 2014; Shumlyanskyy et al., 2016)) на диаграммах Cr/Th–Th/Sc (a, б), La/Sc– Th/Co (в) и Sc–Th/Sc (г, д). Условные обозначения см. рис. 2.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



**Рис. 10.** Положение средних для свит фигуративных точек аргиллитов венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья на диаграмме (La/Yb)<sub>N</sub>-Eu/Eu\*. Условные обозначения см. рис. 2.

ческих пород основного состава. Так, минималь-

ные величины (La/Yb)<sub>N</sub> для них варьируют от 3.38 (грушкинская свита) до 5.49 (ярышевская свита). Значения Eu/Eu<sup>\*</sup><sub>среднее</sub> в глинистых породах грушкинской и могилевской свит составляют соответственно 0.87 и 0.75. однако в аргиллитах ярышевской и нагорянской свит они увеличиваются до 0.66 и 0.67. Средние величины (La/Yb)<sub>N</sub> для глинистых пород грушкинской, могилевской, ярышевской и нагорянской свит равны соответственно 8.09, 7.21, 8.17 и 9.24. Выше по разрезу, в глинистых породах даниловской, жарновской и студеницкой свит, значения этого параметра заметно выше (9.29, 11.93 и 11.29 соответственно). Следует отметить, что во всех свитах максимальные значения (La/Yb)<sub>N</sub> равны 10.30–14.71 (в средних архейских гранитах этот параметр равен 16.89, в протерозойских – 9.27 (Condie, 1993)), что предполагает присутствие в областях размыва кислых магматических пород на всем протяжении рассматриваемого нами интервала времени. Здесь при расчете использованы содержания La и Yb в гранитах из (Condie, 1993), а в хондрите – из (Taylor, McLennan, 1985).

Данные о свойственных глинистым породам значениях  $(La/Yb)_N$  и Eu/Eu\* позволяют также судить о типах рек, транспортировавших тонкую алюмосиликокластику в область осадконакопления, и о составе пород, слагавших в это время палеоводосборы (Маслов, Шевченко, 2019; Маслов, 2019 и др.). Мы вынесли на диаграмму  $(La/Yb)_N$ — Eu/Eu\* средние точки состава аргиллитов волынской, могилев-подольской и каниловской серий (рис. 10) и, исходя из их распределения, можем предполагать, что во время накопления тонкозернистых осадков грушкинской свиты в области

2022

# МАСЛОВ, ПОДКОВЫРОВ

**Таблица 2.** Состав пород — источников тонкой алюмосиликокластики и некоторые факторы, контролировавшие накопления осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья по данным предшествующих исследований и настоящей работы

Серия	Свита	Комплексы пород и области размыва по данным	Источники обломочных цирконов	Характер по в бассейн алюмосили	Состав пород- источников тонкой алюмосилико- кластики		
Серия		изучения состава песчаников		по петрогенным оксидам	по редким и рассеянным элементам	по литохимическим данным	
		1	2		Данная работа		
	Збручская		Разлинные	-			
Балтийская	Окунецкая и хмельницкая		районы ВЕП	Преимущест- венно литоген- ная/прошед-			
	Студеницкая			шая несколько циклов седи- ментании	Петроген- ная/прошед- шая только один цикл седиментации	Преимуще- ственно магма- тические породы кислого состава при подчинен- ной роли основ- ных пород или преимуще- ственно породы основного состава	
Каниловская Могилев- подольская	Крушановская	Украинский щит и районы к Ю и ЮЗ	Коллизион- ный ороген, магматическая дуга к Ю или ЮЗ				
	Жарновская	от Подольского Приднестровья		Петрогенная			
	Даниловская			и литогенная			
	Нагорянская	Подобно могилевской свите	Фенноскандия				
	Ярышевская	То же, что и ранее + кислая пирокластика и продукты размыва основ- ных пород, Добруджа	Сарматия и местные источники (платоба- зальты)	Петрогенная/ прошедшая только один цикл седимен- тации			
	Могилевская	Гранитоиды, гранулиты, гнейсы, кристал- лические сланцы,					
Волынская	Грушкинская	Вt гнейсы Укра- инского щита					

Примечание. Серый фон – нет данных. 1–6 – факторы, контролировавшие накопление осадочных последовательностей, по данным из работ: 1 – (Копелиович, 1965; Коренчук, Великанов, 1980); 2 – (Paszkowski et al., 2021); 3 – (Беккер, 1988); 4 – (Сочава и др., 1992); 5 – (Хераскова и др., 2015); 6 – (Роргаwa et al., 2018).

# ИСТОЧНИКИ ТОНКОЙ АЛЮМОСИЛИКОКЛАСТИКИ

# Таблица 2. Продолжение.

Свита	Состав пород- источников тонкой алюмосили- кокластики	Категории рек- поставщиков тонкой алюмосилико-	Палеогеодинамические обстановки осадконакопления						
	по геохимическим данным	кластики	3	4	5	6	Данная работа		
	Данная	работа							
Збручская									
Окунецкая и хмельницкая									
Студеницкая	Основные и кислые				Коллизия, образование фронта деформаций	Пострифтовое прогибание			
Крушановская	магматические породы	1+2+3		Молассоиды					
Жарновская	Преимуще- ственно кислые								
Даниловская	магматические породы						Коллизия		
Нагорянская	Основные и кислые породы	Основные 1+2 Молассоиды и кислые породы							
Ярышевская	Преимуще- ственно основные магматические	1+2+4				Рифтогенез, интенсивное прогибание			
Могилевская	породы при подчинен- ной роли пород								
Грушкинская	кислых	4							

сноса преобладали вулканические породы. В могилевское и ярышевское время доля их снизилась, и поступавшая в область осадконакопления тонкая алюмосиликокластика представляла смесь продуктов размыва вулканических и осадочных пород, транспортировавшуюся реками категорий 4 (реки, дренирующие вулканические комплексы), 1 (крупные реки) и 2 (реки, текущие преимущественно по областям развития осадочных пород). В нагорянское и даниловское время поставщиками основной массы осадочного материала в бассейн являлись, по всей видимости, крупные реки (категория 1) и реки, дренировавшие осадочные породы (категория 2), а в жарновское и студеницкое время в областях сноса присутствовали также магматические и метаморфические образования (размывали их реки категории 3), сходные с породами кристаллического фундамента ВЕП.

#### выводы

Из приведенного в начале статьи краткого обзора представлений о составе и эволюции источников обломочного материала для осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья хорошо видно, что большинство принципиальных вопросов формирования переходных слоев докембрия и кембрия в этой области проработаны весьма детально, в первую очередь по материалам изучения песчаников. Что могут добавить к существующим представлениям литогеохимические исследования (даже те из них, где не рассматриваются палеоклиматические, палеогеодинамические и другие факторы, контролировавшие обстановки накопления осадочных толщ) глинистых пород?

Ответ на этот вопрос дает табл. 2, в которой мы попытались собрать вместе результаты предшествующих исследований и настоящей работы.

Литохимические данные предполагают постепенную смену в разрезе петрогенного/прошедшего один седиментационный цикл тонкозернистого обломочного материала литогенной/многократно переотложенной тонкой алюмосиликокластикой (или заметное увеличение доли последней). Это дает основание считать, что корректность выводов, получаемых по литогеохимическим данным, в целом вверх по разрезу снижается, так как первичный сигнал микшируется нарастающими помехами. Геохимические данные в целом не подтверждают этот вывод, так как значения отношений Zr/Sc и Th/Sc в аргиллитах волынской, могилев-подольской и каниловской серий не предполагают их накопления под влиянием процессов рециклинга.

Литохимические данные указывают на то, что источниками тонкой алюмосиликокластики для исследованного нами разреза выступали преимущественно магматические породы кислого состава при подчиненной роли основных пород (распределение точек состава аргиллитов на диаграммах (CaO + MgO)–SiO<sub>2</sub>/10–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) и F1–F2) или преимущественно породы основного состава (распределение фигуративных точек аргиллитов на диаграмме ICV–CIA). Геохимические данные свидетельствуют о неоднократном изменении с течением времени соотношения на палеоводо-сборах магматических пород кислого и основного состава при определенном преобладании первых (диаграмма Cr/Th–Th/Sc), хотя из диаграммы Sc–Th/Sc вывод может быть сделан противоположный.

Геохимические особенности глинистых пород венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья предполагают также постепенное изменение категорий рек, поставлявших в область осадконакопления тонкозернистую алюмосиликокластику. На начальном этапе (волынское/грушкинское время) это были реки категории 4 (реки, дренирующие вулканические области), что соответствует реальной геологической ситуации. В могилевское и ярышевское время в область седиментации поступала также тонкая кластика, переносимая крупными реками и реками, дренировавшими области развития осадочных пород. Очевидно, что такие водные артерии впадали в бассейн, скорее всего, со стороны ВЕП. В нагорянское и даниловское время они становятся доминирующими, хотя по другим данным именно с этим временем связывается поступление материала с появившейся южнее или юго-западнее рассматриваемой нами территории магматической дуги. Геохимические особенности аргиллитов жарновско-студеницкого уровня каниловской серии предполагают, что тонкая алюмосиликокластика в бассейн транспортировалась в это время также крупными реками (категория 1), реками, питающимися в основном продуктами размыва осадочных пород (категория 2), и реками, дренировавшими магматические и метаморфические террейны (категория 3). Последние, возможно, представляли все тот же Украинский щит.

Наконец, несколько слов о палеогеодинамических обстановках накопления отложений венда и нижнего кембрия. То, что они какое-то время формировались под влиянием продуктов размыва вулканических и магматических пород кислого и основного состава, достаточно очевидно. Однако одни авторы считают, что молассоидами сложен весь разрез венда, другие – только его часть. На диаграмме DF1–DF2 средние точки составов глинистых пород волынской, могилев-подольской, каниловской и балтийской серий находятся в поле коллизионных обстановок, хотя расположение на этом графике индивидуальных точек составов этих пород может быть несколько иным. Таким образом, анализ литогеохимических данных позволил получить новую информацию о составе и особенностях эволюции во времени пород — источников тонкой алюмосиликокластики для осадочных последовательностей венда и нижнего кембрия Подольского Приднестровья, представляющего юго-западную окраину ВЕП. Новые данные существенно расширяют наши представления об условиях седиментации на крупных докембрийских кратонах.

Благодарности. Авторы искренне признательны рецензентам, советы и замечания которых способствовали улучшению рукописи. Иллюстрации к данной работе выполнены Н.С. Глушковой (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Источники финансирования. Исследования проведены в рамках госзадания ГИН РАН (тема 0135-2019-0043) и ИГГД РАН (тема FMUW-2021-0003).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев А.В., Зинченко О.В., Андреев А.А., Савенок С.П., Хлонь Е.А., Аширова И.И., Морозенко В.Р. О возрасте вещества обломочных пород осадочных бассейнов Украины // Стратиграфия осадочных образований верхнего протерозоя и фанерозоя. Материалы Международной научной конференции. Киев: ИГН НАН Украины, 2013. С. 16–17. Бадида Л.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 4. Современные методы исследования тяжелых обломочных минералов (цирконов, апатитов) // Литосфера. 2020. T. 20. № 3. С. 363–385.

Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с. Бибикова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клаэссон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение, изотопный возраст, источники вещества // Петрология. 2008. Т. 16. № 3. С. 227–247.

Бибикова Е.В., Клаэссон С., Федотова А.А., Степанюк Л.М., Шумлянский Л.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Ильинский Л.С. Изотопно-геохронологическое (U–Th–Pb, Lu–Hf) изучение цирконов архейских магматических и метаосадочных пород Подольского домена Украинского щита // Геохимия. 2013. № 2. С. 99–121.

Великанов В.А. Опорный разрез венда Подолии // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 1985. С. 35–67.

Веліканов В.Я. Український гіпостратотип вендської системи // Геол. журн. 2011. № 1. С. 42–49.

Веліканов В.Я., Мельничук В.Г. Оновлені стратиграфічні схеми нижнього і верхнього венду України // Геол. журн. 2014. № 4. С. 43–56.

Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наукова думка, 1983. 162 с.

Великанов В.А., Коренчук Л.В., Кирьянов В.В., Гуреев Ю.А., Асеева Е.А. Венд Подолии. Путеводитель экскурсии III Международного симпозиума по кембрийской системе и границе венда и кембрия. Киев: ИГН АН УССР, 1990. 129 с. Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. Отв. ред. Соколов Б.С., Федонкин М.А. М.: Наука, 1985. 238 с.

Гниловская М.Б., Ищенко А.А., Колесников Ч.М., Коренчук Л.В., Удальцов А.П. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 142 с.

*Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В.* Котлинский горизонт на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 201–206.

*Гриценко В.П.* Верхньовендська теригенна (піщаноглиниста) формація Поділля // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Т. 11. Куіу: ІГН НАН України, 2018. С. 38–45.

*Дригант Д.М., Гаврилишин В.И., Гинда В.А.* Верхний докембрий—нижний палеозой Среднего Приднестровья. Киев: Наукова думка, 1982. 105 с.

Иллюстрированный атлас мира. Лондон, Нью-Йорк, Монреаль, Москва: Ридерз дайджест, 2002. 287 с.

Интерпретация геохимических данных. Отв. ред Скляров Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

*Коренчук Л.В.* Стратотипические разрезы могилев-подольской серии венда Приднестровья. Киев: ИГН АН УССР, 1981. 55 с.

Коренчук Л.В., Великанов В.А. Вещественный состав нижних свит опорного разреза венда Подольского выступа Украинского щита // Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. С. 45–56.

Коренчук Л.В., Ищенко А.А. Стратотипические разрезы каниловской серии венда Приднестровья. Киев: ИГН АН УССР, 1980. 57 с.

Коренчук Л.В., Сокур Т.М. Литологические изменения на границах стратонов в рифее—венде на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 2006. № 4. С. 99–104.

Кузьменкова О.Ф., Носова А.А., Шумлянский Л.В. Сравнение неопротерозойской Волынско-Брестской магматической провинции с крупными провинциями континентальных платобазальтов мира, природа низко- и высокотитанистого базитового магматизма // Літасфера. 2010. № 2. С. 3–16.

Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К., Артеменко Г.В., Богомолов Е.С., Юрченко А.В., Степанюк Л.М., Сукач В.В. Метаморфизованные осадочные породы днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // Литология и полезн. ископаемые. 2014. № 5. С. 406–423.

Макрофоссилии верхнего венда Восточной Европы. Среднее Приднестровье и Волынь. Отв. ред. Иванцов А.Ю. М.: ПИН РАН, 2015. 144 с.

Мартишин А.І. Фосилії пізнього венду (едіакарію) Поділля та їх значення для вивчення ранніх етапів еволюції органічного світу: Автореф. дисс. ... науков. ступеня канд. геологічних наук. Київ: Міністерство освіти і науки України Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, Інститут геологічних наук НАН України, 2021. 24 с.

*Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.

том 30 № 3 2022

*Маслов А.В.* К реконструкции категорий рек, сформировавших выполнение осадочных бассейнов рифея в области сочленения Восточно-Европейской платформы и современного Южного Урала // Известия вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 28–36.

*Маслов А.В., Шевченко В.П.* Систематика редких земель и Th во взвеси и донных осадках устьевых зон разных категорий/классов рек мира и ряда крупных рек Российской Арктики // Геохимия. 2019. Т. 64. № 1. С. 59–78.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В. Характер изменения ряда литохимических индикаторов обстановок и среды осадконакопления во временной окрестности котлинского кризиса (на примере венда Подолии) // Ежегодник-2016. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 68–75.

Маслов А.В., Школьник С.И., Летникова Е.Ф., Вишневская И.А., Иванов А.В., Страховенко В.Д., Черкашина Т.Ю. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.

Носова А.А., Кузьменкова О.Ф., Веретенников Н.В., Петрова Л.Г., Левский Л.К. Неопротерозойская Волынско-Брестская магматическая провинция на западе Восточно-Европейского кратона: особенности внутриплитного магматизма в области древней шовной зоны // Петрология. 2008. Т. 16. № 2. С. 115–147.

Палеогеография и литология венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1980. 118 с.

Рябенко В.А., Великанов В.А., Асеева Е.А., Палий В.М., Цегельнюк П.Д., Зернецкая Н.В. Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1976. 168 с.

Соколов Б.С. Венд: принципы обособления, границы и место в шкале // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР. Рифей и венд. Л.: Наука, 1979. С. 42–61.

Сокур Т.М. Петрохимическая характеристика и геодинамическая обстановка формирования песчаников верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 2008. № 1. С. 63–71. Сокур Т.М. Франколит — минерал-индикатор литогенеза аргиллитов верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2011. С. 202–205.

Сокур Т.М. Литологические и геохимические особенности аргиллитов верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Наукові праці ДонНТУ. Серія Гірничо-геологічна. Вип. 16 (206). 2012. С. 12–19.

Сокур Т.М. Диагностика вулканогенного материала в аргиллитах верхнего венда и нижнего кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геохимия литогенеза. Материалы Российского совещания с международным участием. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 89–92. Сокур Т.М. Петрохимические особенности аргиллитов и песчаников пограничных слоев венда и кембрия юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы X научных чтений, посвященных памяти проф. М.В. Муратова. М.: МГРИ-РГГРУ, 2016а. С. 94—96.

Сокур Т.М. Особенности вулканизма в верхневендских отложениях восточной и юго-западной окраин Восточно-Европейской платформы // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016б. С. 246–249.

Сокур Т.М. Тектоника и особенности вулканизма в отложениях венда на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016в. С. 184–187.

Сокур Т.М. Тектонические особенности формирования песчаников верхнего венда юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Геология на окраине континента. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального ун-та, 2019. С. 38–40.

Сокур Т.М., Фигура Л.А. Диагенетическая каолинитовая минерализация в аргиллитах венда на юго-западном склоне Украинского щита // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. Вип. 2. Куіу: ІГН НАН України, 2009. С. 147–151.

Сочава А.В., Коренчук Л.В., Пиррус Э.А., Фелицын С.Б. Геохимия верхневендских отложений Русской платформы // Литология и полезн. ископаемые. 1992. № 2. С. 71–89.

Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Розанов А.Ю. М.: Наука, 1979. 236 с.

Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Відп. ред. Гожик П.Ф. Київ: Логос, 2013. 636 с.

*Фелицын С.Б.* Вулканизм, выветривание и вариации цикла фосфора в венде на Восточно-Европейской платформе // Литология и полезн. ископаемые. 2004. № 4. С. 375–386.

Фелицын С.Б., Сочава А.В., Ваганов П.А., Мейер В.А. Иридиевая аномалия на рубеже вымирания эдиакарской фауны // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 5. С. 1200–1203.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Сапожников Р.Б. Корреляция позднедокембрийских и палеозойских событий на Восточно-Европейской платформе и в смежных палеоокеанических областях // Геотектоника. 2015. № 1. С. 31–59.

Шумлянский Л.В. Геохимия пород Осницко-Микашевичского вулкано-плутонического пояса Украинского щита // Геохимия. 2014. № 11. С. 972–985.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

*Bavinton O.A.* The nature of sulfidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores // Econ. Geol. 1981. V. 76. P. 606–1628.

*Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Eds Arribas J., Critelli S., Johnsson M.J. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2007. V. 420. P. 73–93.

*Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.

*Condie K.C., Wronkiewicz D.A.* The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.

*Cullers R.L.* Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA // Chem. Geol. 2002. V. 191. P. 305–327.

*Cullers R.L., Podkovyrov V.N.* The source and origin of terrigenous sedimentary rocks in the Mesoproterozoic Ui group, southeastern Russia // Precambrian Res. 2002. V. 117. P. 157–183.

*Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W.* Paleoclimatic control on the composition of the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup, Canada: a greenhouse to icehouse transition // Precambrian Res. 1997. V. 86. P. 201–223.

*Francovschi I., Grădinaru E., Roban R.-D., Ducea M.N., Ciobotaruc V., Shumlyanskyy L.* Rare earth element (REE) enrichment of the late Ediacaran Kalyus Beds (East European Platform) through diagenetic uptake // Geochemistry. 2020. V. 80. 125612.

*Francovschi I., Gradinaru E., Li H., Shumlyanskyy L., Ciobotaru V.* U–Pb geochronology and Hf isotope systematics of detrital zircon from the late Ediacaran Kalyus Beds (East European Platform): palaeogeographic evolution of southwestern Baltica and constraints on the Ediacaran biota // Precambrian Res. 2021. V. 355. 106062.

Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments. Ed. Lentz D.R. Geol. Assoc. Can. GeoText 4, 2003. 184 p.

*Grytsenko V.P.* Diversity of the Vendian fossils of Podillia (Western Ukraine) // GEO&BIO, National Natural History Museum, NAS of Ukraine. 2020. V. 19. P. 3–19.

Kuzmenkova O.F., Shumlyanskyy L.V., Nosova A.A., Voskoboynikova T.V., Grakovich I.Yu. Petrology and correlation of trap formations of the Vendian in the adjacent areas of Belarus and Ukraine // Літасфера. 2011. № 2 (35). P. 3–11.

*Le Maitre R.W.* (Ed.) Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002. 236 p.

*McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N.* Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments. Eds. Johnsson M.J., Basu A. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. V. 284. P. 21–40.

Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Shumlyanskyy L., Srodon J., Dhuime B., Kędzior A., Liivamagi S., Pisarzowska A. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus // Precambrian Res. 2019. V. 331. 105352.

Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Slama J., Srodon J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamagi S. Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine // Precambrian Res. 2021. V. 362. 106282.

*Poprawa P.* Geological setting and Ediacaran-Palaeozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions // Annal. Soc. Geol. Polon. 2019. V. 89. P. 347–380.

*Poprawa P., Radkovets N., Rauball J.* Ediacaran-Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldova basin (Western and SW Ukraine, Moldova, NE Romania) // Geol. Quart. 2018. V. 62. P. 459–486.

*Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R.* Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton – Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia // Precambrian Res. 2020. V. 346. 105817.

*Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J.* Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer, 2005. 308 p.

*Rollinson H.R.* Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.

*Roser B.P., Korsch R.J.* Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chem. Geol. 1988. V. 67. P. 119–139.

*Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64.

Shumlyanskyy L., Andreasson P.G., Buchan K.L., Ernst R.E. The Volynian flood basalt province and coeval (Ediacaran) magmatism in Baltoscandia and Laurentia // Mineral. J. Ukraine. 2007. V. 29. P. 47–53.

Shumlyanskyy L., Mitrokhin O., Billström K., Ernst R., Vishnevska E., Tsymbal S., Cuney M., Soesoo A. The ca. 1.8 Ga mantle plume related magmatism of the central part of the Ukrainian shield // GFF. 2016. V. 138. № 1. P. 86–101.

Soldatenko Y., El Albani A., Ruzina M., Fontaine C., Nesterovsky V., Paquette J.-L., Meunier A., Ovtcharova M. Precise U–Pb age constrains on the Ediacaran biota in Podolia, East European Platform, Ukraine // Sci. Rep. 2019. V. 9. P. 1–13.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

*Tribovillard N., Algeo T.J., Lyons T., Riboulleau A.* Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update // Chem. Geol. 2006. V. 232. P. 12–32.

*Turgeon S., Brumsack H.-J.* Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian– Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria– Marche basin of central Italy // Chem. Geol. 2006. V. 234. P. 321–339.

*Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

## Рецензенты А.Б. Котов, А.Б. Кузнецов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

# Provenances of Fine-Grained Alumosilicoclastics for Vendian–Lower Cambrian Deposits of Podolian Transnistria: Synthesis of Lithogeochemical Data

A. V. Maslov<sup>*a*, #</sup> and V. N. Podkovyrov<sup>*b*, ##</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology of Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia <sup>#</sup>e-mail: amas2004@mail.ru <sup>##</sup>e-mail: vpodk@mail.ru

The lithogeochemical features (distribution of main rock-forming oxides and trace elements) of clayey rocks of the Volyn, Mogilev-Podolsk, Kanilovka, and Baltic groups (Vendian and Lower Cambrian) of Podolian Transnistria, which make it possible to reconstruct the composition of rock complexes eroded in paleo-catchment areas, are considered. It is shown that on the basis of lithochemical data, it is possible to assume the replacement petrogenic (which passed one sedimentation cycle) fine-grained clastic material by lithogenic (redeposited) one. The sources of the material were mainly felsic igneous rocks with the subordinate role of the basic rocks, or the latter predominated in the paleo-catchments. Geochemical data indicate a repeated change over time in the ratio of felsic and basic igneous rocks in paleo-catchments, with a certain predominance of the former. These data also suggest a gradual change in the categories of rivers that supplied thin aluminosilicoclastics to the sedimentation area. At the initial stage (Volyn/Grushka time), these were rivers draining volcanic areas, while, for example, in the Zarnov-Studenitsky time, the Kanilov basin was fed by material from (1) large rivers, (2) rivers crossing areas of sedimentary rocks and (3) rivers that drained igneous and metamorphic terranes (Ukrainian Shield?).

Keywords: Podolian Transnistria, Vendian, Lower Cambrian, clay rocks, lithogeochemistry, provenances

УДК 550.93

# ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕЮРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ОНОНСКОГО ФРАГМЕНТА АГИНСКОГО ТЕРРЕЙНА, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2022 г. Ю. Н. Смирнова<sup>1, \*</sup>, Ю. В. Смирнов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия \*e-mail: smirnova@ascnet.ru

Поступила в редакцию 13.04.2021 г. После доработки 15.11.2021 г. Принята к публикации 07.12.2021 г.

Представлены результаты геохимических исследований песчаников агинско-борщовочного комплекса Ононского фрагмента Агинского террейна (падь Тутхалтуй) Монголо-Охотского складчатого пояса, а также результаты U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из этих пород. Установлено, что наиболее молодая популяция детритовых цирконов в рассматриваемых песчаниках имеет возраст 196  $\pm$  8 млн лет. Это свидетельствует о раннеюрском возрасте отложений, ранее относимых к среднему палеозою. Геохимические особенности песчаников указывают на их формирование в обстановке активной континентальной окраины или островной дуги на финальном этапе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана.

*Ключевые слова:* Монголо-Охотский складчатый пояс, Агинский террейн, ранняя юра, осадочные породы, источники сноса, детритовые цирконы, U–Th–Pb и Lu–Hf исследования **DOI:** 10.31857/S0869592X2203005X

# введение

Монголо-Охотский складчатый пояс протягивается в виде узкой полосы от Центральной Монголии до Охотского моря и представляет собой коллаж террейнов разного происхождения (Парфенов и др., 1999; Badarch et al., 2002; Nokleberg et al., 2005; Геодинамика ..., 2006; Wang et al., 2015 и др.). Согласно существующим представлениям (Зоненшайн и др., 1990; Zhao et al., 1990; Zorin, 1999; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005; Metelkin et al., 2010 и др.), он сформировался на месте одноименного палеоокеана в результате сближения Сибирского кратона и Амурского микроконтинента. Большинство геодинамических моделей его формирования, основанных на результатах геологических и палеонтологических исследований, предполагают постепенное закрытие океана и омоложение слагающих его комплексов в северо-восточном направлении (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005 и др.). Существует также модель прерывистого (сегментарного) закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Диденко и др., 2010; Arzhannikova et al., 2022 и др.).

В составе Монголо-Охотского складчатого пояса выделяются террейны аккреционного клина двух типов (Парфенов и др., 1999). Террейны первого (А) типа сложены преимушественно турбилитами, вулканогенно-кремнистыми породами и известняками, а в составе террейнов второго (Б) типа наряду с зелеными сланцами, кремнисто-глинистыми, глинистыми и кремнистыми породами, а также известняками присутствуют фрагменты офиолитов (Парфенов и др., 1999). К настоящему времени накоплен значительный объем результатов геологических, геохимических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований палеозойских и мезозойских осадочных толщ как для западной (Kelty et al., 2008; Bussien et al., 2011; Hara et al., 2013; Yang et al., 2015; Demonterova et al., 2017; Popeko et al., 2020; Arzhannikova et al., 2020, 2022 и др.), так восточной (Сорокин и др., 2015; Sorokin et al., 2020; Заика, Сорокин, 2020; Zaika, Sorokin, 2020 и др.) частей Монголо-Охотского складчатого пояса. Однако разработанные геодинамические модели его образования до сих пор во многом дискуссионны. При этом наибольший интерес представляет реконструкция истории формирования Монголо-Охотского пояса в мезозое, когда происходило закрытие океанического пространства.

В западной части Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется Агинский террейн, состоящий из нескольких фрагментов (субтеррейнов) (Парфенов и др., 1999; Badarch et al., 2002; Руженцев, Некрасов, 2009 и др.). В пределах Восточно-Забайкальской части это Ононский (Онон-Кулиндинский) фрагмент. Среди стратифицированных образований в Ононском фрагменте распространены верхнепротерозойские (?) (Амантов, 1975) или среднепалеозойские (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) кремнистые, карбонатные, терригенно-карбонатные и вулканические образования агинско-борщовочного комплекса, которые несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными верхнепалеозойскими осадочными породами чиронской серии общей мощностью 3200-4200 м. Венчают разрез пермско-триасовые морские отложения (Парфенов и др., 1999; Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019). К наиболее молодым морским образованиям в структуре Ононского фрагмента Агинского террейна относятся терригенные и вулканогенные породы каменской свиты. Возраст каменской свиты точно не установлен. В песчаниках и алевролитах этой свиты обнаружен растительный детрит (Cladophlebis sp., Chekanowskia sp.) раннетриасового возраста, тогда как вулканиты этой свиты по данным K–Ar изотопного датирования имеют триасово-раннеюрский возраст (245–187 млн лет; Шивохин и др., 2010).

В пределах Ононского фрагмента Агинского террейна целенаправленные геохронологические (U-Pb) исследования ранее проводились только для магматических образований. Установлено, что возраст габбро и плагиогранитов Цугольского массива, который расположен на границе Агинского террейна и Аргунского супертеррейна, составляет  $448 \pm 9$  млн лет (U–Th–Pb метод, SIMS) и  $436 \pm 4$  млн лет (U–Pb метод, ID TIMS) соответственно (Лыхин и др., 2007; Руженцев, Некрасов, 2009). На северо-востоке рассматриваемого фрагмента Агинского террейна установлены девонские габбро (415-388 млн лет, U-Th-Pb метод, SIMS) (Руженцев, Некрасов, 2009). В то же время осадочные породы, слагающие Ононский фрагмент Агинского террейна, менее изучены. Сравнительно недавно были проведены комплексные исследования зеленых сланцев агинско-борщовочного динамометаморфического комплекса в бассейне р. Нынкен. Установлено, что нижняя возрастная граница накопления их протолитов, согласно U-Th-Pb датированию (LA-ICP-MS) детритовых ширконов. приходится на поздний кембрий (492 ± 6 млн лет; Рореко et al., 2020), что находится в противоречии с существующими представлениями о возрасте агинско-борщовочного комплекса (Амантов, 1975; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019). В этой связи нами были проведены геохимические исследования песчаников в районе пади Тутхалтуй, а также U-Th-Pb

(LA-ICP-MS) геохронологические и Lu-Hf изотопно-геохимические исследования выделенных из них детритовых цирконов. Эти песчаники на геологических картах последнего поколения (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) отнесены к среднепалеозойскому филлитовому подкомплексу агинско-борщовочного динамометаморфического комплекса.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Согласно тектоническим схемам западной части Монголо-Охотского складчатого пояса (Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010; Гордиенко и др., 2019), Ононский фрагмент Агинского террейна на севере граничит с Селенгино-Становым складчатым поясом, на западе – с Хэнтэй-Даурским террейном, а на востоке надвинут на породы Аргунского супертеррейна.

В краевой части Агинского террейна распространены образования агинско-борщовочного комплекса (Богач, 2000; Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019), ранее (Тулохонов, 1962) рассматриваемые в составе кулиндинской и ононской свит. В составе агинско-боршовочного комплекса выделяются два подкомплекса. Первый филлитовый подкомплекс сложен филлонитами, альбиткварц-серицитовыми, альбит-серицит-кварцевыми и углеродисто-кварц-серицитовыми сланцами. Второй зеленосланцевый подкомплекс сложен альбит-эпидот-хлоритовыми, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовыми, серицит-кварцевыми, кварцсерицитовыми, углеродисто-кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Возраст пород агинско-борщовочного комплекса принят среднепалеозойским (Шивохин и др., 2010). В то же время И.Г. Рутштейн (2000) не исключал, что некоторые фрагменты агинско-боршовочного комплекса имеют более длительную (палеозойранний мезозой) историю формирования.

С целью выявления основных источников сноса кластического материала и уточнения нижней возрастной границы накопления пород агинско-борщовочного комплекса Ононского фрагмента Агинского террейна нами был проведен анализ геохимического состава песчаников, отобранных в районе пади Тутхалтуй, а также U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологические и Lu–Hf изотопно-геохимические исследования выделенных из них детритовых цирконов (рис. 1).

В нашей коллекции образцов преобладают песчаники серого и буровато-серого цвета с мелко-крупнозернистой псаммитовой структурой и массивной текстурой. Песчаники сложены угловатыми и слабоокатанными обломками кварца, полевых шпатов, а также обломками вулканиче-



Рис. 1. Геологическая схема Ононского фрагмента Агинского террейна. Составлена по (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019), с изменениями авторов.

1 – кайнозойские рыхлые отложения, 2 – береинский плагиогранитовый комплекс позднетриасового возраста, 3 – каменский андезит-дацитовый комплекс позднетриасового возраста, 4 – осадочные породы позднетриасового возраста, 5 – осадочные породы Чиронского прогиба позднепалеозойского возраста, 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы устьборзинской свиты средне-позднедевонского возраста, 7 – среднепалеозойские образования агинско-борщовочного комплекса, 8 – участок выходов исследованных нижнеюрских песчаников пади Тутхалтуй, 9 – достоверные геологические границы стратиграфических подразделений согласного (а) и несогласного (б) залегания, 10а – разломы, 10б – надвиги, 11 – место отбора образца для U–Th–Pb геохронологических и Lu–Hf изотопно-геохимических исследований и его номер.

Врезка: звездочка – район исследований, заштрихованная область – Монголо-Охотский складчатый пояс.

ских пород кислого состава, серицит-кварцевых сланцев, эпидот-кремнистых и эпидот-кремнисто-актинолитовых сланцев. Редко встречается кальцит. Среди слюд в виде единичных чешуек наблюдаются биотит (часто хлоритизированный) и мусковит. Цемент гидрослюдистый, контактово-порового типа. Акцессорные минералы: циркон, сфен, апатит, гранат и магнетит. Для песчаников характерна плохая сортировка обломочного материала.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30

# АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний породообразующих элементов и Zr в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовешенск) на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S. а содержания микроэлементов (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) определены методом ICP-MS в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН (г. Хабаровск) на масс-спектрометре Elan 6100 DRC. Гомогенизация порошковых проб для рентгенофлуоресцентного анализа осуществлялась путем их сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при  $T = 1050 - 1100^{\circ}$  С. Величины интенсивности аналитических линий в ходе анализа корректировались на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Вскрытие образцов для определения содержаний малых элементов методом ICP-MS проводилось путем кислотного разложения. Для калибровки чувствительности масс-спектрометра по всей шкале масс были использованы стандартные растворы, включающие все анализируемые элементы. Относительная погрешность определения содержаний породообразующих элементов и микроэлементов составила 3-10%.

Выделение детритовых цирконов выполнено в минералогической лаборатории Института геологии и природопользования ДВО РАН с применением тяжелых жидкостей. U–Th–Pb геохронологические исследования индивидуальных зерен цирконов проведены в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) на ICP масс-спектрометре Thermo Element 2, оснащенном системой лазерной абляции Photon Machines Analyte G2. Диаметр кратера составлял 20 мкм, глубина — 15 мкм. Детальное описание аналитических процедур приведено на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Конкордантные возрасты рассчитаны в программе Isoplot v. 3.6 (Ludwig, 2008). Только они использовались для построения кривых относительной вероятности возраста детритовых цирконов.

Lu-Hf изотопно-геохимические исследования цирконов выполнены также в Геохронологическом центре Аризонского университета (Arizona LaserChron Center, USA) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индукционно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) Nu High-Resolution и эксимерного лазера Analyte G2. При этом Lu-Hf изотопные анализы проводились в тех же участках зерен циркона, для которых были получены U-Th-Pb геохронологические данные. Детали аналитической методики изложены на сайте лаборатории (www.laserchron.org). Для расчета величин  $\varepsilon_{\rm Hftt}$  использованы константа распада <sup>176</sup>Lu ( $\lambda = 1.867e^{-11}$ ) по (Sherer et al., 2001; Söderlund et al., 2004), хондритовые отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf (0.282785) и <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf (0.0336) по (Bouvier et al., 2008). Коровые Hf-модельные возрасты t<sub>Hf(C)</sub> рассчитаны, исходя из среднего отношения <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf в континентальной коре 0.0093 (Vervoort, Patchett, 1996; Amelin, Davis, 2005). Для расчета изотопных параметров деплетированной мантии использованы современные отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf = 0.28325 и <sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf = 0.0384 (Griffin et al., 2004).

# РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (LA-ICP-MS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Lu-Hf ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Из 121 зерна детритовых цирконов, извлеченных из песчаника, конкорлантные значения возрастов получены для 73 зерен. Доминирующая часть цирконов имеет палеозойский (281-531 млн лет) и мезозойский (195-222 млн лет) возраст. В меньшем количестве встречаются неопротерозойские (769-884 млн лет) и палеопротерозойские (1802-1849 млн лет) цирконы. Главные максимумы на кривой относительной вероятности соответствуют значениям 200, 343, 411, 516, 783 и 1811 млн лет (рис. 2). Наиболее молодая популяция детритовых цирконов имеет возраст 196 ± 8 млн лет. Цирконы имеют различную морфологию и характер зональности. Палеозойские и мезозойские цирконы представлены преимущественно дипирамидально-призматическими кристаллами с четкой осцилляторной зональностью (рис. 3а-3д), которая указывает на первично-магматическое происхождение цирконов. Наиболее древние нео- и палеопротерозойские цирконы представлены окатанными зернами (рис. 3е).

Изотопно-геохимические (Lu–Hf) исследования были проведены для 9 зерен цирконов, характеризующихся конкордантными значениями возрастов. Установлено, что детритовые цирконы палеозойского возраста характеризуются слабо отрицательными и положительными значениями  $\epsilon_{\rm Hf(t)}=-1.4...+7.7$  при  $t_{\rm Hf(C)}=0.7-1.3$  млрд лет, а цирконы раннеюрского возраста имеют околонулевые значения  $\epsilon_{\rm Hf(t)}=-1.4...+1.2$  при  $t_{\rm Hf(C)}=1.0-1.1$  млрд лет (рис. 4, табл. 1).

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНИКОВ

Химический состав осадочных пород несет в себе информацию о палеотектонических обстановках накопления отложений, составе и степени химической "зрелости" пород областей сноса. Результаты химического состава представительных образцов нижнеюрских песчаников приведены в табл. 2. На классификационных диаграммах



Рис. 2. Кривая относительной вероятности возрастов детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалтуй Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102).



Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения зерен детритовых цирконов из образца нижнеюрского песчаника Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022



**Рис. 4.** График возраст–ε<sub>Hf(t)</sub> для детритовых цирконов из нижнеюрского песчаника Ононского фрагмента Агинского террейна (обр. Ю-102). Сокращения: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар.

 $log(SiO_2/Al_2O_3)$ — $log(Na_2O/K_2O)$  (Петтиджон и др., 1976) и  $log(SiO_2/Al_2O_3)$ — $log(Fe_2O_3/K_2O)$  (Herron, 1988) они соответствуют преимущественно грауваккам (рис. 5а, 5б).

Нижнеюрские песчаники по содержанию основных породообразующих компонентов, лежащих в основе диаграмм  $Na_2O-CaO-K_2O$  (Bhatia, 1983) и (CaO + MgO)–SiO<sub>2</sub>/10–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), близки к осадкам, сформированным за счет пород кислого состава (рис. 6а, 6б). Подобный вывод также следует из диаграмм Th–La–Sc (Cullers, 2002), Hf–Th–Co (Wronkiewicz, Condie, 1987), La/Sc–Th/Co (Cullers, 2002), Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) (рис. 6в–6е). Кроме того, на кислый состав пород областей сноса указывает и характер распределения редкоземельных элементов. Так, в нижнеюрских песчаниках суммарные содержания редкоземельных элементов варьируют от 126 до 183 мкг/г (табл. 2). Распределение лантаноидов умеренно дифференцированное ([La/Yb]<sub>n</sub> = 7.29–15.55) при четко проявленной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu\* = 0.61–0.68) (рис. 7а).

В изученных песчаниках концентрации большинства микроэлементов приближаются к таковым в верхней континентальной коре при незначительном дефиците Nb, Ta, Sr (рис. 76). Стоит отметить низкие содержания "транзитных" микроэлементов (Sc, Co, V, Ni). Близкие содержания этих элементов типичны для фанерозойских кис-

Таблица 1. Результаты Lu—Hf изотопно-геохимических исследований детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалтуй (обр. Ю-102)

№ п/п	№ обр./ № зерна	Возраст, млн лет	( <sup>176</sup> Yb + <sup>176</sup> Lu)/ <sup>176</sup> Hf (%)	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	± (10)	$\epsilon_{Hf(t)}$	t <sub>Hf(DM)</sub>	t <sub>Hf(C)</sub>
1	Ю-102/17	197	52.8	0.003129	0.282695	0.000021	1.2	0.8	1.0
2	Ю-102/21	200	19.5	0.001236	0.282612	0.000017	-1.4	0.9	1.1
3	Ю-102/100	346	15.2	0.000968	0.282690	0.000016	4.5	0.8	0.9
4	Ю-102/40	348	9.2	0.000660	0.282778	0.000013	7.7	0.7	0.7
5	Ю-102/101	388	12.8	0.000806	0.282652	0.000018	4.1	0.8	1.0
6	Ю-102/15	406	8.6	0.000588	0.282609	0.000019	3.0	0.9	1.0
7	Ю-102/36	411	10.3	0.000652	0.282735	0.000015	7.6	0.7	0.8
8	Ю-102/85	421	15.1	0.000963	0.282478	0.000018	-1.4	1.1	1.3
9	Ю-102/74	425	30.9	0.002121	0.282580	0.000021	2.0	1.0	1.1

Примечание. Величины ошибок (1σ) определения отношения <sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf соответствуют последним значащим цифрам после точки.

Образец/компоненты	Ю-102	Ю-102-1	Ю-102-2	Ю-102-4	Ю-102-5	Ю-102-10
SiO <sub>2</sub>	69.64	70.74	68.52	69.86	68.48	72.18
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.50	0.66	0.44	0.55	0.38
$Al_2O_3$	12.15	12.45	11.56	13.09	13.18	11.87
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub> *	4 73	2.76	4 85	2.88	3 78	3 25
MnO	0.06	0.05	0.10	0.06	0.05	0.04
ΜαΟ	1 29	0.03	1 41	1.03	1 24	0.98
CaO	2 37	1 91	1.41	1.63	1.24	1.63
Na <sub>2</sub> O	3.34	5.43	2.79	4.99	4.42	3.69
K <sub>2</sub> O	2.28	2 34	3 33	2 43	2.56	2 51
R <sub>2</sub> O	0.10	0.17	0.19	0.13	0.15	0.16
	0.10	1.17	0.19	0.15	1.82	1.60
11.11.11. Cunne	2.24	1.1/	2.74	1.34	1.62	1.09
Сумма	90.77 21.65	20.39	28.80	22.05	98.20 28.77	10.85
Rh	21.05	65	116	67	20.77	75
Sr	126	231	220	240	217	192
Ba	375	598	798	661	634	558
La	23.37	32.73	39.14	38.24	37.30	29.90
Ce	53.42	69.18	80.16	76.84	77.40	60.53
Pr	5.81	7.06	8.34	7.77	7.68	6.44
Nd	23.19	26.93	32.19	29.43	29.27	22.17
Sm	4.54	4.80	5.74	5.24	5.15	3.84
Eu	1.01	0.90	1.16	1.02	1.02	0.74
Gd	4.37	3.98	5.17	4.70	4.69	3.42
Tb	0.63	0.53	0.73	0.70	0.67	0.48
Dy	3.86	2.81	4.20	4.21	4.13	2.83
Но	0.71	0.48	0.75	0.77	0.76	0.52
Er	2.27	1.49	2.40	2.48	2.50	1.65
Tm	0.30	0.20	0.33	0.34	0.34	0.23
Yb	2.18	1.43	2.28	2.41	2.50	1.68
Lu	0.30	0.20	0.32	0.34	0.35	0.24
Y	18	12	20	20	20	13
Th	7.68	10.68	12.26	12.21	13.65	11.32
U	2.00	2.16	1.96	2.40	3.04	2.25
Zr	209	180	212	354	315	265
Hİ	3.15	1.60	2.96	2.59	2.82	2.66
ND To	8	10	13	10	11	9
la Zn	0.09	62	0.94	0.80	0.88	0.80
	58	03	89	4/	30	40
Ni	12	4	0 14	4	4	5
Sc.	7.0	5 2	8 2	5.8	79	4 2
V	7.0 43	41	65	5.8 45	58	34
v Cr	45 65	56	45	45 65	51	56
Ph	13	13	21	13	15	13
Eu/Eu*	0.68	0.61	0.64	0.61	0.62	0.61
ILa/Ybln	7.29	15.55	11.65	10.77	10.13	12.11
$\Sigma REE$	126	153	183	174	174	135
CIW	55	50	59	54	55	57
STI	86	87	85	87	86	88

Таблица 2. Химический состав представительных образцов нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, элементы в мкг/г.  $Fe_2O_3^*$  – общее железо в форме  $Fe_2O_3$ .  $CIW = (Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)) \times 100$  (Harnois, 1988),  $STI = ((SiO_2/TiO_2)/((SiO_2/TiO_2) + (Al_2O_3/TiO_2) + (SiO_2/Al_2O_3))) \times 100$  (Jayawardena, Izawa, 1994).

**Рис. 5.** Диаграммы (a)  $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Na_2O/K_2O)$  (Петтиджон и др., 1976), (б)  $\log(SiO_2/Al_2O_3) - \log(Fe_2O_3/K_2O)$  (Неггоп, 1988) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна.

лых и средних магматических пород (Condie, 1993).

Для песчаников характерны относительно умеренные значения химического индекса выветривания CIW (Harnois, 1988) и высокие величины кремне-титанового индекса STI (Jayawardena, Izawa, 1994) (табл. 2), что свидетельствует о преобладании механического разрушения исходных пород при подчиненной роли химического выветривания.

Для реконструкции палеотектонической обстановки накопления нижнеюрских песчаников использовались диаграммы ( $Fe_2O_3^* + MgO$ )—  $K_2O/Na_2O$ , ( $Fe_2O_3^* + MgO$ )— $Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ , ( $Fe_2O_3^* + MgO$ )— $Al_2O_3/SiO_2$ , ( $Fe_2O_3^* + MgO$ )— $TiO_2$ (Bhatia, 1983). Фигуративные точки составов песчаников на этих диаграммах расположены в поле осадочных пород, накопление которых происходило в обстановке активной континентальной окраины и континентальной островной дуги (рис. 8). На диаграмме Th—La (Bhatia, Crook, 1986) рассматриваемые песчаники тяготеют к области составов, характерных для песчаников континентальной островной дуги (рис. 9а). Аналогичный вывод следует из диаграммы F1—F2 (Bhatia,

1983) (рис. 9б). На основе анализа содержаний основных породообразующих компонентов в осадочных породах предложена новая дискриминационная диаграмма DF1<sub>(Arc-Rift-Col)</sub>-DF2<sub>(Arc-Rift-Col)</sub> (Verma, Armstrong-Altrin, 2013). Нижнеюрские песчаники имеют высокие содержания SiO<sub>2</sub> (68.48-72.18 мас. %, табл. 2), в связи с чем для определения палеотектонической обстановки их накопления использовалась диаграмма DF1<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub>-DF2<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub> с полями для высококремнистых осадочных пород. Фигуративные точки составов песчаников по значениям DF1<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub> и DF2<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub> локализуются вдоль линии, разделяющей осадки, сформированные в обстановке островной дуги и континентального рифта (рис. 9в).

### ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты исследований оказались достаточно неожиданными. Во-первых, установлено, что наиболее молодая популяция детритовых цирконов из песчаников, отобранных в бассейне пади Тутхалтуй, ранее относимых к образованиям агинско-борщовочного комплекса, имеет раннеюрский возраст (196 ± 8 млн лет). Эти данные находятся в противоречии с существующими пред-



**Рис. 6.** Диаграммы (a) Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O (Bhatia, 1983), (б) (CaO + MgO)-SiO<sub>2</sub>/10-(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988), (в) Th-La-Sc (Cullers, 2002), (г) Hf-Th-Co (Wronkiewicz, Condie, 1987), (д) La/Sc-Th/Co (Cullers, 2002), (е) Hf-La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна. Сокращения (а): А – андезиты, D – дациты, Gг – гранодиориты, G – граниты, R – рециклированные осадки; (г): GR – граниты, TON – тоналиты, TH – толеиты, KOM – коматииты.





**Рис. 7.** График распределения редкоземельных элементов (а) и спайдер-диаграмма (б) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна. Составы хондрита по (McDonough, Sun, 1995) и верхней континентальной коры по (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

ставлениями о рифейском (Амантов, 1975) и среднепалеозойском (Шивохин и др., 2010; Рутштейн и др., 2019) возрасте пород агинско-борщовочного комплекса. Учитывая, что нижняя возрастная граница накопления протолитов сланцев агинско-борщовочного комплекса бассейна р. Нынкен, согласно результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов, составляет 492  $\pm$  6 млн лет (Popeko et al., 2020), в состав агинско-борщовочного комплекса в настоящее время включены разновозрастные породы. Стоит также отметить, что ранее для палеозойских (?) метаосадочных пород Тукуринского фрагмента Агинского террейна (Заика и др., 2018) и Джагдинского террейна (Sorokin et al., 2020) Монголо-Охотского складчатого пояса также были получены раннемезозойские конкордантные значения возраста для наиболее молодых популяций детритовых цирконов. Следовательно, в структуре Монголо-Охотского складчатого пояса, в том числе в пределах Восточного Забайкалья, наиболее широко развиты терригенные отложения мезозойского возраста.

Во-вторых, U-Th-Pb датирование детритовых цирконов позволяет не только уточнить нижнюю возрастную границу накопления осадочных толщ, но и реконструировать основные источники сноса кластического материала. Согласно полученным данным, в рассматриваемых песчаниках преобладают палеозойские и мезозойские зерна детритовых цирконов, характеризующиеся нео- и мезопротерозойскими значениями Hf-модельного возраста ( $t_{Hf(C)} = 0.7 - 1.3$  млрд лет). Главными источниками палеозойских цирконов могли быть магматические комплексы каледонских и герцинских островодужных систем древнего палеоокеана, разделявшего Сибирский кратон и Амурский супертеррейн в палеозое (Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2010, 2019). Источниками наиболее молодых мезозойских цирконов, вероятно, являются образования раннемезозойского вулкано-плутони-



**Рис. 8.** Диаграммы (a)  $(Fe_2O_3^* + MgO) - K_2O/Na_2O$ , (б)  $(Fe_2O_3^* + MgO) - Al_2O_3/(CaO + Na_2O)$ , (в)  $(Fe_2O_3^* + MgO) - Al_2O_3/SiO_2$ , (г)  $(Fe_2O_3^* + MgO) - TiO_2$  (Bhatia, 1983) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна.

Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины.

ческого комплекса Агинского террейна (Руженцев, Некрасов, 2009; Шивохин и др., 2010).

Источниками незначительной популяции неопротерозойских детритовых цирконов, по-видимому, являются образования Икат-Багдаринской зоны (Некрасов и др., 2006, 2007), а также Келянской и Катаевской островодужных систем (Гордиенко, 2006). Наиболее древние палеопротерозойские зерна цирконов, скорее всего, поступали

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

за счет вовлечения в осадконакопление гранитоидов (Донская и др., 2005; Донская, 2019; Сальникова и др., 2007 и др.) и габбро-анортозитов (Бучко и др., 2008) палеопротерозойского возраста, которые развиты в южном обрамлении Сибирского кратона.

Далее обратимся к вопросу о геодинамической обстановке накопления. Во-первых, исследованные песчаники по химическому составу соответ-

том 30 № 3 2022



**Рис. 9.** Диаграммы (a) Th–La (Bhatia, Crook, 1986), (б) F1–F2 (Bhatia, 1983), (в) DF1<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub>–DF2<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub> (Verma, Armstrong-Altrin, 2013) для нижнеюрских песчаников Ононского фрагмента Агинского террейна. (a): Поля, характеризующие песчаники из тектонических обстановок: A – океанические островные дуги, B – континентальные островные дуги, C – активные континентальные окраины, D – пассивные континентальные окраины. (6): F1 =  $0.303 - 0.0447SiO_2 - 0.972TiO_2 + 0.008Al_2O_3 - 0.267 \times 0.74Fe_2O_3^* + 0.208 \times 0.23Fe_2O_3^* - 3.082MnO + 0.14MgO + + 0.195CaO + 0.719Na_2O - 0.032K_2O + 7.51P_2O_5; F2 = 43.57 - 0.421SiO_2 + 1.988TiO_2 - 0.526Al_2O_3 - 0.551 \times 0.74Fe_2O_3^* - - 1.61 \times 0.23Fe_2O_3^* + 2.72MnO + 0.881MgO - 0.907CaO - 0.177Na_2O - 1.84K_2O + 7.244P_2O_5.$  $(в) DF1 (Arc-Rift-Col)m1 = (-0.263ln(TiO_2/SiO_2)adj) + (0.604ln(Al_2O_3/SiO_2)adj) + (-1.725ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)adj) + + (0.660ln(MnO/SiO_2)adj) + (2.191ln(MgO/SiO_2)adj) + (0.144ln(CaO/SiO_2)adj) + (-1.304ln(Na_2O/SiO_2)adj) + + (0.054ln(K_2O/SiO_2)adj) + (-0.330ln(P_2O_5/SiO_2)adj) + 1.588; DF2<sub>(Arc-Rift-Col)m1</sub> = (-1.196 ln(TiO_2/SiO_2)adj) + (1.064ln(Al_2O_3/SiO_2)adj) + (0.303ln(Fe_2O_3^*/SiO_2)adj) + (0.436ln(MnO/SiO_2)adj) + (0.838ln(MgO/SiO_2)adj) + (-0.407ln(CaO/SiO_2)adj) + (1.021ln(Na_2O/SiO_2)adj) + (-1.706ln(K_2O/SiO_2)adj) + (-0.126ln(P_2O_5/SiO_2)adj) + (-0.407ln(CaO/SiO_2)adj) + (1.021ln(Na_2O/SiO_2)adj) + (-1.706ln(K_2O/SiO_2)adj) + (-0.126ln(P_2O_5/SiO_2)adj) - 1.068.$
ствуют грауваккам, обломочный материал в них плохой сортировки и имеет угловатую и слабоокатанную форму, среди обломков присутствуют вулканические породы. Во-вторых, низкая степень химической "зрелости" исходных пород и их близость по химическому составу к породам, сформированным в обстановке активной континентальной окраины и островной дуги, наличие значительного количества раннеюрских детритовых цирконов свидетельствуют о накоплении песчаников в период тектонической и магматической активности региона. Эти данные в совокупности с существующими моделями формирования террейнов, входящих в состав Монголо-Охотского складчатого пояса (Парфенов и др., 1999; Гордиенко, 2006; Гордиенко и др., 2019; Руженцев, Некрасов, 2009; Шевченко и др., 2014; Arzhannikova et al., 2022 и др.), позволяют предполагать, что нижнеюрские песчаники отражают завершающий этап субдукции в структуре Агинского террейна.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Песчаники пади Тутхалтуй характеризуются близкими вариациями химического состава и соответствуют грауваккам, сформированным за счет размыва химически "незрелых" исходных пород преимущественно кислого состава;

2. Основными источниками сноса кластического материала являлись магматические породы мезозойского и палеозойского возраста при незначительном вкладе более древних нео- и палеопротерозойских магматических образований;

3. Возраст наиболее молодой популяции детритовых цирконов из песчаника пади Тутхалтуй составляет 196 ± 8 млн лет; в этой связи нижняя граница их накопления приходится на раннюю юру, и, следовательно, рассматриваемые песчаники отражают не среднепалеозойский этап развития Агинского террейна, а раннеюрский;

4. Положение фигуративных точек изученных песчаников на тектонических дискриминационных диаграммах в совокупности с их минералогопетрографическими особенностями и присутствием значительной популяции раннеюрских детритовых цирконов свидетельствует об их накоплении в обстановке, связанной с субдукционными процессами, что согласуется с существующими геодинамическими моделями формирования Монголо-Охотского складчатого пояса.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников аналитических лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (Е.Н. Воропаеву, О.Г. Медведеву, В.И. Рождествину, Е.С. Сапожник, Е.В. Ушакову), Института тектоники и геофизики ДВО РАН (В.Е. Зазулину, Е.М. Голубеву, А.В. Штареву), а также персонал Геохронологического центра Аризонского университета (Arizona Laser-Chron Center, USA) за выполнение аналитических исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975. 223 с. (Труды ВСЕ-ГЕИ. Т. 213).

*Богач Г.И.* К петрологии тектонобластитов агинскоборщовочного комплекса // Геология и полезные ископаемые Читинской области. Отв. ред. Асосков В.М. Чита: ГГУП Читагеолсъемка, 2000. С. 172–178.

Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Сорокин А.П., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейн южного обрамления Сибирского кратона) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 3–13.

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

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589-614.

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.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона. Дисс. ... докт. геол.мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. 410 с.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.

Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники метаосадочных пород Джагдинского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Pb и Lu–Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 24–36.

Заика В.А., Сорокин А.А., Сю Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Геохимические особенности и источники метаосадочных пород западной части Тукурингрского террейна

Монголо-Охотского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 38–58.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.

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.

Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.Л., Родионов Н.В., Лыхин Д.А., Голионко Б.Г. U–Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Отв. ред. Скляров Е.В. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. Т. 2. С. 58–60.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Сергеев С.А., Руженцев С.В., Минина О.Р., Голионко Б.Г. U–Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

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

*Петтиджон Ф.Дж., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 535 с.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

Рутитейн И.Г. О проблемах геологии и региональной металлогении Юго-Восточного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Читинской области. Отв. ред. Асосков В.М. Чита: ГГУП "Читагеолсъемка", 2000. С. 9–23.

Рутитейн И.Г., Богач Г.И., Эникеев Ф.И., Вавилов Д.Е. Геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Восточно-Забайкальская серия. Лист М-50-II. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.

Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Мельников А.И., Козаков И.К., Ковач В.П., Бараш И.Г., Яковлева С.З. Возрастные рубежи проявления высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Иркутного блока Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U–Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3–19. Сорокин А.А., Колесников А.А., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ковач В.П. Источники детритовых цирконов из терригенных отложений Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. АН. 2015. Т. 462. № 5. С. 590–594.

*Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

*Тулохонов М.И.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Восточно-Забайкальская серия. Лист М-50-II. Ред. Музылев С.А. М.: ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ, 1962.

Шевченко Б.Ф., Попеко Л.И., Диденко А.Н. Тектоника и эволюция литосферы восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 667–682.

Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раитина Н.И., Карасев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1000000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-50 (Борзя). Ред. Старченко В.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

*Amelin Y., Davis W.J.* Geochemical test for branching decay of <sup>176</sup>Lu // Geochim. Cosmochim. Acta 2005. V. 69. P. 465–473.

Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Arzhannikov S.G., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Khubanov V.B., Pavlova L.A. Late Mesozoic topographic evolution of western Transbaikalia: evidence for rapid geodynamic changes from the Mongol-Okhotsk collision to widespread rifting // Geosci. Front. 2020. V. 11. P. 1695–1709.

Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B., Kamenetsky V.S. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Front. 2022. V. 13. 101254.

*Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91.  $N_{0}$  6. P. 611–627.

*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.

*Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 273. P. 48–57.

*Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A.V.* The Mongol-Okhotsk belt in Mongolia – an appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. V. 510. P. 132– 150.

*Condie K.C.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. 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. P. 305–327.

Demonterova E.I., Ivanov A.V., Mikheeva E.M., Arzhannikova A.V., Frolov A.O., Arzhannikov S.G., Bryanskiy N.V., Pavlova L.A. Early to Middle Jurassic history of the southern Siberian continent (Transbaikalia) recorded in sediments of the Siberian Craton: Sm–Nd and U–Pb provenance study // Bull. Soc. Géol. Fr. 2017. V. 188. 8.

*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. № 4. P. 531–542.

*Griffin W.L., Belousova E.A., Shee S.R., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons // Precambrian Res. 2004. V. 131. P. 231–282.

Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nakane Y., Nuramkhaan M., Chuluun M. Provenance and origins of a Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai-Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 75. P. 141–157.

*Harnois L*. The CIW index: a new chemical index of weathering // Sediment. Geol. 1988. V. 55. № 3–4. P. 319–322.

*Herron M.M.* Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.

*Jayawardena U.S., Izawa E.* A new chemical index of weathering for metamorphic silicate rocks in tropical regions: a study from Sri Lanka // Engineering Geol. 1994. V. 36. P. 303–310.

*Kelty T.K., Yin A., Dash B., Gehrels G.E., Ribeiro A.E.* Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia // Tectonophysics. 2008. V. 451. P. 290–311.

*Ludwig K.R.* Isoplot 3.6 // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2008. № 4. 77 p.

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

*Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazannsky A.Y., Wingate M.T.D.* Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 400– 419.

Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Y.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese C.R., Sidorov A.A. Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2005. № 1697. 399 p.

*Popeko L.I., Smirnova Y.N., Zaika V.A., Sorokin A.A., Dril S.I.* Provenance and tectonic implications of sedimentary rocks of the Paleozoic Chiron Basin, Eastern Transbaikalia, Russia, based on whole-rock geochemistry and detrital zircon U-Pb age and Hf isotopic data // Minerals. 2020. V. 10. 279.

https://doi.org/10.3390/min10030279

Scherer E., Münker C., Mezger K. Calibration of the Lutetium-Hafnium Clock // Science. 2001. V. 293. P. 683–687

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

*Söderlund U., Patchett P.J., Vervoort J.D., Isachsen C.E.* The <sup>176</sup>Lu decay constant determined by Lu–Hf and U–Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 219. P. 311–324.

*Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogen // J. Geol. Soc. 2005. V. 162. P. 125–134.

*Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

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

*Wang W., Tang J., Xu W.L., Wang F.* Geochronology and geochemistry of Early Jurassic volcanic rocks in the Erguna Massif, northeast China: petrogenesis and implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture belt // Lithos. 2015. V. 218–219. P. 73–86.

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.  $\mathbb{N}_{9}$  9. P. 2401–2416.

Yang Y.T., Guo Z.-X., Song C.-C., Li X.-B., He S. A shortlived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // Gondwana Res. 2015. V. 28. P. 1096–1116.

Zaika V.A., Sorokin A.A. Two types of accretionary complexes in the eastern Mongol-Okhotsk Belt: constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasedimentary rocks of the Selemdzha and Tokur terranes // J. Asian Earth Sci. 2020. V. 201. 104508.

*Zhao X., Coe R.S., Zhou Y., Wu H., Wang J.* New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 43–81.

*Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 33–56.

Рецензенты С.И. Дриль, А.Б. Котов

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 30 № 3 2022

## Age and Geodynamic Setting of the Lower Jurassic Sandstones in the Onon Fragments of the Aga Terrane of the Mongol-Okhotsk Fold Belt

Yu. N. Smirnova<sup>*a*, #</sup> and Yu. V. Smirnov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, Blagoveshchensk, Russia <sup>#</sup>e-mail: smirnova@ascnet.ru

The paper presents the results of geochemical studies of sandstones from Tutkhaltui valley of the Aga-Borshchovochnyi complex in the Onon fragment of the Aga Terrane of the Mongol-Okhotsk fold belt, as well as the results of U–Th–Pb geochronological (LA-ICP-MS) and Lu–Hf isotope geochemical studies of detrital zircons from these rocks. It is established that the youngest population of detrital zircons in the sandstones has an age of 196  $\pm$  8 Ma. This indicates the Early Jurassic age of the sandstones previously attributed to the Middle Paleozoic. Geochemical features of sandstones suggest that they were deposited in the active continental margin or island arc settings at the final stage of the closure of the Mongol-Okhotsk paleocean.

*Keywords:* Mongol-Okhotsk fold belt, Aga Terrane, Early Jurassic, sedimentary rocks, sources, detrital zircons, U–Th–Pb and Lu–Hf studies

УДК 551.763.3(470.62)

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФЛУКТУАЦИИ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ ТУРОН-КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

© 2022 г. Е. В. Яковишина<sup>1,</sup> \*, С. И. Бордунов<sup>1, 2</sup>, Л. Ф. Копаевич<sup>1</sup>, Д. А. Нетреба<sup>1</sup>, Е. А. Краснова<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия <sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва, Россия \*e-mail: yakovishina@mail.ru Поступила в редакцию 18.09.2020 г. После доработки 22.11.2021 г.

Принята к публикации 26.11.2021 г.

Приведены результаты комплексного изучения турон-коньякских отложений Абинского района Северо-Западного Кавказа, представленных ритмичной существенно карбонатной толщей. Применение методов микрофациального, рентгенофазового, изотопного и микропалеонтологического анализа позволило выявить важные изменения абиотических и биотических событий на протяжении этого интервала. Особенности карбонатной седиментации, изменения состава комплексов фораминифер помогли установить колебания относительного уровня моря, а изотопные исследования выявить климатические флуктуации. В периоды накопления карбонатного и глинистого материала территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн с нормальной соленостью. В изученном интервале на фоне высоких температур также зафиксированы импульсы похолодания. Уточнено положение в разрезе границы туронского и коньякского ярусов.

*Ключевые слова:* Кавказ, верхний мел, турон, коньяк, карбонаты, литология, стратиграфия, фораминиферы, изотопы углерода и кислорода

DOI: 10.31857/S0869592X22030061

## введение

Район исследований расположен в долине р. Абин и относится к складчато-аллохтонной Анапско-Агойской подзоне Новороссийско-Лазаревской зоны Большого Кавказа (рис. 1). В Абинском районе севернее станиц Шапсугской и Эриванской отложения Анапско-Агойской подзоны слагают Абино-Бугундырский тектонический покров (Корсаков и др., 2013). Предметом изучения стали отложения натухайской свиты (верхний турон-коньяк) в разрезе северо-западной стены отработанного карьера севернее станицы Шапсугской (рис. 2). Ранее данный разрез никем не изучался. Граница туронского и коньякского ярусов проходит внутри свиты. Наименование свиты дано по названию станицы Натухайской. Первоначально соответствующие отложения были вылелены в составе маркотхской свиты в виле натухайского горизонта (Келлер, 1947). Свита подразделяется на нижнюю (верхний турон) и верхнюю (коньяк) подсвиты. С.Л. Афанасьев (1992) выделяет в ней 4 подсвиты или пачки. Состав подсвит неоднороден в разных разрезах, что вызывает определенные трудности при стратиграфическом расчленении свиты. Нижняя часть в основном терригенно-карбонатная, с более частыми прослоями песчаников и алевролитов, верхняя, коньякская, часть более карбонатная и содержит больше известняков (Келлер, 1947; Афанасьев, 1992). Мощность свиты в данном районе достигает 150 м (Корсаков и др., 2013).

Литология и биостратиграфия в сочетании с хемостратиграфией могут послужить основой для восстановления условий осадконакопления, связанных как с эвстатическими колебаниями уровня моря, так и с влиянием других достаточно сложных и многофакторных процессов геологического прошлого. Это, в свою очередь, способствует расшифровке событий истории формирования бассейна, а также возможности и достоверности удаленных корреляционных построений (Jarvis et al., 2006).

Анализ систематического состава планктонных (ПФ) и бентосных фораминифер (БФ) служит повышению детальности биостратиграфических построений, увеличению корреляционного потенциала, а также помогает получить полезную палеоэкологическую информацию. Известно, что морфотипы планктонных фораминифер с примитивной морфологией раковины обитали в приповерхностных слоях водной толщи. В то же время



**Рис. 1.** Космоснимок района исследований (Яндекс карты). На врезке космоснимок Шапсугского карьера. Линия 80 м – интервал отбора образцов.

скульптурированным крупным формам со сложной морфологией для осуществления жизненного цикла были необходимы условия открытого морского бассейна с более значительными глубинами (Hart, Bailey, 1979; Caron, Homewood, 1983; Premoli Silva, Sliter, 1995, 1999; Dubicka, Peryt, 2012; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016).

Результаты интерпретации колебаний значений  $\delta^{18}$ O и  $\delta^{13}$ C на изотопных кривых помогают установить тренды подобных изменений и резкие отклонения измеряемых значений, что, в свою очередь, позволяет определить температурные флуктуации, а также колебания биопродуктивности бассейна. Исследуемый туронский-коньякский интервал до недавнего времени представлялся как один из самых теплых эпизодов фанерозойского эона на основании соотношений изотопов кислорода и Mg/Ca в раковинах фораминифер (Wilson et al., 2002; Bice et al., 2003; Bornemann et al., 2008). B то же время существует и другое мнение. Так, в приведенных ниже публикациях на основе данных по  $\delta^{18}$ О документально показано несколько значительных похолоданий климата в позднем туроне (Stoll, Schrag, 2000; Voigt et al., 2004). Некоторые авторы предполагают существование ледников в этом временном интервале (Miller et al., 2005; Bornemann et al., 2008). Эти результаты активно обсуждаются, но уже показано, что в пределах нескольких бассейнов Западной и Центральной Европы существовали два этапа позднетуронского похолодания, которому способствовала высокая вулканическая активность (Wiese, Voigt, 2002). Флуктуации климата на протяжении турона-коньяка предполагаются также на основе анализа фораминиферовых ассоциаций на весьма обширных территориях (Petrizzo, 2000, 2002; Dubicka, Peryt, 2012; Huber et al., 2018). В пределах Восточной Европы этот интервал изучался на Восточно-Европейской платформе и в Крыму (Кораеvich, Vishnevskaya, 2016; Vishnevskaya, Кораеvich, 2020). Однако материалов по Большому Кавказу на эту тему гораздо меньше (Гаврилов и др., 2009; Zakharov et al., 2018; Zakharov et al., 2020).

Цель данной работы — реконструкция условий осадконакопления на Северо-Западном Кавказе на рубеже туронского и коньякского ярусов на основе детальных литологических, био- и хемостратиграфических исследований.

### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования проводились на геологическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова. Из натухайской свиты мощностью 80 м было отобрано 22 образца с интервалом 1–5 м. Вещественный состав пород (карбонатные, глинистые и песчаные разности) изучался в шлифах с помощью оптического микроскопа Полам-213М. В



**Рис. 2.** Отложения туронского и коньякского ярусов в разрезе северо-западной стены Шапсугского карьера. Пунктирная линия — граница пачек 6 и 7, сплошная линия — граница туронского и коньякского ярусов. Фото Е.В. Яковишиной.

результате изучения петрографических шлифов было выделено 4 литологических типа пород, которые позволили составить представление об условиях формирования изучаемой толщи.

Данные о возрасте пород исследованного карьера были получены путем микропалеонтологического анализа содержащихся в них комплексов фораминифер, преимущественно планктонных. Предварительно раздробленную породу дезинтегрировали путем кипячения в слабошелочном растворе воды и далее отмывали вручную в проточной воде через сито с размером ячеек 0.063 мм. Раковины фораминифер исследовали с помощью микроскопа LEICA MZ12 при увеличениях от ×10 до ×40. В 13 образцах комплексы ПФ характеризуются высоким таксономическим разнообразием и преобладанием так называемых "глубоководных" таксонов со сложной морфологией раковины. В других образцах основную часть комплекса составляют таксоны с более простой морфологией раковины; здесь отмечается также повышенное количество бентосных фораминифер. Приведены изображения наиболее значимых для определения возраста таксонов и указано их стратиграфическое распространение. Виды-индексы ПФ и некоторые БФ сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе в лаборатории Палеонтологического института РАН с последующей обработкой на компьютере, а также на кафедре петрологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JEOL JSM-6480LV.

Методом изотопного анализа кислорода и углерода образцы изучены на кафедре геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на изотопном масс-спектрометре Delta V Advantage с подключенной линией GAS Bench II (Бремен, Германия).

Пробы для изотопных исследований отбирали точечно из каждой выделяемой разности, весом от 100 до 500 мкг в зависимости от количества карбонатного материала. Проба подвергалась обработке 105%-ной полифосфорной кислотой на линии пробоподготовки Gas Bench II, подключенной непосредственно к масс-спектрометру. Углекислый газ, выделившийся в результате реакции карбоната с кислотой, поступал в камеру масс-спектрометра, где анализировался изотопный состав углерода и кислорода в нем. Для расчета изотопного состава углерода и кислорода анализируемых образцов использовали стандартный газ  $CO_2$  известного изотопного состава. Для карбонатов значения изотопных параметров  $\delta^{13}C$  и  $\delta^{18}O$  указываются в % относительно VPDB – аналога PDB (Pee Dee Belemnite, ростр Belemnitela americana (верхний маастрихт, формация Пи Ди (Pee Dee), США, Южная Каролина (Zhang et al., 1990; Коплен, Рамендик, 1998).

Точность измерений контролировали по международным стандартам NBS-18 и NBS-19 с известными значениями  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О. Каждый образец анализировали дважды. Воспроизводимость результатов анализа, включая полный цикл пробоподготовки образцов, не выходила в среднем за пределы  $\pm 0.2\%$ .

Вариации изотопного состава углерода в карбонате кальция отражают вариации изотопного состава суммарной углекислоты, растворенной в воде (Галимов, 1968; Anderson, Arthur, 1983; Фор, 1989). На основе исследования изотопного состава кислорода в карбонатах Герольдом Юрии был предложен метод расчета палеотемператур древних океанов (Фор, 1989). Шкала палеотемператур основана на том, что при осаждении в условиях равновесия изотопный состав кислорода в карбонате кальция отличается от изотопного состава кислорода в воде. Различие обусловлено реакцией изотопного обмена, зависящей от температуры.

Расчет палеотемператур произведен с использованием уравнения Эпштейна (Epstein et al., 1953) с измененными температурными коэффициентами, рассчитанными для лабораторного неорганического осаждения кальцита (Kim, O'Neil, 1997). Коэффициент разделения изотопов для системы кальцит–вода при 25°С равен 1.0286 (O'Neil et al., 1975). Коэффициент разделения зависит от температуры, поэтому изотопный состав кислорода в кальците, находящемся в равновесии с водой, также определяется температурой воды.

Для пересчета использовалась формула: 1000ln $\alpha$  (Calcite-H<sub>2</sub>O) = 18.03 × (10<sup>3</sup>*T*-1) – 32.42, где  $\alpha$  – степень фракционирования, *T* – температура в K.

Установлено, что для позднего мела в условиях высоких широт, свободных от льда, данное значение  $\delta Ow = -1\%$  (Shackleton, Kennett, 1975).

Минералогический состав глин изучен методом рентгенофазового анализа 7 образцов при помощи рентгеновского дифрактометра ДРОН-3М на кафедре нефтегазовой седиментологии и морской геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Идентификация минералов осуществлялась на основании определения межплоскостных расстояний, которые на дифрактограммах показаны базальными рефлексами. В результате рентгенофазового анализа удалось установить наличие глинистых минералов определенных групп. Эти данные были использованы при восстановлении обстановок седиментации.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### Описание разреза

Разрез Шапсугского карьера сложен ритмичной существенно карбонатной толщей, представляющей собой крутопадающую на юг моноклиналь (рис. 2). Нижний и верхний контакты натухайской свиты в Шапсугском карьере не установлены. Обнаженная часть разреза имеет мощность 80 м. Снизу в верх в разрезе карьера обнажаются:

Пачка 1. Переслаивание известняков зеленовато-серых (10–15 см), известняков мелоподобных белых (до 30 см), иногда с тонкой горизонтальной слоистостью, и глин серых, зеленовато-серых, известковистых (2–3 см). Белый известняк со стилолитовыми швами. Мощность пачки 12 м.

Пачка 2. Чередование известняков красных (10–15 см) и зеленовато-серых (10–15 см) с прослоями красных и зеленовато-серых глин (2–3 см). Мощность пачки 5 м.

Пачка 3. Ритмичное чередование белесых известняков (20 см) и глинистых известняков (10–12 см) светло-серых, с прослоями песчаников (3 см) светло-серых, мелкозернистых, с карбонатным цементом. В песчаниках горизонтальные ходы илоедов длиной до 20–30 см. Мощность пачки 16 м.

Пачка 4. Переслаивание желтовато-белых известняков (10 см) и известковистых серых глин (10–15 см). Известняки с лимонитовыми примазками. Мощность пачки 7 м.

*Пачка 5*. Чередование известняков светло-серых и зеленовато-серых, тонкослоистых, глинистых. Встречаются кальцитовые жилы. Мощность пачки 2 м.

Пачка 6. Известняки с лимонитовыми примазками по напластованию и трещинам (2.5 м). Чередование известняков (10–15 см) светло-серых и глинистых известняков (2–3 см) слегка зеленоватых. Выше переслаивание известняков (10 см) и серых глин (10–15 см). По глинистому прослою на границе с пачкой 7 отмечается зеркало скольжения по субвертикальному взбросу. Амплитуда взброса 4 м, разрывное нарушение затухает в видимой части разреза. Мощность пачки 6 м.

Пачка 7. Ритмичное чередование известняков светло-серых (20 см) и темно-серых глинистых (10–15 см). Мощность пачки 25 м.

Пачка 8. Переслаивание известняков белых, плотных (20 см); известняков зеленовато-серых (10–15 см), глинистых, с ходами илоедов, с линзами кальцита; известняков темно-серых, песчани-



Рис. 3. Фото петрографических шлифов выделенных микрофаций (МКФ). (а) – известняк (мадстоун) фораминиферовый (обр. 10/12), МКФ1; (б) – известняк (вак-мадстоун) спикулитово-фораминиферовый (обр. 0/7), МКФ2; (в) – известняк (вак-пакстоун) питонеллово-фораминиферовый (обр. 10/20), МКФ3; (г) – песчаник мелко-тонкозернистый (обр. 10/8), МКФ4.

стых; песчаников с косой слоистостью и следами течений. Мощность пачки 7 м.

#### Микрофациальный анализ

Породы Шапсугского карьера в изучаемом интервале разреза представлены гемипелагическими отложениями, главным образом микритовыми тонко- и толстослоистыми известняками, глинистыми известняками, известковистыми глинами, тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Выделено 4 основных типа микрофаций (МКФ), отличающихся друг от друга составом, цветом, структурой, текстурой, палеонтологическими характеристиками и т.д. (рис. 3) (Flügel, 2010). Классификация известняков приведена по (Dunham, 1962).

МКФ1. Известняк (мадстоун) фораминиферовый, однородного светло-серого до бежевого цвета, неслоистый (рис. 3а). Основная масса сложена

микритовым кальцитом (более 90%). Микрит, вероятно, образован пластинками планктонных водорослей кокколитофорид. Биокласты (до 10%) представлены фораминиферами размером 0.02–0.1 мм, редко до 0.25 мм, различной сохранности, замещенными вторичным кальцитом; известковыми диноцистами Pithonella ovalis Kaufmann, относимыми ранее к кальцисферам (Вишневская, 2016), а также тонким раковинным детритом (обломки раковин двустворок, брахиопод, редкие иглы морских ежей) размером до 0.05 мм. Генетический тип отложений по В.Т. Фролову (1984, 1995) – планктоногенный пелагический.

МКФ2. Известняк (вак-мадстоун) спикулитово-фораминиферовый, однородного светло-серого до бежевого цвета, тонкослоистый (рис. 3б). Слоистость обусловлена упорядоченным расположением слюд, ориентировкой биогенных частиц, вероятно, под воздействием придонных течений. Основная масса сложена микритовым кальцитом (75–85%) с примесью глинистого вещества. Биокласты (15–25%) представлены фораминиферами размером 0.01–0.7 мм, редко до 0.2 мм, различной сохранности; известковыми диноцистами; тонким раковинным детритом (обломки раковин двустворок, брахиопод, спикулы губок, иглы морских ежей) размером до 0.05 мм. Присутствуют рассеянный пирит и растительный детрит. Отмечены биотурбации, стилолитовые швы и фосфатизация отдельных компонентов. Генетический тип отложений – планктоногенный пелагический или неритовый (Фролов, 1984, 1995).

МКФ3. Известняк (вак-пакстоун) питонеллово-фораминиферовый, от светлого до темно-серого, неслоистый (рис. 3в). Основная масса сложена микритовым кальцитом (70–75%) с примесью глинистого вещества. Биокласты (15–25% и более) представлены многочисленными известковыми диноцистами Pithonella ovalis (до 0.5 мм), типичными для верхнетуронского интервала, а также фораминиферами размером 0.01–0.30 мм, редкодо 0.5 мм, различной сохранности, тонким раковинным детритом размером 0.01–0.05 мм. Присутствует рассеянный пирит. Породы биотурбированы, со стилолитовыми швами. Генетический тип отложений – планктоногенный неритовый (Фролов, 1984, 1995).

МКФ4. Песчаник мелко-тонкозернистый, биолитокластовый, неяснослоистый, средней сортировки, с глинисто-карбонатным цементом, светло-серый, бежевый (рис. 3г). Породообразующими компонентами являются зерна кварца (до 40%) от неокатанных до полуокатанных, средней сортировки, размером 0.01-0.15 мм, неокатанные зерна полевых шпатов (до 5-10%), зерна глауконита (до 5-10%), обломки осадочных пород (алевролитов, известняков), а также глинистых окатышей (до 40%) размером 0.05-0.25 мм. До 10% породы слагают биокласты - известковые диноцисты, обломки раковин фораминифер, двустворок и других ископаемых организмов. Цемент базального типа, глинисто-карбонатный. В небольшом количестве присутствует пирит и растительный детрит. При полевых наблюдениях отмечены механоглифы разного типа, небольшого размера, иногда нерегулярная волнистая и косая слоистость. Генетический тип – отложения донных течений (Фролов, 1984, 1995).

Микрофации изученного интервала разреза можно сопоставить с определенными фациальными зонами. При этом физико-географические условия определяются характером осадконакопления, приуроченностью к геоморфологическим элементам, типом бассейна, положением в определенной части бассейна, удаленностью от береговой линии, динамикой среды, условиями жизни и захоронения организмов и т.д.

#### Установлены следующие фации:

Фация глубоководного бассейна. К данной фации отнесены выделенные МКФ1 и МКФ2. Эти отложения обеднены фаунистическими остатками. Наблюдаются редкие цельные раковины планктонных и бентосных фораминифер, известковые диноцисты, а также редкие обломки остракод. Отмечается биотурбированность пород. Отложения как слоистые, так и неслоистые. Осадки формировались в относительно глубоководных условиях с довольно медленной скоростью седиментации.

Фация открытого шельфа. К данной фации отнесены выделенные микрофации МКФЗ и МКФ4. Фаунистические остатки представлены планктонными и бентосными фораминиферами, известковыми диноцистами Pithonella ovalis, а также обломками раковин моллюсков, иглами морских ежей, что указывает на нормальные соленость и содержание кислорода в морской воде. Отложения формировались в морской обстановке с умеренной гидродинамикой, на что указывает тонкая слоистость пород и присутствие глауконита до 10%.

На основе выделенных фаций можно сделать вывод, что изучаемые турон-коньякские отложения формировались в условиях дистального шельфа (неритовые отложения) либо открытого морского бассейна (гемипелагические отложения), при медленной или умеренной гидродинамике и достаточно медленной седиментации. Также можно говорить о нормальной циркуляции вод и их насыщении кислородом. В разрезе в небольших количествах присутствуют тонкие песчаные и глинистые прослои, фиксирующие понижения уровня моря и усиление гидродинамики, когда увеличивался привнос терригенного материала. Проявленная ритмичность отложений обусловлена "медленной скоростью седиментации при частичном элювиировании, в результате которого возникают разнозернистые осадки, которые ошибочно можно принять за динамически обусловленные, например, за турбидиты" (Фролов, 1984, с. 87).

Чередование в разрезе массивных мадстоунов с тонкослоистыми вак-мадстоунами и вак-пакстоунами можно объяснить периодическими изменениями гидродинамики бассейна. Это может быть обусловлено разными факторами. Так, течения и волнения в условиях регионального и локального перераспределения глубин нарушали равномерность процесса осадконакопления. Частичный размыв и смыв осадков происходил в подводных условиях. В карбонатных осадках повышалась концентрация нерастворимого остатка. Не исключен эоловый принос некоторых его компонентов. Ритмичность отложений в разрезе может быть тесно связана с глобальными флуктуациями инсоляции, определяющими тепловое состояние земной поверхности, возможно по типу циклов Миланковича (Найдин, Копаевич,

1988; Габдуллин, 2002). Однако полное решение этого вопроса требует дальнейших дополнительных исследований.

#### Биостратиграфический анализ

Зональная стратиграфия турон-коньякских отложений Западной Европы базируется в основном на стратиграфическом распространении иноцерамид, а также аммонитов (Walaszczyk, Wood, 1999; Walaszczyk et al., 2010, 2021; Wood et al., 2004). В разрезе Шапсугского карьера макрофаунистические остатки не обнаружены. В целях уточнения возраста отложений проводилось определение фораминифер, среди которых преобладают ПФ (рис. 4). В связи с этим для определения возраста пород использовалась зональная схема для Крымско-Кавказского региона (рис. 5) (Копаевич, 2010; Копаевич, Алексеев, 2019). Основную часть ассоцианий ПФ в наиболее прелставительных образнах составляют раковины сильно скульптурированные, со сложной морфологией (килеватый периферический край, сложное строение устья, крупные размеры). Сюда входят представители родов Marginotruncana, а также умбиликально-выпуклые Dicarinella concavata (Brotzen). Именно они лежат в основе зональной стратиграфии турон-коньякского интервала (рис. 5). Остальная часть комплекса – более мелкие раковины с относительно простой морфологией, состоящие из глобулярных камер, не имеющие киля, с простым умбиликально-внутрикраевым или краевым устьем. Сюда относятся представители родов Whiteinella, Globigerinelloides, Planoheterohelix.

Среди ПФ со сложной морфологией раковины следует отметить следующие виды: Marginotruncana pseudolinneiana Peassagno, M. marginata (Reuss), M. caronae Pervt. Кроме них встречаются также Dicarinella hagni Scheibnerova, D. canaliculata (Reuss), которые появляются еще в верхнесеноманскихнижнетуронских отложениях (Vishnevskava, Kopaevich, 2020). К таксонам с более примитивной морфологией относятся Whiteinella baltica Douglas et Rankin, W. brittonensis (Loeblich et Tappan), W. archaeocretacea Pessagno, первое появление которых фиксируется еще в верхнесеноманских-нижнетуронских отложениях. По всей туронской части разреза распространены мелкие раковины планоспиральных планомалинид Globigerinelloides bollii Pessagno и спирально-винтовых гетерогелицид Planoheterohelix paraglobulosa (Georgescu et Huber), Planoheterohelix postmoremani Georgescu et Huber. Они встречены во многих пробах, но в незначительном количестве. Их число возрастает в пробах, где уменьшается количество таксонов со сложной морфологией раковины.

Высокое разнообразие видов рода Marginotruncana (табл. I), а также отсутствие раковин Helvetoglobotruncana helvetica (Bolli), зональной формы нижнего турона, указывает на принадлежность разреза, заключенного в интервале межлу пробами 1-5, к зоне Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, то есть к средней зоне туронского яруса (рис. 5). В пробе 7 появляются представители Marginotruncana coronata (Bolli) (табл. II), что позволяет выделить, начиная с этого уровня, одноименную зону (рис. 5). Она отвечает верхнему турону в разрезах Центральной Польши (Walaszczyk, Peryt, 1998), верхнему турону-нижнему коньяку в разрезах Юго-Западного Крыма и Северо-Восточного Кавказа (Tur et al., 2001; Копаевич, 2010; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016; Копаевич, Алексеев, 2019). Начиная с пробы 14, в разрезе появляются Marginotruncana sinuosa (Porthault), а начиная с пробы 18 – редкие единичные умбиликально-выпуклые раковины группы Dicarinella concavata (Brotzen) (табл. III). Их появление указывает на присутствие в разрезе отложений нижнего коньяка (Tur et al., 2001; Dubicka, Peryt, 2012; Kopaevich, Vishnevskava, 2016), то есть верхней части зоны Marginotruncana coronata Крымско-Кавказской зональной шкалы. В то же время присутствие морфотипа с сильно выпуклой умбиликальной стороной в пробе 18 и выше позволяет сопоставить эту часть разреза с коньякской частью зоны Dicarinella concavata cpeдиземноморских планктонных шкал (рис. 5).

БФ встречены по всему разрезу, число их раковин колеблется от 20 до 60%. Таксономическое разнообразие невелико, не более 17 видов. Следует сразу отметить постоянное преобладание известково-секреционного над агглютинирующим бентосом, который представлен всего 6 видами. Агглютинирующие формы доминируют только в пробе 7.

В составе ассоциации БФ в нижней части разреза (пробы 1-5) встречены виды, появившиеся и пользующиеся постоянным распространением в сеноманских-нижнетуронских отложениях. К ним относятся: Cibicides polyrraphes polyrraphes (Reuss), Lingulogavelinella formosa (Brotzen), Gavelinella vesca vesca (N. Bykova). Наряду с ними присутствует Gavelinella moniliformis moniliformis (Reuss). Этот таксон указывает на возраст отложений не древнее среднего турона, а появление первых Protostensioeina sp. в пробе 7 – на позднетуронский возраст пород. В верхней части разреза в пробе 16 появляется зональный вид-индекс Reusella kelleri Vasilenko, а в пробе 18 – Protostensioeina granulata granulata (Olbertz), что подтверждает раннеконьякский возраст вмещающих отложений (Беньямовский, 2008; Вишневская и др., 2018; Pervushov et al., 2019). По всему разрезу встречаются раковины Gyroidinoides nitidus (Reuss) (пробы 4-20). В пробе 11 отмечены раковины фораминифер с агглютинирующей стенкой – Ataxophragmium nautiloides (Brotzen).

том 30 № 3 2022



Рис. 4. Стратиграфическое распространение фораминифер в турон-коньякских отложениях разреза Шапсугского карьера.

ЭĽ								
НЦМ	Ipyc	Маслакова, 1967, юг СССР	Маслакова, 1978, юг СССР	Caron, 1985	Robaszynski, Caron, 1995	Premoli Silva, Sliter, 1995, 1999	Копаевич, 2010	Coccioni, Premoli Silva, 2015
863-	3							
89.8 -	Коньякский	G. primitiva	G. primitiva	D. concavata	D. concavata	D. concavata	C. concavata– C. primitiva	
		G. coronata	G. angusti- carinata	D. primitiva			M. coronata	D. concavata
	Туронский	G. lapparenti	G. lapparenti	M. coronata			M	
					M. schneegansi	D. primitiva– M. sigali	neiana	D. primitiva– M. sigali
		H. helvetica– P. imbricata	H. helvetica	H. helvetica	H. helvetica	H. helvetica	H. helvetica– P. oraviensis	H. helvetica
93.9 -								

Рис. 5. Сопоставление зональных шкал по планктонным фораминиферам.

Сокращения: С. – Concavatruncana Korchagin, 1982; D. – Dicarinella Porthault, 1970; G. – Globotruncana Cushman, 1927;

H. - Helvetoglobotruncana Reiss, 1957; M. - Marginotruncana Hofker, 1956; P. - Praeglobotruncana Bermudez, 1952.

По своему составу изученный комплекс фораминифер близок к ассоциациям центральных частей Тетической области, но отличается меньшим разнообразием (Bailey, 1978; Caron, 1985; Копаевич и др., 2017). На протяжении всего турон-коньякского временного интервала территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн.

ĥ

#### Палеогеографические реконструкции

Распространение П $\Phi$  в современных морских акваториях тесно связано с характеристикой водных масс: температурой, соленостью, глубиной бассейна, первичной продуктивностью поверхностных вод как источника питания, положением по отношению к береговой линии. Такая же зависимость существовала и в меловом периоде.

В первую очередь следует обратить внимание на соотношения раковин планктонных и бентосных фораминифер (П/Б). Наблюдения над распределением разных экологических групп фораминифер в современных бассейнах показали, что толща воды, отвечающая верхней части континентального склона, характеризуется полным рядом ПФ от ювенильных до взрослых форм у всех видов, максимальным видовым разнообразием ПФ для соответствующей климатической зоны, высокими значениями отношения  $\Pi/Б$  в осадке — от 50% и выше (Murray, 1976). По мере продвижения в сторону береговой линии эти соотношения меняются. Уменьшается таксономическое разнообразие ПФ; К-стратеги, или "глубоководные таксоны", представлены ювенильными особями или вообще отсутствуют, уменьшается достаточно быстро отношение П/Б (Petrizzo, 2002).

Наблюления за повелением ПФ в зависимости от характеристики водной толщи позволили прийти к следующим выводам. (1) Таксономическое разнообразие ПФ уменьшается при движении от низких к высоким широтам. При этом первыми исчезают таксоны со сложной морфологией раковины (крупные размеры, сложное устье, интенсивная орнаментация), или так называемые К-стратеги (Реtrizzo, 2002). (2) Появление этих таксонов в высоких широтах указывает на экспансию теплых водных масс в этот промежуток времени. (3) Обитатели высоких широт обладали примитивной морфологией, были слабо орнаментированы, зато легко приспосабливались к меняющимся нестабильным обстановкам. Это либо виды-оппортунисты. либо таксоны-космополиты. Все они относятся к так называемым *r*-стратегам (Petrizzo, 2002). Кроме того, была установлена связь ПФ с глубинной миграцией. Действительно, К-стратегам для осуществления полного жизненного цикла необходимы глубины, превышающие глубины внешнего шельфа. Для большинства *r*-стратегов вполне достаточно глубин эвфотической зоны, то есть 100 м. Поэтому среди ПФ выделяют еще так называемые "глубоководные", "промежуточные" и "мелковод-ные" таксоны. К "глубоководным" таксонам или обитателям "термоклина" (thermocline dwellers) принадлежат типичные К-стратеги, в турон-раннеконьякском интервале это представители рода Marginotruncana. К "мелководным" таксонам (mixed layer dwellers) принадлежат раковины родов Whiteinella, Heterohelix, Laeviheterohelix. Выделяется еще группа промежуточных таксонов, к которым относят планоспиральные формы рода Globigerinelloides, а также некоторые Hedbergella s.l. и Praeglobotruncana. Этим вопросам посвящен большой объем публикаций, в которых приведены теоре-

том 30 № 3 2022

тические представления о сущности *К*- и *г*-стратегий (Красилов, 1986; Горбачик, Копаевич, 1992; Premoli Silva, Sliter, 1995, 1999; Petrizzo, 2000, 2002). Теоретические представления подтверждены большим объемом наблюдений за поведением меловых ПФ в эпохи смены климатических обстановок, изменений глубины бассейна в самых разных акваториях земного шара (Hart, 1980, 1999; Caron, Homewood, 1983; Leckie, 1987, 1989; Huber et al., 1995; Price, Hart, 2002; Norris et al., 2002; Dubicka, Peryt, 2012; Falzoni et al., 2013, 2016; Kopaevich, Vishnevskaya, 2016).

Анализ состава комплексов фораминифер из турон-коньякских отложений Шапсугского карьера показал, что отложения формировались в условиях открытого морского бассейна с относительно высоким таксономическим разнообразием ПФ, с периодическим преобладанием "глубоководных" таксонов, или К-стратегов, представленных взрослыми особями. В пробах, гле таксономическое разнообразие уменьшается, преобладают виды с примитивной морфологией – "мелководные" *r*-стратеги или "переходные" *r*/*K*-стратеги. Здесь следует отметить представителей рода Whiteinella, а также спирально-плоскостные и спиральновинтовые раковины Globigerinelloides и Planoheterohelix. Эти данные, а также флуктуации отношения П/Б указывают на уменьшение глубины и приближение источника сноса. С этими интервалами связано формирование прослоев терригенных отложений в разрезе Шапсугского карьера. что также указывает на кратковременные снижения уровня моря и на возможные проявления тектонических движений.

По своему составу комплекс фораминифер близок к ассоциациям центральных частей Тетической области, но отличается меньшим разнообразием (Bailey et al., 1978; Caron, 1985; Копаевич и др., 2017) и преобладанием двукилевых спирально-конических форм маргинотрунканид, а также вайтенеллид. В тетической же фауне более существенная роль принадлежит умбиликальновыпуклым дикаринеллидам и однокилевым маргинотрунканидам (Tur et al., 2001; Ogg et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010). На протяжении турон-коньякского интервала изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской бассейн окраины океана Тетис.

#### Изотопный анализ

Основным объектом изотопного анализа углерода и кислорода в геологии являются карбонатные породы и известковые раковины ископаемых организмов. В результате проведенных исследований определены значения изотопных параметров  $\delta^{18}$ О и  $\delta^{13}$ С в карбонатных породах разреза Шапсугского карьера (табл. 1). Изученные образны отбирались точечно пол бинокуляром из наиболее слабо измененных пород. Полученные значения  $\delta^{18}$ O и  $\delta^{13}$ C находятся в узком интервале: 3.28...+0.19 и +1.24...+3.18, % VPDB соответственно, что отвечает значениям этих параметров в морских карбонатах (Фор, 1989). Стоит отметить, что изотопные характеристики раковин планктонных фораминифер рода Marginotruncana, изученных в соседнем разрезе по р. Бугундырь из одновозрастных отложений, не сильно отличаются от таковых карбонатов вмешающих прослоев. что также может свидетельствовать о чистоте эксперимента (Нетреба, 2020).

Несколько образцов имеют слабый сдвиг  $\delta^{18}$ О в область отрицательных значений. Подобное поведение изотопного состава кислорода и углерода наблюдается в процессе литификации, диагенетического преобразования цемента.

Диагенетическая-раннекатагенетическая массовая кальцитизация за счет изменений рН среды характеризуется следующими значениями изотопных параметров:  $\delta^{13}C = -11...-9\%$ ;  $\delta^{18}O = -13...-9\%$ (Hinrichs, Boetius, 2002). Однако в изученных образцах подобного сдвига значений δ<sup>13</sup>С не наблюлается. Возможно, эти прослои из изучаемого обнажения залегают в зоне воздействия рек. Эффект облегчения изотопного состава кислорода в СаСО3 в результате воздействия на породу пресными водами был отмечен во многих работах (Epstein, Mayeda, 1953; Craig, Gordon, 1965). Наблюдаемый в изучаемых образцах сдвиг значений δ<sup>18</sup>О незначительный, и значения этого параметра близки к таковым морских карбонатов, поэтому можно предположить, что эти образцы были подвержены незначительным вторичным преобразованиям.

По результатам полученных изотопных характеристик были построены изотопные кривые и произведен расчет палеотемператур (рис. 6). Изотопная стратиграфия на основе кривой изменений значений  $\delta^{13}$ С на протяжении позднего мела достаточно хорошо разработана, и изотопные со-

**Таблица I.** Планктонные и бентосные фораминиферы из турон-коньякских отложений разреза Шапсугского карьера. Здесь и в табл. II и III: а – дорзальная сторона раковины, б – периферический край, в – вентральная сторона. Длина масштабной линейки 200 мкм.

<sup>1 –</sup> Globigerinelloides bollii Pessagno, 1967, ofp. 10/3; 2a-2B – Whiteinella baltica Douglas et Rankin, 1969, ofp. 10/1; 3a-3B – Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967, ofp. 10/2; 4a-4B – Dicarinella canaliculata (Reuss, 1854), ofp. 10/1; 5a-5B – Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny, 1840), ofp. 10/2; 6a-6B – Marginotruncana renzi (Gandolfi, 1942), ofp. 10/5; 7 – Lingulogavelinella formosa (Brotzen, 1945), ofp. 10/1; 8 – Cibicides polyrraphes polyrraphes (Reuss, 1845), ofp. 10/1; 9 – Gavelinella moniliformis (Reuss, 1862), ofp. 10/7; 10 – Protostensioeina granulata (Olbertz, 1942), ofp. 10/18.





СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

**Таблица II.** Планктонные фораминиферы из турон-коньякских отложений разреза Шапсугского карьера. 1а–1в – Marginotruncana caronae Peryt, 1980, обр. 10/3; 2а–2в – Marginotruncana marginata (Reuss, 1845), обр. 10/7; 3а–3в – Dicarinella hagni (Scheibnerova, 1962), обр. 10/1; 4а–4в – Marginotruncana sinuosa (Gandolfi, 1942), обр. 10/19; 5а–5в – Marginotruncana coronata (Bolli, 1945), обр. 10/14; 6 – Planoheterohelix paraglobulosa (Georgescu et Huber, 2009), обр. 10/5; 7 – Planoheterohelix postmoremani Georgescu et Huber, 2009, обр. 10/8.

бытия могут быть прослежены на значительные расстояния (Jenkyns et al., 1994; Voigt, Hilbrecht, 1997; Voigt et al., 2004; Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010). В турон-коньякском разрезе Шапсугского карьера по изменениям изотопной кривой и абсолютным значениям  $\delta^{13}$ С

определены изотопные зоны, которые можно сопоставить с рядом изотопных событий, выделенных в европейских разрезах соответствующего возраста (рис. 6) (Jenkyns et al., 1994; Gale, 1996; Voigt, Hilbrecht, 1997; Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010).



**Таблица III.** Планктонные и бентосные фораминиферы из турон-коньякских отложений разреза Шапсугского карьера. 1а–1в – Marginotruncana paraconcavata Porthault, 1970, обр. 10/14; 2а–2в – Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967, обр. 10/15; 3а–3в – Marginotruncana angusticarenata (Gandolfi, 1942), обр. 10/21; 4а–4в – Gyroidinoides nitidus (Reuss, 1844), обр 10/17.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

№ п/п	№ образца	$\delta^{13}$ C, ‰ VPDB	$\delta^{18}$ O, $\%$ VPDB	<i>T</i> , °C
1	10/1	2.60	-0.30	18.38
2	10/2	2.34	-0.67	20.11
3	10/3	1.87	-1.91	26.11
4	10/4	1.90	-1.55	24.34
5	10/5	2.46	-0.11	17.51
6	10/7	3.18	0.19	16.13
7	10/6	2.51	-2.40	28.57
8	10/8	1.84	-3.28	33.10
9	10/9	2.18	-1.31	23.17
10	10/10	2.21	-2.04	26.76
11	10/11	2.18	-1.80	25.57
12	10/12	2.59	-0.34	18.57
13	10/13	2.38	-0.36	18.66
14	10/14	1.61	-2.06	26.86
15	10/15	1.82	-0.16	17.74
16	10/16	2.25	-1.51	24.14
17	10/17	2.40	-0.62	19.88
18	10/18	1.45	-2.88	31.02
19	10/19	1.88	-1.64	24.78
20	10/20	2.20	-0.15	17.69
21	10/21	1.29	-2.60	29.58
22	10/22	1.24	-1.39	23.56

Таблица 1. Результаты изотопного анализа

В характеристике зон исследованного разреза учитывались относительные значения в промилле (‰), их изменения, максимумы и минимумы значений на изотопной кривой. Зона 1 имеет значения  $\delta^{13}C = 1.87 - 3.18\%_0$ , в верхней части зоны – локальный максимум на кривой  $\delta^{13}C$ , характерный для конца среднего турона (Gale, 1996; Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010). В западноевропейских разрезах это событие выделено как Pewsey Event (Voigt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010). Граница между зонами 1 и 2 проводится по смене локального максимума на уменьшение значений  $\delta^{13}C$  и сопоставляется с границей среднего и верхнего турона. Данное событие отмечено внутри литологической пачки 2. Зона 2 имеет значения  $\delta^{13}C = 1.61-2.59\%$ . В основании зоны выделяется максимум, соответствующий нижней части верхнего турона. Зона 2 соответствует концу верхнего турона. Проявленный максимум значений  $\delta^{13}C$  называется "верхнетуронским событием", Hitch Wood Event или Hyphantoceras Event (Voigt et al., 2004; Walaszczyk et al., 2010). Зона 2 характеризуется чередованием значений  $\delta^{13}C$ . Смену тенденций изменения кривой значений  $\delta^{13}C$  в верхней части верхнего турона связывают с границей туронского и коньякского ярусов (Wiese, 1999; Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010). Данное событие на границе туронского и коньякского ярусов называют "навигацион-

**Рис. 6.** Изотопные кривые  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О и зоны по фораминиферам.

На кривой  $\delta^{13}$ С выделены изотопные зоны 1–4. Приведены названия изотопных событий, установленных в западноевропейских разрезах: Pewsey Event, Hitchwood (Hyphantoceras) Event, Navigation Event, Light Point Event. Б – прослои бентонитовых глин.

## КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФЛУКТУАЦИИ И УСЛОВИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ



ным событием" (Navigation Event) (Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010, 2021). Локальный минимум значений δ<sup>13</sup>С соответствует самым верхам верхнего турона. Данное событие Межлунаролным союзом геологических наук выбрано в качестве вспомогательного маркера при установлении точки глобального стратотипа границы, так называемого "золотого гвоздя" (GSSP), нижней границы коньякского яруса (Walaszczyk et al., 2021). Зона 3 с повышенным фоном значений  $\delta^{13}$ C от 2.25 ло 2.40% соответствует нижнему коньяку. Зона 4 по характеру распределения значений δ<sup>13</sup>С (1.45-2.20‰) также сопоставлена с нижним коньяком. Зафиксированный максимум значения  $\delta^{13}$ С коррелируется с изотопным событием Light Point Event в западноевропейских разрезах (Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010). Изотопная кривая δ<sup>13</sup>С меловых отложений Шапсугского карьера имеет значительное сходство с таковой в европейских разрезах (Wiese, 1999: Voigt et al., 2004: Jarvis et al., 2006; Walaszczyk et al., 2010). Таким образом, в разрезе натухайской свиты Шапсугского карьера на основе анализа изменений значений  $\delta^{13}$ С и построения изотопной кривой удалось детализировать стратиграфическое расчленение турон-коньякских отложений в этом разрезе и наметить в нем положение границ туронского и коньякского ярусов, а также среднего и верхнего турона (рис. 6).

Изотопная кривая  $\delta^{18}$ О показывает, что значения этого параметра уменьшаются с увеличением температуры. Это связано с влиянием температуры на разделение изотопов: чем ниже температура воды, тем интенсивнее проявляется процесс фракционирования изотопов, тем больше тяжелых изотопов уходит в соединение. Процесс обогащения морских вод изотопом <sup>18</sup>О происходит параллельно с другим явлением, зависящим от испарения, - с увеличением солености воды (Тейс, Найдин, 1973). Кроме того, наблюдается довольно резкое изменение значений  $\delta^{13}$ C, а их увеличение в разрезе коррелируется с уменьшением палеотемператур. Наибольшее значение  $\delta^{13}$ C соответствует температурному минимуму, наблюдаемому в данном разрезе. Вероятно, колебания значений δ<sup>13</sup>С на кривой связаны с изменением гидродинамики палеобассейна и его биопродуктивностью. Увеличение значений  $\delta^{13}$ С обусловлено повышением биопродуктивности в бассейне на фоне пониженных температур. Увеличение значений  $\delta^{13}$ C в изученных образцах свидетельствует об увеличении роли органического вещества в бассейне, так как живые организмы для фотосинтеза используют легкий изотоп <sup>12</sup>С, а тяжелый изотоп  $^{13}$ С остается в воде и идет на постройку карбонатов, т.е. чем больше  $\delta^{13}$ С, тем выше была биопродуктивность бассейна (Галимов, 1968).

Соотношение значений  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О показывает. что накопление осадков происходило в морском бассейне с нормальной соленостью (Huber et al., 1995). Экспериментальные результаты на основе кривой распределения значений палеотемператур показали. что на протяжении турон-коньякского интервала они варьировали от 16 до 33°С. Среднее значение для изученного интервала 23°С. Максимальное значение палеотемператур наблюдалось в конце позднего турона. Данному событию предшествовала минимальная величина температуры. Возможно, это связано с апвеллингом глубинных водных масс, что резко увеличило биопродуктивность и нашло отражение в зафиксированном максимуме значения  $\delta^{13}$ С. В коньякское время количество эпизодов понижения температур увеличилось. что соответствует общей тенденции некоторого понижения температуры в этом интервале (Huber et al., 2020). В целом экскурсы величин  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О хорошо согласуются с литологическими особенностям пород и изменениями в составе микробиоты вмещающих их отложений.

Авторы учитывают определенную условность палеотемператур, полученных по валовым пробам верхнемелового известняка. В своих выводах авторы руководствовались данными других исследователей, которые в своих работах показали, что вариации изотопных параметров известняков сопоставимы с таковыми раковинных ископаемых организмов (Huber et al., 1995; Grossman, 2012; Fourel et al., 2015).

## Рентгенофазовый анализ

Использование рентгенофазового анализа позволило изучить минеральный состав глинистой фракции пород Шапсугского разреза. Глинистая фракция пород представлена набухающими фазами группы смектита (монтмориллонита) и гидрослюды (иллита), а также смешанослойными минералами ряда иллит-смектит (табл. 2). По данным рентгенофазового анализа, содержание монтмориллонита, который образуется по пепловым туфам кислого состава в шелочной морской среде, составляет до 40%. Это свидетельствует о периодах вулканической активизации в районе исследования с привносом туфогенного материала в морской бассейн (Афанасьев, 1992; Афанасенков и др., 2007). Иллит, присутствующий в глинистой фракции, может накапливаться в различных условиях, поэтому его содержание в породе не отражает особенностей осадконакопления. Также в небольших количествах (до 20%) встречены хлорит и каолинит, образующиеся при выветривании и преобразованиях первичных пород (Фролов, 1993). Присутствие в породах глауконита (до 5-10%) может свидетельствовать об относительно медленной скорости седиментации

№ образца	Гидро- слюда	Смектит	Смешано- слойные слюда- смектит 50 : 50	Смешано- слойные хлорит- смектит 50 : 50	Хлорит	Каолинит
10/02	32	41	12	5	5	5
10/05	39	21	6		19	15
10/06	31	27	25		9	8
10/11	25	30	19		13	13
10/13	33	40	3		11	13
10/21	28	27	24		9	12
10/22	48	16	5		16	15

Таблица 2. Результаты рентгенофазового анализа

и/или временных приостановках осадконакопления (Батурин, 1978; Дриц, Коссовская, 1991).

Обнаружено определенное сходство в распределении бентонитовых прослоев в европейских разрезах турон-коньякских отложений (Jarvis et al., 2006) и в изученном разрезе. Следует отметить, что положение в разрезе бентонитовых прослоев также хорошо коррелируется с изменением значений  $\delta^{13}$ С на изотопной кривой, а также совпадает с отрицательными экскурсами  $\delta^{18}$ О (рис. 6).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный подход к изучению разреза верхнемеловых отложений Шапсугского карьера послужил основой для восстановления условий седиментации. Анализ полученных данных позволил сделать определенные выводы о биотических и абиотических событиях на протяжении среднего турона—раннего коньяка, а также лучше понять их природу.

1. В турон-коньякское время изучаемая территория представляла собой относительно глубоководный открытый морской эпиконтинентальный бассейн обширной окраины океана Тетис, где шло осадконакопление гемипелагического типа. Преобладание планктонных форм и присутствие в комплексах фораминифер относительно глубоководных бентосных видов подтверждает эти выводы.

2. Разрез характеризуется ритмичным строением. Преобладают карбонатные слои, меньшую роль играют терригенно-карбонатные. Песчаные и алевролитовые прослои фиксируют кратковременные моменты отступания береговой линии в сторону бассейна, что подтверждается и микропалеонтологическими данными. Карбонатноглинистый цемент песчаников свидетельствует о гумидном климате этого времени (Фролов, 1993).

3. Установлено наличие в разрезе глинистых монтмориллонитовых прослоев, формировав-

том 30 № 3 2022

шихся в периоды вулканической активизации (Афанасьев, 1992).

4. На основе изменений значений  $\delta^{13}$ С и  $\delta^{18}$ О на изотопных кривых удалось выделить событийные уровни, фиксирующие климатические флуктуации и колебания биопродуктивности поверхностных вод. Рассчитаны палеотемпературы бассейна. Средняя температура воды в среднетуронскораннеконьякском интервале составляла 23°С. Полученные данные не противоречат представлениям других авторов об относительно высоких температурах для этого времени. Изменение значений на палеотемпературной кривой отражает флуктуации климата и позволяет коррелировать эти уровни с другими разрезами Перитетиса.

5. На основе изменений изотопной кривой и абсолютных значений  $\delta^{13}$ С выделены изотопные зоны. Экскурсы значений  $\delta^{13}$ С можно сопоставить с рядом изотопных событий, установленных в разрезах Западной и Восточной Европы соответствующего возраста.

6. В разрезе определена граница туронского и коньякского ярусов, а также среднего и верхнего турона на базе комплексных хемо- и биострати-графических данных.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам геологического факультета МГУ А.М. Никишину за советы по применяемой терминологии, В.Л. Косорукову за помощь в обработке и интерпретации результатов рентгенофазового анализа, сотрудникам лаборатории локальных методов изучения вещества кафедры петрологии МГУ им. М.В. Ломоносова за возможность постоянной совместной работы и получения качественных изображений раковин фораминифер на СЭМ. Авторы благодарны рецензентам Ю.Д. Захарову и Е.Ю. Барабошкину за важные и конструктивные замечания, которые помогли улучшить качество данной работы. Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 18-05-00495-а, 18-05-00503-а, 19-05-00361-а).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

Афанасьев С.Л. Путеводитель экскурсии 10-й Международной школы морской геологии. Верхнемеловая датская флишевая формация Северо-Западного Кавказа. М.: Ин-т Океанологии, 1992. 31 с.

*Батурин Г.Н.* Фософориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 36–46.

*Вишневская В.С.* Находка известковых диноцист в верхнем мелу Поволжья // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 3. С. 366–369.

Вишневская В.С., Копаевич Л.Ф., Беньямовский В.Н., Овечкина М.Н. Корреляция верхнемеловых зональных схем Восточно-Европейской платформы по фораминиферам, радиоляриям и наннопланктону // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 26–35.

Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, Северо-Западного Кавказа и Юго-Западного Крыма (строение, классификация, модели формирования). М.: Изд-во МГУ, 2002. 304 с.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюлл. МОИП. 2009. Т. 84. № 2. С. 94–108.

*Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

*Горбачик Т.Н., Копаевич Л.Ф.* Влияние меловых событий на эволюцию глобигеринид // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. СПБ.: ВНИИ Океангеология. 1992. С. 17–29

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 465).

*Келлер Б.М.* Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 129 с. (Тр. Ин-та геол. наук. Геол. сер. Вып. 48. № 15).

Копаевич Л.Ф. Зональная схема для верхнемеловых отложений Крымско-Кавказского региона по глоботрунканидам (планктонные фораминиферы) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. № 5. С. 40–52.

Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С. Нина Ивановна Маслакова и развитие зональной шкалы верхнего мела юга Европы по планктонным фораминиферам // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2019. Т. 94. Вып. 4. С. 3–12. Копаевич Л.Ф., Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г. Новые данные о планктонных фораминиферах из отложений юнусдагской свиты (коньяк–сантон) разреза Келевудаг, Северо-Восточный Азербайджан // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 50–60.

Коплен Т.Б., Рамендик Г.И. Сводка рекомендаций IUPAC по публикации значений "дельта" для отношений стабильных изотопов водорода, углерода и кислорода // Геохимия. 1998. № 3. С. 334–336.

Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В., Черных В.И., Токарев В.Н., Деркачёва М.Г., Тузиков Г.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Изд. второе. Сер. Кавказская. Лист L-37-XXVII (Краснодар). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 234 с.

*Красилов В.А.* Нерешенные проблемы теории эволюции. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 138 с.

*Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды и их стратиграфическое значение для верхнемеловых отложений Крыма, Кавказа и Советских Карпат // Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 39 с.

Маслакова Н.И. Развитие и смена планктонных фораминифер на рубеже раннего и позднего мела // Стратиграфия и палеонтология мезокайнозойских отложений юга СССР и Средиземноморья. Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки. Вып. 3. М.: Ун-т Дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1978. С. 115–120.

*Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф.* Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во МГУ, 1988. 141 с.

*Нетреба Д.А.* Геологическое строение и условия формирования верхнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа. Магист. дисс. М.: МГУ, 2020. 138 с.

*Тейс Р.В., Найдин Д.П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М.: Наука, 1973. 255 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Изд-во МГУ, 1984. 222 с.

*Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1993. 432 с.

*Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

Anderson T.F., Arthur M.A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems // Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Soc. Econ. Paleontol. 1983. Mineral. Short Course 10. Section 1.1-1.151.

*Bailey H.W.* A Foraminiferal Biostratigraphy of the Lower Senonian of Southern England // University of Plymouth Research Theses. 1978. 380 p.

*Bice K.L., Huber B.T., Norris R.D.* Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian  $\delta^{18}$ O record at Deep Sea Drilling Project Site 511 // Paleoceanography. 2003. V.18. P. 91–97.

Bornemann A., Norris R.D., Friedrich O., Beckmann B., Schouten S., Damsté J.S., Vogel J., Hofmann P., Wagner T.

2022

Nº 3

Isotopic evidence for glaciations during the Cretaceous supergreenhouse // Science. 2008. V. 319. P. 189–192.

*Caron M.* Cretaceous planktonic foraminifera // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 17–86.

*Caron M., Homewood P.* Evolution of early planktic foraminifers // Mar. Micropaleontol. 1983. V. 7. P. 453–462.

*Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newsl. Stratigr. 2015. V. 48. № 1. P. 47–90.

*Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Pisa: Consiglio Nazionalc Delle Ricerche. Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965. P. 1–22.

*Dubicka Z., Peryt D.* Foraminifers and stable isotope record of the Dubivtsi chalk (upper Turonian, West Ukraine): palaeoenvironmental implications // Geol. Quarterly. 2012. V. 56. P. 199–214.

*Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // Classification of Carbonate Rocks. Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1962. V. 1 P. 108–121.

*Epstein S., Mayeda T.* Variations of <sup>18</sup>O content of waters from natural sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 1953. V. 4.  $\mathbb{N}_{2}$  5. P. 213–224.

*Epstein S., Buchsbaum R., Lowensta H.A., Urey H.C.* Revised carbonate-water isotopic temperature scale // Geol. Soc. Am. Bull. 1953. V. 64. № 11. 1315 p.

*Falzoni F., Petrizzo M.R., MacLeod K.G., Huber B.T.* Santonian-Campanian planktonic foraminifera from Tanzania, Shatsky Rise and Exmouth Plateau: species depth ecology and paleoceanographic inferences // Mar. Micropaleontol. 2013. V. 103. P. 15–29.

*Falzoni F., Petrizzo M.R., Clarke L.C., MacLeod K.G., Jenkyns H.J.* Long-term Late Cretaceous carbon- and oxygenisotope trends and planktonic foraminiferal turnover: a new record from the southern mid-latitudes // Geol. Soc. Am. Bull. 2016. V. 128. P. 1725–1735.

https://doi.org/10.1130/B31399.1

*Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 929 p.

*Fourel F., Martineau F., Tóth E., Görögb A., Escarguela G., Lécuyera C.* Carbon and oxygen isotope variability among foraminifera and ostracod carbonated "shells"// Ann. Univer. Mariae Curie. Skłodowska Lublin. Polonia. Sectio AAA. 2015. V. LXX. P. 133–156.

*Gale A.S.* Turonian correlation and sequence stratigraphy of the Chalk in southern England // Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. V. 103. P. 177–195.

*Grossman E.L.* Oxygen isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. Elsevier, 2012. V. 1. P. 181–206.

*Hart M.B.* A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida // Nature. 1980. V. 286. P. 252–254.

*Hart M.B.* The evolution and biodiversity of Cretaceous Foraminiferida // Geobios. 1999. V. 32. P. 247–255.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

*Hart M.B., Bailey H.W.* The distribution of planktonic Foraminiferida in the mid-Cretaceous of NW Europe // Aspekte der Kreide Europas. 1979. V. 6. P. 527–542.

*Hinrichs K.-U., Boetius A.* The anaerobic oxidation of methane: new insights in microbial ecology and biogeochemistry // Ocean Margin Systems. Heidelberg: Springer, 2002. P. 457– 477.

*Huber B.T., O'Brien C.L.* Cretaceous climate // Encyclopedia of Geology. 2nd Edition. Elsevier Inc., 2020. P. 1–7.

*Huber B.T., Hodell D.A., Hamilton C.P.* Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients // Geol. Soc. Am. Bull. 1995. V. 107. P. 1164–1191.

*Huber B.T., MacLeod K.G., Watkins D.K., Coffin M.F.* The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate // Global Planet. Change. 2018. V. 167. P. 1–23.

Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new  $\delta^{13}$ C carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma) // Geol. Mag. 2006. V. 143. P. 561–608.

*Jenkyns H.C., Gale A.S., Corfield R.M.* Carbon and oxygenisotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance // Geol. Mag. 1994. V. 131. P. 1–34.

*Kim S.T., O'Neil J.* Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 16. P. 3461–3475.

*Kopaevich L.F., Vishnevskaya V.* Cenomanian–Campanian (Late Cretaceous) planktonic assemblages of the Crimea-Caucasus area: palaeoceanography, palaeoclimate and sea level changes // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 2016. V. 441. P. 493–515.

*Leckie R.M.* Paleoecology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages // Micropaleontology. 1987. V. 33. P. 164–176.

*Leckie R.M.* A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic Foraminifera // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1989. V. 73. P. 107–138.

*Miller K.G., Wright J.D., Browning J.V.* Visions of ice sheets in a Green House World // Mar. Geol. 2005. V. 217. P. 215–231.

*Murray J.W.* A method of determining proximity of marginal seas to an ocean // Mar. Geol. 1976. V. 22. P. 103–119.

*Norris R.D., Bice K.L., Magno E.A., Wilson P.A.* Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse // Geology. 2002. V. 30. P. 299–302.

*Ogg J.G., Agtenberg F.P., Gradstein F.M.* The Cretaceous Period // A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 344–383.

*O'Neil J.R., Adami L.H., Epstein S.* Revised value for the <sup>18</sup>O fractionation between  $CO_2$  and  $H_2O$  at 25°C // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1975. V. 3. P. 623–624.

Pervushov E. M., Ryabov I. P., Guzhikov A.Yu., Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F., Guzhikova A.A., Kalyakin E.A., Fomin V.A., Sel'tser V.B., Il'inskii E.I., Mirantsev G.V., Proshina P.A. Turonian–Coniacian deposits of the Kamennyi Brod-1 section (Southern Ulyanovsk-Saratov Trough) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. № 7. P. 804–839.

том 30 № 3 2022

ЯКОВИШИНА и др.

*Petrizzo M.R.* Upper Turonian–Lower Campanian planktonic foraminifera from southern mid-high latitudes (Exmouth Plateau, NW Australia): biostratigraphy and taxonomic notes // Cretaceous Res. 2000. V. 21. P. 479–505.

*Petrizzo M.R.* Palaeoceanographic and palaeoclimatic inferences from Late Cretaceous planktonic foraminiferal assemblages from the Exmouth Plateau (ODP Sites 762 and 763, eastern Indian Ocean) // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 45. P. 117–150.

*Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Botaccione section, Gubbio, Italy // Palaeontogr. Ital. 1995. V. 82. P. 1–89.

*Premoli Silva I., Sliter W.V.* Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution // The Evolution of Cretaceous Ocean – Climatic System. Eds. Barrera E., Jonson C.C. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1999. V. 332. P. 301–328.

*Price G.D., Hart M.B.* Isotopic evidence for Early to mid-Cretaceous ocean temperature variability // Mar. Micropaleontol. 2002. V. 46. P. 45–58.

*Robaszynski F., Caron M.* Foraminiferes planctoniques du Cretace: Commentaire dela zonation Europe-Mediterrane // Bull. Soc. Geol. France. 1995. V. 166. P. 681–692.

*Shackleton N.J., Kennett J.P.* Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP Sites 277, 279, and 280 // Init. Rep. Deep Sea Drilling Project 29. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office, 1975. P. 743–755.

*Stoll H.M., Schrag D.P.* High resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: glacial episodes in a Green House Planet? // Geol. Soc. Am. Bull. 2000. V. 112. P. 308–319.

*Tur N.A., Smirnov J.P., Huber B.* Late Albian–Coniacian planktic foraminifera and biostratigraphy of the northeastern Caucasus // Cretaceous Res. 2001. V. 22. P. 719–734.

*Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F.* Microfossil assemblages as key to reconstruct sea-level fluctuations, cooling episodes and palaeogeography: the Albian to Maastrichtian of Boreal and Peri-Tethyan Russia // Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes. Eds. Wagreich M., Hart M.B., Sames B., Yilmaz I.O. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2020. V. 498. P. 165–187.

*Voigt S., Hilbrecht H.* Late Cretaceous carbon isotope stratigraphy in Europe: correlation and relations with sea level and sediment stability // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1997. V. 134. P. 39–60.

*Voigt S., Flögel S., Gale A.S.* Mid-latitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: temperature evolution and North Atlantic circulation // Paleoceanography. 2004. V. 19. P. 1–17.

*Walaszczyk I., Peryt D.* Inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian through Santonian deposits of the Middle Vistula Section, Central Poland // Zbl. Geol. Paläont. 1998. V. I. P. 1501–1513.

Walaszczyk I., Wood C.J. Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgit-

ter-Salder quarry, Lower Saxony, Germany, and the Słupia Nadbrzeżna section, central Poland // Acta Geol. Polon. 1999. V. 48. P. 395–434.

Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J.A., Peryt D., Voigt S., Wiese F. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Słupia Nadbrzeżna river cliff section (Central Poland): a proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous) // Acta Geol. Polon. 2010. V. 60. № 4. P. 445–477.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim C., Jarvis J., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman B.B., Schiøler P., Todes I J., Uličný D., Voigt S., Wiese F. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Słupia Nadbrzeżna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico) // Communication of IUGS Geological Standards. 2021. P. 1–40.

*Wiese F.* Stable isotope data ( $\delta^{13}$ C,  $\delta^{18}$ O) from the Middle and Upper Turonian (Upper Creataceous) of Liencres (Cantabria, northern Spain) with a comparison to northern Germany (Söhlde and Salzgitter-Salder) // Newsl. Stratigr. 1999. V. 37. P. 37–62.

*Wiese F., Voigt S.* Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes // Geobios. 2002. V. 35.  $\mathbb{N}$  1. P. 65–77.

*Wilson P.A., Norris R.D., Cooper M.J.* Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise // Geology. 2002. V. 30. P. 607–610.

Wood C.J., Walaszczyk I., Mortimore R.N., Woods M.A. New observations on the inoceramid biostratigraphy of the higher part of the Upper Turonian and the Turonian–Coniacian boundary transition in Poland, Germany and the UK // Acta Geol. Polon. 2004. V. 54.  $\mathbb{N}$  4. P. 541–549.

Zakharov Yu., Kakabadze M.V., Sharikadze M.Z., Smyshlyaeva O.P., Sobolev E.S., Safronov P.P. The stable O- and Cisotope record of fossils from the upper Barremian–lower Albian of the Caucasus – palaeoenvironmental implications // Advance in Cretaceous Palaeontology and Stratigraphy. Christopher John Wood Memorial Volume. Cretaceous Res. 2018. V. 87. P. 55–73.

Zakharov Yu.D., Seltser V.B., Kakabadze M.V., Smyshlyaeva O.P., Safronov P.P. Oxygen–carbon isotope composition of Middle Jurassic–Cretaceous molluscs from the Saratov–Samara Volga region and main climate trends in the Russian Platform–Caucasus // Cretaceous Climate Events and Short-Term Sea-Level Changes. Eds. Wagreich M., Hart M.B., Sames B., Yilmaz I.O. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2020. V. 498. P. 101–127.

Zhang Q.L., Chang T.L., Li W.J. A Calibrated measurement of the atomic-weight of carbon // Chin. Sci. Bull. Bd. 1990. V. 35. № 4. P. 290–296.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, Ю.Д. Захаров

## Climatic Fluctuations and Sedimentation Conditions of the Turonian–Coniacian Deposits of the North-Western Caucasus

E. V. Yakovishina<sup>a, #</sup>, S. I. Bordunov<sup>a, b</sup>, L. F. Kopaevich<sup>a</sup>, D. A. Netreba<sup>a</sup>, and E. A. Krasnova<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia <sup>b</sup> Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

#e-mail: yakovishina@mail.ru

The results of integrated study of the Turonian–Coniacian deposits of the Abinsky region of the North-Western Caucasus, represented by a rhythmic terrigenous-carbonate stratum, are presented. The use of microfacial, X-ray phase, isotope and micropaleontological analyzes made it possible to reveal important changes in abiotic and biotic events during this interval. Features of carbonate sedimentation, changes in the composition of fora-miniferal assemblages helped to establish fluctuations in the relative sea level, and isotopic studies to define climatic fluctuations. During the periods of accumulation of carbonate and clayey material, the territory was a relatively deep-water open sea basin with normal salinity. In the studied interval, against the background of high temperatures, cooling pulses were also recorded. The Turonian–Coniacian boundary was defined.

*Keywords:* Caucasus, Upper Cretaceous, Turonian, Coniacian, carbonates, lithology, stratigraphy, foraminifera, carbon and oxygen isotopes УДК 551.763.333(116.3:470.4)+550.384

# ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОЛЬСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ТУРОН—НИЖНИЙ КАМПАН РАЗРЕЗА КОММУНАР. СТАТЬЯ 2. МАКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, ВЫВОДЫ

© 2022 г. Е. М. Первушов<sup>1,</sup> \*, И. П. Рябов<sup>1</sup>, В. Б. Сельцер<sup>1</sup>, И. Валащик<sup>2</sup>, Е. А. Калякин<sup>1</sup>, А. А. Гужикова<sup>1</sup>, Е. И. Ильинский<sup>1</sup>, Д. В. Худяков<sup>1</sup>

 <sup>1</sup>Саратовский национальный исследовательский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия
<sup>2</sup>Варшавский университет, Варшава, Польша \*e-mail: pervushovem@mail.ru Поступила в редакцию 28.03.2021 г. После доработки 31.08.2021 г. Принята к публикации 15.09.2021 г.

В разрезе Коммунар в литологически однородном комплексе карбонатных пород прослежено вертикальное распространение иноцерамов, белемнитов и аммонитов, иглокожих, губок и брахиопод. Результаты исследований представителей макрофоссилий подтверждают и дополняют характеристику выделенных по бентосным фораминиферам биостратиграфических подразделений среднего-верхнего турона, коньяка, нижнего и верхнего сантона, базального горизонта нижнего кампана. В разрезе Коммунар, впервые на территории Поволжья, прослежен биостратиграфически непрерывный пограничный интервал верхнего коньяка–нижнего сантона. Представлено соотношение биостратиграфических подразделений, выделенных по установленным в разрезе Коммунар представителям микро- и макрофоссилий. Результаты бореально-тетической магнитохронологической корреляции позволяют заключить, что геохронологическое положение нижней границы сантона в разных регионах различается на величину порядка миллиона лет, что сопоставимо с продолжительностью этого века.

*Ключевые слова:* верхний мел, турон, коньяк, сантон, кампан, биостратиграфия, иноцерамы, аммониты, белемниты, иглокожие, брахиоподы, губки, магнитостратиграфия, Вольская структурная зона, Поволжье

DOI: 10.31857/S0869592X22030048

## введение

Расчленение туронско-нижнекампанских карбонатных пород в карьере Коммунар основано на изучении бентосных фораминифер и сопровождается результатами магнитостратиграфических исследований, что позволяет представить сопоставления регионального и межрегионального уровня. Эти данные, освещенные в первой статье, посвященной рассмотрению верхнемеловых отложений разреза Коммунар (Первушов и др., в печати), дополняются согласованием положения границ биостратиграфических подразделений по данным распределения макрофоссилий (рис. 1), характеристика комплексов которых представлена в данной работе. Обзорная схема района исследований, с указанием положения изученных разрезов, схема взаимоотношений стратиграфических комплексов верхнего мела Вольско-Хвалынской впадины и структурно-тектоническая схема Правобережного Поволжья представлены в первой статье (Первушов и др., в печати, рис. 1–3).

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ РАЗРЕЗА КОММУНАР

Ранее в разрезе Коммунар на основании находок иноцерамов и кремневых губок были выделены маломощные интервалы верхнего, а позже и нижнего сантона (Первушов и др., 2020а, 2020б). При полевом описании подошва выделяемых слоев соотносилась с интервалами насыщения карбонатных пород турона-коньяка псаммитовым или пелитовым материалом (рис. 1). Выделение зон и подзон по бентосным фораминиферам (БФ) в соответствии со шкалой В.Н. Беньямовского (2008а, 2008б) и последующими ее корректировками (Walaszczyk et al., 2013; Vishnevskaya et al., 2018), сопряженное с представлениями о вертикальном распространении цефалопод, иноцерамов, иглокожих и губок, подтвердило обоснованность полевого выделения слоев 3, 4, 6, 8, 9 и 10. Подошва слоя 5 была выбрана условно, по поверхности одной из рабочих ступеней карьера. По результатам изучения бентосных фораминифер слои 4 и 5 соответствуют зоне БФ LC6 (нижний коньяк), при этом большая часть слоя 4 отвечает подзоне LC6a (верхняя часть верхнего турона—нижняя часть нижнего коньяка), а верхи слоя 4 и слой 5 соответствуют подзоне LC6b (верхняя часть нижнего коньяка).

В карьерах Большевик и Красный Октябрь породы переходного коньякского-сантонского интервала не были выявлены (Олферьев и др., 2009а, 2009б, 2014), поэтому в разрезе Коммунар особое внимание уделено рассмотрению положения подзоны БФ LC8b, подошва которой определена в верхней части слоя 6, а кровля – в средней части слоя 7 (рис. 1). Подошва и кровля этого биостратона литологически не выражены, а по своему объему подзона объединяет терминальную часть верхнего коньяка и базальные интервалы нижнего сантона (Беньямовский, 2008б). В средней части подзоны LC8b отмечен прослой галек карбонатного состава, марказитовых стяжений и фоссилий, который принят за подошву слоя 7. Над этим прослоем найдены скелеты кремневых губок и раковины иноцерамов кардиссоидного облика, что может свидетельствовать о раннесантонском возрасте вмещающих образований в стратотипическом разрезе вольской свиты (коньяк Поволжья).

Соотношение биостратиграфических подразделений, которые установлены в разрезе Коммунар, представлено на рис. 2.

Иноцерамы (рис. 1). В нижней части разреза Коммунар, до уровня обр. 3 (микрофаунистические пробы) иноцерамы представлены одним таксоном Inoceramus apicalis Woods. Этот вид указывает на нижнюю часть, но не на основание среднего турона (Tröger, 1987). Inoceramus lamarcki lamarcki Parkinson установлен в интервале между обр. 3 и 4, известен из верхней части среднего турона. Выше, с уровня обр. 5/1-6, формы Іпосеramus lamarcki stuemckei Heinz, Inoceramus inaequivalvis Schlüter и Mytiloides striatoconcentricus (Gümbel) доказывают присутствие верхнего турона. Граница среднего и верхнего турона не выявлена, поскольку не встречен вид Inoceramus perplexus Whitfield, являющийся маркером основания верхнего турона.

В верхней части слоя 3, в интервале между обр. 7 и 8, и в базальной части слоя 4 установлен вид Inoceramus lusatiae Andert (табл. I, фиг. 5). В основании слоя 4 впервые появляется Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis (Andert) (табл. II, фиг. 5, 6) – ранний представитель группы

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ т

С. waltersdorfensis (Walaszczyk, Wood, 1998). В разрезах Зальцгиттер-Зальдер (Wood et al., 1984; Walaszczyk, Wood, 1998; Walaszczyk et al., 2010), Пуэбло (Walaszczyk, Cobban, 2000) и в обнажениях на р. Висла (Walaszczyk, 1992), вскрывающих пограничный интервал турона и коньяка, в терминальной части турона вид С. waltersdorfensis waltersdorfensis образует моноспецифичную группировку. Этот акме-интервал называется событием Cremnoceramus waltersdorfensis (Walaszczyk, Wood, 1998; Walaszczyk, 2000). Вид I. lusatiae появляется несколько раньше, в самой верхней части турона. Это означает, что пограничный интервал турона и коньяка в изучаемом разрезе полный (рис. 2).

Иноцерамы из слоя 4, кроме Inoceramus lusatiае, являются членами клады Cremnoceramus. В нижней части слоя это C. deformis erectus (Meek) (табл. II, фиг. 1, 4, 5), а в верхней части переходные формы между Cremnoceramus crassus inconstans (Woods) и C. crassus crassus (Petrascheck) (табл. II, фиг. 2). Все кремноцерамы указывают на то, что слой 4 представляет собой нижнюю часть нижнего коньяка, вплоть до уровня с C. crassus inconstans, который относится к низам выше расположенной иноцерамовой зоны C. crassus crassus (Walaszczyk, Wood, 1998).

Слой 6, несмотря на то что только верхняя его треть охарактеризована последовательностью иноцерамов, относится к среднему и верхнему коньяку. Положение подошвы среднего коньяка не может быть точно установлено, поскольку находка Inoceramus gibossus Schlüter (табл. II, фиг. 7) указывает на пограничные отложения нижнего и среднего коньяка. Этот вид появляется в конце раннего коньяка и распространен выше, во всем среднем коньяке (Walaszczyk, Wood, 2018). В самой верхней части слоя 6 найдены Sphenoceramus subcardissoides (Schlüter) (табл. III, фиг. 1) и Sphenoceramus digitatus Heine (non J. de C. Sowerby) (табл. III, фиг. 5). Оба таксона характеризуют верхний коньяк северных регионов Европы (Walaszczyk et al., 2017). На южной периферии этого региона они постепенно замещаются представителями родов Magadiceramus и Platyceramus. Таким образом, интервал, охватывающий уровни обр. 22-23, рассматривается как верхнеконьякский. Часть слоя 6, в интервале между обр. 16 и 21 и ниже первого появления Sph. subcardissoides, не может быть точно датирована, так как Platyceramus sp. (табл. I, фиг. 7) и вольвицерамиды (табл. III, фиг. 4; табл. IV) распространены как в среднем, так и верхнем коньяке (Walaszczyk et al., 2017).

Один экземпляр Sphenoceramus pachti (Arkhangelsky) встречен в верхней части слоя 7 (табл. V, фиг. 6). Несмотря на то что вид распространен на протяжении всего раннего сантона (Seitz, 1965), его находки редки в верхах нижнесантонских от-





 мезинолапшиновская свита велоовражная свита, МЛ

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022



Рис. 1. Окончание

ложений. Последовательность в распространении иноцерамов дает возможность судить о присутствии в изучаемом разрезе верхней части среднего турона и большей части верхнего турона, включая его терминальные интервалы. Коньякские отложения, с учетом затруднений в определении границы среднего и верхнего коньяка, представлены всеми тремя подъярусами.

Аммониты (рис. 1). Находки аммоноидей Lewesiceras mantelli Wright et Wright, Scaphites geinitzii d'Orbigny, Hyphantoceras reussianum (d'Orbigny) и Sciponoceras bohemicum bohemicum (Fritsch) указывают на позднетуронский возраст отложений средней и верхней части третьего слоя (табл. III, фиг. 3, 6, 7; табл. VI, фиг. 1). В частности, вид L. mantelli известен из верхнего турона Европы и южной периферии Европейской России (Houša, 1967; Wiese et al., 2004; Сельцер, Иванов, 2010; Сельцер, 2018a; Kennedy, Gale, 2015; Kennedy, Kaplan, 2019). Вид S. geinitzii встречается в одновозрастных отложениях Западной Европы. Крыма. Северного Кавказа, Прикаспийского региона и Поволжья (Kaplan, Schmid, 1988; Сельцер, Иванов, 2010; Kennedy, Kaplan, 2019). Отметим находку фрагмента оборота H. reussianum (d'Orbigny) с характерной скульптурой из чередующихся тонких высоких ребер с шиповидными выступами (Kaplan, Schmid, 1988). В Поволжье эта форма установлена из одновозрастных отложений других структурно-фациальных зон (Первушов и др., 2017; Сельцер, 2020). В западноевропейских разрезах выделяется секвенция "Hyphantoceras Sequence", отражающая высокое стояние моря позднего турона, способствовавшее расселению этих моллюсков (Wiese et al., 2004), что, вероятно, проявилось и в юго-восточных районах Восточно-Европейской палеобиогеографической провинции.

В слое 4 найден аммонит Puzosia muelleri de Grossouvre (табл. VI, фиг. 2) (Сельцер, 2018б). В Вестфалии эта форма прослеживается не выше нижнеконьякской аммонитовой зоны Peroniceras tridorsatum или иноцерамовой зоны Cremnoceramus deformis (Kaplan, Kennedy, 1994). Это позволяет утверждать, что верхняя часть слоя 3 может быть датирована поздним туроном, а нижняя часть слоя 4 – ранним коньяком.

Белемниты (рис. 1). В интервале слоев 2 и 3 встречены единичные Goniocamax sp. cf. intermedius (Arkhangelsky) (табл. III, фиг. 2) – типичные формы среднего и верхнего турона востока Европейской палеобиогеографической области (Найдин, 1964; Christensen, 1997; Košťák, 2004).

Ростры белемнитов Actinocamax verus fragilis Arkhangelsky и первые Belemnitella shmidi Christensen et Schulz (табл. V, фиг. 3, 5) встречены в верхней части слоя 7 (Первушов и др., 20206; Сельцер и др., 2020). Отметим, что с началом сантона связывается появление представителей рода Belemnitella (Christensen, 1986, 1991, 1997; Christensen, Schulz, 1997), поэтому находка ростра типичной белемнителлы указывает на принадлежность верхней части слоя 7 к основанию сантона.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



том 30

Nº 3

2022





СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

Из слоя 8 происходят ростры Belemnitella praecursor praepraecursor Naidin и редкие Actinocamax verus fragilis Arkhangelsky (рис. 3; табл. V, фиг. 4). Из верхней части слоя 8 отобраны ростры позднесантонского Actinocamax verus cylindricus Makhlin. Находка В. praecursor praepraecursor Naidin (Первушов и др., 2020а, 2020б) заслуживает отдельного рассмотрения. По мнению В.К. Христенсена, этот подвид должен рассматриваться в объеме Belemnitella praecursor s.s. Stolley, поскольку Д.П. Найдин не дал его подробного описания (Christensen, 1986, 1991). В разрезах Донбасса, откуда приведено описание подвида B. praecursor praepraecursor, он встречен ниже типичных praecursor, как бы предваряя их (Найдин, 1974). Представители полвила praepraecursor отличаются малой длиной ростров и малыми значениями щелевого угла, что, на наш взгляд, подчеркивает самостоятельность данного подвида. В действующей стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы подвид В. praecursor praepraecursor Naidin является одним из маркеров верхнего сантона (лона patootensis/praecursor praepraecursor) (Олферьев, Алексеев, 2005).

В кровле слоя 8 и в слое 9 встречены раннекампанские ростры Belemnitella mucronatiformis Jeletzky (Первушов и др., 2020а, 2020б). Можно предположить, что верхняя часть конденсированных образований слоя 8 формировалась уже в раннекампанское время, что подтверждается находками бентосных фораминифер.

Иглокожие (рис. 1). Среди иглокожих наиболее представителен комплекс морских ежей. В подошве слоя 3 найден единственный экземпляр Phymosoma sp. В нижней части разреза, в 1.8 м выше кровли альба, установлено первое появление представителей Micraster sp., совместно с Conulus subrotundus Mantell (табл. VII, фиг. 1, 2), который характерен для всего средне-верхнетуронского интервала рассматриваемого разреза. Наиболее значимыми являются данные о вертикальном распространении представителей Micraster. Первые находки М. corbovis Forbes (табл. VII, фиг. 3) приурочены к средней части слоя 3, отвечающего подзоне LC5b верхнего турона по Б $\Phi$ . Распространение вида прослежено вплоть до границы турона-коньяка, последние находки этих форм приурочены к верхней части слоя 3, отвечающей подзоне LC5с

верхнего турона по БФ. Здесь же отмечены первые находки М. cortestudinarium (Goldfuss), встречающиеся и выше по разрезу, в мергелях нижнего коньяка. На данный момент совместное нахождение М. corbovis Forbes и М. cortestudinarium (Goldfuss) в терминальной части верхнетуронских отложений вольских разрезов не установлено, что позволяет сделать вывод о последовательной смене этих позднетуронских представителей Micraster. Подобная ситуация характерна и для сопредельных территорий, а последовательность видов М. corbovis Forb.–М. cortestudinarium (Goldfuss) отражает позднетуронский–раннеконьякский этап развития рода (Калякин, 2019).

Комплекс иглокожих в интервале слоев 4 и 5. в нижней и средней частях слоя 6 значительно беднее предшествующего туронского. В нижней части слоя 4 достоверно установлены панцири М. cortestudinarium (Goldfuss) (табл. VII, фиг. 4). Вверх по разрезу, в слоях 4, 5 и в нижней части слоя 6, встречены разрозненные неопределимые фрагменты панцирей эхиноидей. В нижних 1.5 метрах слоя 4, в обр. 8-10 установлены отдельные членики морских лилий Bourgueticrinus sp. В обр. 8-9 встречены остатки офиур. Маргинальные таблички морских звезд семейства Goniasteridae выделены в микрофаунистических обр. 8-10, 12, 14, 18-19. Количество иглокожих в микрофачнистических пробах значительно уменьшается по сравнению с ранее рассмотренным интервалом туронских образований. Особенности вертикального распространения криноидей, астероидей и офиуроидей в туроне-коньяке Вольской структурной зоны прямо соотносятся с установленными ранее закономерностями в разрезах Чухонастовка, Каменный Брод, Мирошники и Сплавнуха. Максимальная концентрация остатков иглокожих отмечена в средне-верхнетуронской части разрезов, а в пробах из пород коньяка их содержание значительно снижается. Этот уровень концентрации иглокожих рассматривается как маркирующий, который прослеживается в составе средне-верхнетуронских отложений Нижнего Поволжья (Калякин и др., 2018; Первушов и др., 2019; Pervushov et al., 2019).

Слой 6 и нижняя часть слоя 7 охарактеризованы совместным распространением M. coranguinum (Leske) и M. rogalae Nowak (табл. VIII, фиг. 1, 2), а в обр. 24 определены гониастериды. Данный ком-

Таблица I. Двустворчатые моллюски турона-коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см. 1 — Inoceramus lamarcki lamarcki Parkinson, экз. SSU SVB № 58/131, левая створка; верхний турон, слой 3; 2 — Inoceramus undulatus Mantell, экз. SSU SVB № 58/138, левая створка; верхний турон, верхняя часть слоя 3; 3 — Mytiloides striatoconcentricus (Gümbel), экз. SSU SVB № 58/141, левая створка; верхний турон, верхняя часть слоя 3; 4 — Inoceramus inaequivalvis Schlüter, экз. SSU SVB № 58/143, левая створка; верхний турон, верхняя часть слоя 3; 5 — Inoceramus lusatiae Andert, экз. SSU SVB № 58/145, правая створка; верхие верхнего турона, верхняя часть слоя 3; 6 — Neithea sexcostata (Woodward), экз. SSU SVB № 58/147, правая створка; верхний турон, средняя часть слоя 3; 7 — Platyceramus sp., экз. SSU SVB № 58/152, левая створка; седний коньяк, верхняя часть слоя 6; 8 — Inoceramus lamarcki stuemckei Heinz, экз. SSU SVB № 58/14, правая створка; верхний турон, слой 3.



плекс иглокожих наименее представителен в разрезе Коммунар, но при этом он является одним из наиболее информативных. Распространение двух видов Micraster в относительно маломощном интервале разреза, соотнесенном с подзонами по БФ LC8a и LC8b, отражает коньякский и, возможно, раннесантонский этап развития рода (Калякин, 2019).

В обр. 27 (верхняя часть слоя 7) установлены редкие разрозненные членики Bourgueticrinus sp. и таблички морских звезд семейства Goniasteridae, последние выделены и в обр. 29.

Морские ежи в слое 8 представлены единичным фрагментированным панцирем Micraster sp. В обр. 30 определены отдельные членики Bourgueticrinus sp. и таблички морских звезд семейства Goniasteridae. В базальной части нижнекампанских отложений (слой 9) первыми появляются Galeola ex gr. senonensis (d'Orbigny) и Offaster pilula (Lamarck) (табл. VIII, фиг. 3–5). На этот интервал приходятся наибольшие частоты их встречаемости, при этом G. ex gr. senonensis встречен только в базальной части кампанских отложений, а O. pilula распространен вплоть до границы нижнего верхнего кампана. В обр. 31 встречены членики Bourgueticrinus sp. и таблички неопределимых гониастерид.

В туронском—сантонском интервале разреза Коммунар отмечена последовательная, без существенных лакун, смена представителей филогенетического ряда Micraster. На этом основании предлагается выделение следующих биостратиграфических зон по морским ежам, которые прослеживаются в Поволжье и соседних регионах (рис. 2).

Средний-верхний турон. Филозона Micraster corbovis. Характерными таксонами являются Micraster corbovis Forbes, Echinocorys gravesi (Desor), Conulus subrotundus Mantell. Фаунистическая характеристика зоны приведена на рис. 1. Стратотип зоны – разрез Коммунар, г. Вольск. Распространение зоны прослежено на большей части Среднего и Нижнего Поволжья от разреза близ г. Новоульяновска (Ульяновская область) до разреза Каменный Брод (Волгоградская область). Сопоставление с биостратиграфическими подразделениями по другим группам беспозвоночных приведено на рис. 2. Micraster corbovis известен из среднего-верхнего турона Англии (зоны Terebratulina lata и Sternotaxis plana), верхнего турона Польши, окрестности г. Ополе (зона Inoceramus perplexus), Франции, Германии, Донбасса, Волыно-Подольской плиты, Северного Кавказа, Мангышлака (верхнетуронские–коньякские отложения разреза Бесакты), Копетдага, турона Воронежской антеклизы (разрез Копанище, Павловский свод) и из разреза на р. Тузлов Ростовской области (Москвин, Эндельман, 1972; Найдин, 2004; Olszewska-Nejbert, 2007; Smith, Wright, 2012; Калякин, 2019).

Верхний турон-средний коньяк. Филозона Міcraster cortestudinarium. Характерным таксоном является Micraster cortestudinarium (Goldfuss). Фаунистическая характеристика зоны приведена на рис. 1. Стратотип зоны – разрез Коммунар, г. Вольск. Распространение зоны прослежено в пределах Вольской впадины, а также южнее г. Саратова (разрез Нижняя Банновка). Находки Міcraster cortestudinarium известны из верхнего турона-коньяка Англии (зона M. cortestudinarium), Копетдага. Донбасса, Северного Кавказа, нижнего коньяка (зоны Cremnoceramus deformis deformis-C. crassus crassus) Мангышлака, Польши (зоны C. deformis erectus и C. waltersdorfensis hannovrensis, C. crassus inconstans и C. deformis deformis/C. crassus crassus), коньяка Франции, Германии, Северной Испании (Москвин, Эндельман, 1972; Olszewska-Nejbert, 2007; Smith, Wright, 2012; Калякин, 2019).

Верхний коньяк-нижний сантон. Филозона Міcraster coranguinum-Micraster rogalae. Характерными таксонами являются Micraster coranguinum (Leske), Micraster rogalae Nowak. Фаунистическая характеристика зоны приведена на рис. 1. Стратотип зоны – разрез Коммунар, г. Вольск. Распространение зоны прослежено в пределах Вольской впадины и южнее г. Саратова (разрезы Широкий Буерак, Пудовкино). Находки Міcraster coranguinum известны из среднего коньяка-среднего сантона Англии (вид-индекс зоны Micraster coranguinum), Франции, Германии, верхнего коньяка Мангышлака (зона Magadiceramus subquadratus), Северного Кавказа, Копетдага, Грузии, коньяка Восточной Украины и Донбасса, сантона Польши. Micraster rogalae встречается в среднем-верхнем коньяке Галиции (Западная Украина), верхнем коньяке-нижнем сантоне Мангышлака, среднем сантоне Южной Польши, верхней части нижнего сантона-нижней части верхнего сантона Северной Германии (Lüger-

Таблица II. Иноцерамы турона-коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см.

70

<sup>1 –</sup> Сremnoceramus deformis erectus (Meek), экз. SSU SVB № 58/115, левая створка; нижний коньяк, слой 4; 2 – Сremnoceramus crassus crassus (Petrascheck), экз. SSU SVB № 58/116, левая створка; нижний коньяк, верхняя часть слоя 4; 3 – Cremnoceramus deformis erectus (Meek), экз. SSU SVB № 58/117, левая створка; нижний коньяк, слой 4; 4 – Cremnoceramus deformis erectus (Meek), экз. SSU SVB № 58/120, левая створка; нижний коньяк, слой 4; 5 – Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis (Andert), экз. SSU SVB № 58/127, правая створка и отпечаток левой створки; верхи верхнего турона, кровля слоя 3; 6 – Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis (Andert), экз. SSU SVB № 58/129, правая створка; верхи верхнего турона, кровля слоя 3; 7 – Inoceramus gibbosus Schlüter, экз. SSU SVB № 58/152, правая створка; средний коньяк, нижняя часть слоя 6.



dorf), сантоне Бельгии (Москвин, Эндельман, 1972; Olszewska-Nejbert, 2007; Smith, Wright, 2012; Калякин, 2019).

В основании нижнекампанской толщи находки Micraster удовлетворительной сохранности отсутствуют, что не позволяет обосновать выделение филозоны. Более того, в подстилающих отложениях верхнего сантона также отсутствуют находки морских ежей приемлемой сохранности. Таким образом, в данном случае при выделении зон по морским ежам в нижнем кампане нарушается принцип их смыкаемости. Однако уже с основания кампанской толши в пороле встречены Galeola ex gr. senonensis (d'Orbigny) и Offaster pilula (Lamarck). Первое появление и наибольшая частота встречаемости этих форм отмечены именно в слое 9, в базальной части нижнекампанских отложений. O. pilula (Lamarck) является видом-индексом одноименной нижнекампанской зоны в Западной Европе. В некоторых регионах рассматриваемый интервал разработан более детально. В частности, в Германии выделены последовательные зоны по морским ежам: O. pilula, O. pilula/G. senonensis и G. senonensis (Neumann et al., 2002). В начале кампана в Западной Европе проявился трансгрессивный эпизод, известный как pilula-трансгрессия, за которой последовала еще одна senonensisтрансгрессия. Д.П. Найдин считал, что на территории Восточно-Европейской платформы одновременно с pilula-трансгрессией развивалась так называемая "птеривая" трансгрессия (Найдин, 1995: Волков, Найдин, 1998; Беньямовский, 2005). Многочисленные находки О. pilula (Lamarck) в кампанской толще в вольских разрезах являются масштабного раннекампанского отражением биособытия – pilula-трансгрессии. В то же время находки G. ex gr. senonensis (d'Orbigny) в базальной части нижнекампанских отложений этих же разрезов позволяют предположить, что так называемая senonensis-трансгрессия также имела место в пределах региона. Однако временной интервал предполагаемых событий и объем каждого из них требуют детализации. Учитывая эти данные, авторы предлагают выделить в нижнем кампане биозону Offaster pilula (Первушов и др., 2020б).

Нижний кампан. Провинциальная зона распространения вида Offaster pilula. Характерными таксонами являются Offaster pilula (Lamarck), Galeola ex gr. senonensis (d'Orbigny), Echinocorys ovata (Leske), E. marginata (Goldfuss), E. turrita Lambert, Isomicraster gibbus (Lam.), I. faasi Rouchadze, С. matesovi Moskvin. Фаунистическая характеристика зоны приведена на рис. 1. Стратотип зоны – разрез Коммунар, г. Вольск. Распространение зоны прослежено в пределах Вольской и Хвалынской (Апалиха) впадин. Виды Offaster pilula (Lamarck) и Galeola senonensis (d'Orbigny) известны из нижнего кампана Европы (Англии, Франции, Германии, Польши), где установлены одноименные зоны, а также из нижнего кампана Северного Кавказа. Другие характерные виды морских ежей также широко распространены в нижнекампанских отложениях Европы (Англии, Франции, Германии, Бельгии, Польши), а также Северного Кавказа и Мангышлака (Калякин, 2017). Установленная в Западной Европе последовательность нижнекампанских биостратиграфических зон (О. pilula–O. pilula/G. senonensis-G. senonensis), событийно отражаюшая смену pilula-трансгрессии senonensis-трансгрессией, в пределах Поволжья не выявлена. Более того, O. pilula (Lamarck) имеет более широкое стратиграфическое распространение в вольских разрезах, чем G. ex gr. senonensis (d'Orbigny).

Большинство одноименных зон ранее были установлены на территории Западно-Европейской плиты (Neumann et al., 2002; Olszewska-Nejbert, 2007; Smith, Wright, 2012). В пределах же Русской плиты зоны по морским ежам не описывались и полноценно не охарактеризованы. Соотношение зон по морским ежам, установленных в Западной Европе и предлагаемых для европейской части России, требует последующей детализации и уточнения.

Анализ крупной фракции (более 0.4 мм) микрофаунистических проб позволяет проследить распространение микроразмерных элементов представителей разных групп иглокожих в разрезе (Калякин и др., 2018; Pervushov et al., 2019). Для вольских разрезов подобный подход использован впервые, а полученные здесь результаты в значительной мере дополняют данные о площадном и стратиграфическом распространении иглокожих. В слое 3 отдельные членики морских лилий Bourgueticrinus sp. отмечены в обр. 3–7. Разрозненные маргинальные таблички неопределимых морских звезд (гониастерид) установлены в обр. 2–7; с не-

Таблица III. Белемниты и аммониты турона, иноцерамы коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см. 1 – Sphenoceramus subcardissoides (Schlüter), экз. SSU SVB № 58/70, левая створка; верхний коньяк, вольская свита, слой 6; 2 – Goniocamax sp. cf. intermedius (Arkhangelsky), экз. SSU SVB № 58/100, неполный ростр: 2а – спинная сторона, 26 – сбоку, 2в – сечение в передней части; верхний турон, слой 3; 3 – Hyphantoceras reussianum (d'Orbigny), экз. SSU SVB № 58/07, фрагмент оборота спирали фрагмокона: 3а – сбоку, 36 – со стороны начальных оборотов; верхний турон, слой 3 (Сельцер, Иванов, 2010; табл. 20, фиг. 7а-в); 4 – Volviceramus involutus (J. de C. Sowerby), экз. SSU SVB № 58/67, правая створка; верхний коньяк, слой 6; 5 – Inoceramus digitatus Heine (non J. de C. Sowerby), экз. SSU SVB № 58/67, правая створка; верхний коньяк, слой 6; 6 – Scaphites geinitzi (d'Orbigny), экз. SSU SVB № 58/64, сбоку; верхний турон, слой 3; 7 – Sciponoceras bohemicum bohemicum (Fritsch), экз. SSU SVB № 58/44, сбоку; верхний турон, слой 3.




Таблица IV. Иноцерам Volviceramus sp., экз. SSU SVB № 58/153, правая и неполная левая створки; разрез Коммунар, средний коньяк, слой 6. Длина масштабной линейки 1 см.

большими перерывами они встречаются почти по всему разрезу, вплоть до обр. 31 (рис. 1). Интересным является наличие в обр. 3–7 фрагментов офиур. Установленный в разрезе Коммунар комплекс морских лилий и морских звезд сопоставим с сообществом иглокожих, выделенным ранее из расположенных южнее разрезов Чухонастовка и Каменный Брод (Калякин и др., 2018; Pervushov et al., 2019). Отличительной чертой комплекса разреза Коммунар является полное отсутствие представителей пентакринид, в частности Nielsenicrinus carinatus (Roemer), характерных для синхронных интервалов во многих разрезах югозападной части Ульяновско-Саратовского прогиба (Первушов и др., 2019; Pervushov et al., 2019).

Брахиоподы (рис. 1, табл. IX). В результате обработки объемных проб, отобранных из нижней части слоя 3 (подзона LC4a, средний—верхний турон), было получено большое количество раковин брахиопод, преимущественно деформированных и частично разрушенных. Среди них определены Orbirhynchia dispansa Pettitt, O. cf. dispansa Pettitt, O. cuvieri (d'Orbigny), Orbirhynchia sp., Gibbithyris grandis Sahni, Concinnithyris protobesa Sahni, C. cf. subun-



**Таблица V.** Иноцерамы и белемниты турона—сантона из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см, кроме особо отмеченных случаев.

1 – Inoceramus lusatiae Andert, экз. SSU SVB № 58/111, левая створка; верхи верхнего турона, верхняя часть слоя 3; 2 – Inoceramus lusatiae Andert, экз. SSU SVB № 58/19, левая створка; нижний коньяк, нижняя часть слоя 4; 3 – Actinocamax verus fragilis Arkhangelsky, экз. SSU SVB № 58/137: 3а – спинная сторона, 36 – сбоку, 3в – альвеолярный излом; нижний сантон, слой 7; 4 – Actinocamax verus fragilis Arkhangelsky, экз. SSU SVB № 58/124: 4а – спинная сторона, 46 – сбоку, 4в – альвеолярный излом; нижний –верхний сантон, основание слоя 8; 5 – Belemnitella schmidi Christensen et Schulz, экз. SSU SVB № 58/130: 5а – спинная сторона, 56 – брюшная сторона, 5в – неполный спинно-брюшной раскол, 5г – спереди; нижний сантон, верхняя часть слоя 7; 6 – Sphenoceramus pachti (Arkhangelsky), экз. SSU SVB № 58/157; правая створка, нижний сантон, верхняя часть слоя 7. data J. Sowerby, Gemmarcula sp., Cretirhynchia sp., Gyrosoria lata (Etheridge), Terebratulina striatula (Mantell). В количественном отношении и по таксономическому разнообразию наиболее представительны ринхонеллидные орбиринхии. Представители Orbirhynchia dispansa Pettitt, Orbirhynchia sp., Gibbithyris grandis Sahni, Gyrosoria lata (Etheridge) и Terebratulina striatula (Mantell) ранее встречены в средне-верхнетуронских отложениях разрезов Каменный Брод, Чухонастовка-2 и Нижняя Банновка.

По количеству и таксономическому разнообразию комплекс брахиопод нижней части слоя 4 (подзона LC6a, верхний турон—нижний коньяк) заметно беднее ранее рассмотренного. Определены брахиоподы Orbirhynchia dispansa Pettitt, Orbirhynchia sp., Cretirhynchia subplicata (Mantell), Cretirhynchia sp., Gyrosoria lata (Etheridge), Gibbithyris ellipsoidalis Sahni.

В турон-коньякское время в пределах Европейской палеобиогеографической области были широко распространены представители родов Gibbithyris Sahni, Concinnithyris Sahni, Najdinothyris Katz, Kingena Davidson, Orbirhynchia Pettitt и Cretirhynchia Pettitt. Предполагаем, что таксономическое разнообразие туронских-коньякских сообществ брахиопод восточных районов этой палеобиохории значительно менее представительно. На территории современного Поволжья в отложениях турона и коньяка не отмечены находки представителей надсемейств Megathyridoidea и Platidioidea, подсемейств Capillithyridinae, Trigonoseminae и Dalligadinae. На западе Европейской палеобиогеографической области представители этих групп брахиопод в отложениях турона и коньяка нередки. В работе (Gaspard, 1997) упоминается зона Terebratulina lata, характерная для среднего турона Англии. Впоследствии (Sklenář, Simon, 2009) была отмечена условность использования этого вида в качестве биостратиграфического маркера для указанного стратиграфического диапазона, в связи с установленным более значительным его вертикальным распространением. На территории Западной Европы комплексы брахиопод из отложений турона менее изучены, чем из более поздних образований. В частности, в работах (Surlyk, 1972, 1984) описаны комплексы маастрихтских брахиопод Дании, которые получены при использовании методики извлечения фоссилий из массовых проб породы.

В верхней части слоя 7 брахиоподы редки: несколько экземпляров Terebratulina cf. striatula (Mantell), Cretirhynchia sp., Orbirhynchia sp., Concinnithyris sp. Представители Terebratulina cf. striatula (Mantell) и Cretirhynchia sp. ранее были установлены из нижнесантонского "губкового" горизонта разреза Пудовкино.

Спонгиофауна (рис. 1, табл. IX). В песчанистых мергелях слоев 2 и 3 (банновская свита) найдены единичные мелкорослые гексактинеллиды Plocoscyphia sp. и Guettardiscyphia sp. Это типичные элементы туронского спонгиокомплекса, который распространен в более представительном составе в южной части Поволжья (местонахождения Красный Яр-1, Каменный Брод, Чухонастовка и Мирошники-1) (Первушов и др., 2019; Pervushov et al., 2019). Фоссилии в разной степени фосфатизированы и обычно представлены фрагментами.

В карьере Коммунар в мергелях банновской свиты установлены известковые спикульные губки Porosphaera. Очень мелкие сферические скелеты выделены в микрофаунистических пробах по всему интервалу туронских отложений, в обр. 2-14. В нижней части рассматриваемого интервала (подзона LC4а) большая часть фоссилий отличается плохой или частичной сохранностью, что обычно для мелких скелетов Porosphaera. Несколько губок сферической формы определены как Porosphaera cf. globularis. В верхней части туронского интервала (подзоны LC4b и LC5b) выделено более 10 скелетов Porosphaera sp. более крупных размеров, до 0.5-3.5 мм. Ранее находки известковых спикульных губок из карбонатных пород среднего турона были сделаны в разрезах юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба (Первушов, Худяков, 2020), где на разрезах Чухонастовка-2 и Филин собрано большое количество крупных скелетов Porosphaera из интервалов зоны БФ LC5с (верхний турон).

Ранее находки губок из "немых" интервалов карбонатных пород коньяка не были известны. В юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба в верхах среднего коньяка прослежены уровни равномерно рассеянного и конденсированного распространения скелетов кремневых губок. Субавтохтонные захоронения гексактинеллид прослежены в разрезах Каменный Брод (Pervushov et al., 2019), Меловатка-1, Мирошники и Вишневое (Олферьев и др., 2008; Первушов и др., 2019). На остальной территории Поволжья в результате предсантонского размыва отложения среднего и верхнего коньяка отсутствуют.

В основании слоя 4 (обр. 8, подзона LC6а) и в средней части слоя 5 (обр. 14, подзона LC6а) обнаружены известковые губки Porosphaera sp. (табл. IX, фиг. 4). Шаровидные скелеты белого

Таблица VI. Аммониты турона–коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см. 1 – Lewesiceras mantelli Wright et Wright, экз. SSU SVB № 58/123: 1а – со стороны устья, 16 – сбоку; верхний турон, слой 3; 2 – Puzosia muelleri de Grossouvre, экз. SSU SVB № 58/121, левая створка; нижний коньяк, нижняя часть слоя 4: 2а – с вентральной стороны, 26 – сбоку, 2в – со стороны устья.



цвета, размером 1.0–1.5 мм выделены из порошков микрофаунистических проб. В кровле слоя 6 (зона LC7, средний коньяк) найден единственный сильно окатанный скелет Porosphaera sp. диаметром 10–13 мм. Из мергелей подзоны LC6a (обр. 8, 9) выделены скелеты Porosphaera sp. диаметром 1.0–1.5 мм. В интервале среднего–верхнего коньяка найден сильно окатанный скелет Porosphaera sp. диаметром 10–13 мм.

В верхах слоя 6 и в нижней части слоя 7 кремневые губки равномерно распространены и представлены отпечатками тонкостенных форм или крупными дырчатыми желто-коричневыми стяжениями фосфатного и марказитового состава. Плохая первичная сохранность скелетов не позволяет определить таксономическую принадлежность фоссилий. Установлено много крупных форм Plocoscyphia sp., Camerospongia sp., Microblastium sp., Sororistirps sp., Sporadoscinia sp., Etheridgia sp., мелких фрагментов толстостенных Cephalites sp. и менее разнообразных представителей Hexactinosa: Guettardiscyphia sp., ? Labyrintholites sp., Eurete sp.

Скелеты гексактинеллид распространены и в верхней части слоя 7, в интервале 1.0-1.5 м ниже его кровли. Фоссилии окатаны и часто представлены в виде плотных окатышей со следами биоэрозии. Наряду с крупными формами полной сохранности на карбонатно-фосфатном цементе, распространены фрагменты фосфатизированных скелетов. Губки захоронены в пределах биотопа обитания, но окатаны и до некоторой степени сцементированы вмещающим их скелеты осадком. По видовому разнообразию и в количественном отношении преобладают представители Lychniscosa: Cephalites sp., Ventriculites sp., Microblastium sp., Sporadoscinia sp., Sororistirps sp., Camerospongia sp., Etheridgia sp., Plocoscyphia sp., а среди Hexactinosa определены Leptophragmidae gen. ind., Guettardiscyphia sp., Botryosella sp., Eurete sp., Hexactinosa gen. nov.

В Вольской структурной зоне "губковый" горизонт (слой 8) полно представлен только в карьере Коммунар. Спонгиокомплекс, в составе которого доминировали гексактинеллиды, формировался на протяжении нескольких фаз, о чем можно суть по фоссилизации и степени сохранности скелетов, совместном захоронении форм, обитавших в разных гидродинамических обстановках водной среды (Первушов и др., 2020а, 2020б). В составе спонгиокомплекса установлены формы, которые рассматриваются как новые, в том числе и как переходные виды между известными сантонскими и кампанскими представителями родов. Здесь многочисленны губки Sororistirps, занимающие в филогенетической линии промежуточное положение между раннесантонскими (S. radiatum Mantell) и кампанскими (S. tubiforme Schrammen [= Ventriculites infundibuliforme]) представителями рода.

В базальном горизонте сенгилеевской свиты (слой 9) встречены мелкие фосфатизированные и окатанные фрагменты скелетов гексактинеллид, которые переотложены из подстилающих пород. Здесь же установлены три экземпляра известковых губок Porosphaera cf. nuciformis (Hagenow) диаметром 10–12 мм (Первушов, Худяков, 2020). В подошве слоя 10 найдено несколько экземпляров известковых губок со следами биоэрозии. Двояковыпуклые формы диаметром до 12–15 мм рассматриваются как Porosphaera sp. 1, а сферические скелеты диаметром до 12 мм, со многими бугорками крепления опорных спикул выделены как Porosphaera sp. 2.

Кремневые и тем более известковые губки остаются наименее изученными группами позднемеловых беспозвоночных. Лимитирующими факторами их использования при биостратиграфических построениях являются стенофациальный характер кремневых губок, приуроченность их поселений к участкам придонных течений и неполная сохранность скелетных форм или спикульной решетки. Представления о "губковых" слоях как маркирующих образованиях следует считать несостоятельными, поскольку эти диахронные образования установлены в отложениях всех ярусов верхнего мела Поволжья.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты работ предшествующих исследователей верхнемеловых отложений Поволжья (Морозов, 1962; Морозов, Орехова, 1969; Морозов, Бондарева, 1970) способствовали формированию устойчивого представления о карбонатных породах турона-коньяка как о едином геологическом теле. На рубеже веков в субрегиональной стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья (Стратиграфическая..., 2004; Олферьев, Алексеев, 2005) выделен губкинский надгоризонт, соответствующий стратиграфическому диапазону турона-коньяка. Но выделение банновской и вольской свит (горизонтов)

Таблица VII. Морские ежи турона–коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см. 1 – Conulus subrotundus Mantell, экз. SSU EAK № 201/34: 1а – сверху, 16 – снизу, 1в – сбоку, 1г – сзади; средний–верхний турон, слой 3; 2 – Conulus subrotundus Mantell, экз. SSU EAK № 201/35: 2а – сверху, 26 – сбоку; средний–верхний турон, слой 3; 3 – Micraster corbovis Forbes, экз. SSU EAK № 203/91: 3а – сверху, 36 – снизу, 3в – сбоку, 3г – сзади; средний–верхний турон, слой 3; 4 – Micraster cortestudinarium (Goldfuss), экз. SSU EAK № 203/50: 4а – сверху, 46 – снизу, 4в – сбоку, 4г – сзади; средний–верхний турон, слой 3.



на основании литологически различных интервалов или явно прослеживаемых поверхностей стратиграфических перерывов невозможно во многих изученных разрезах. Установление в верхней части губкинского горизонта собственно коньякских образований оказалось возможным при изучении фораминифер (Барышникова, 1955, 1956, 1959; Барышникова и др., 1961): был определен новый вид их бентосных форм — Protostensioеina emscherica (Baryshnikova), который в настоящее время является зональной формой нижнего коньяка (Беньямовский, 2008а).

В Вольской структурной зоне, в карьере Коммунар, доступен для изучения наиболее стратиграфически полный и палеонтологически охарактеризованный на территории Поволжья интервал коньякских-нижнесантонских отложений. Здесь по литологии пород и их палеонтологической характеристике выделено несколько последовательных интервалов. Слои 2 и 3 отнесены к банновской свите (средний-верхний турон), слои 4-6 – к вольской свите (все три полъяруса коньяка). В качестве пограничного интервала терминального коньяка-нижней части нижнего сантона рассматривается нижняя часть слоя 7. Верхняя часть слоя 7 отнесена к нижнему (можжевелоовражная свита), а слой 8 – к верхнему сантону (мезинолапшиновская свита). Слой 9 – базальный горизонт, а слой 10 – нижняя часть сенгилеевской свиты (нижний кампан).

Материалы биостратиграфического расчленения нижней части карбонатных пород разреза Коммунар сопоставлены с результатами изучения разрезов губкинского горизонта, расположенных в юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба: стратотипа банновской свиты (турон, Нижняя Банновка) и предполагаемого гипостратотипа вольской свиты (коньяк, Каменный Брод). При корреляции этих разрезов прослеживается увеличение мощности отложений почти всех биостратонов в южном направлении. Но губкинский горизонт в каждом из этих разрезов охарактеризован разными подзонами БФ, что обусловлено развитием в туронское-сантонское время локальных структур, в пределах которых были расположены рассматриваемые разрезы. Почти во всех разрезах прослеживаются подзоны  $F\Phi$  LC4a, LC4b, LC5a (за исключением разреза Коммунар) и зоны LC6 и LC7.

На основании комплексной палеонтологической характеристики интервала вольской свиты в разрезе Каменный Брод, отличающегося максимальной (около 35 м) мощностью в регионе (мощность вольской свиты в разрезе Коммунар – около 10 м, в разрезе Большевике – 6 м), этот разрез было предложено рассматривать в качестве гипостратотипа вольской свиты (Pervushov et al., 2019). Но в разрезе Каменный Брод установлены только образования нижнего (зона LC6) и среднего (зона LC7) коньяка, а более поздние образования уничтожены эрозией, которая предшествовала сантонскому осадконакоплению.

Детальное биостратиграфическое расчленение разреза Коммунар основано на распределении бентосных фораминифер. Возраст выделенных здесь биостратиграфических подразделений по БФ согласуется с региональными шкалами по БФ, составленными для территорий Европейской палеобиогеографической области в целом (Беньямовский, 2008а, 20086; Vishnevskava et al., 2018) и для Предкарпатского прогиба в частности (Walaszczyk et al., 2016). На рисунке 1, где проведено сопоставление литологической колонки разреза Коммунар с биостратиграфическими подразделениями по БФ, красная (в электронной версии) штрихпунктирная линия отображает представления авторов настоящей работы о положении границы верхнего турона-нижнего коньяка по данным иноцерамов и бентосных фораминифер (Walaszczyk et al., 2013). Это мнение основано на результатах комплексного изучения разрезов верхнемеловых отложений Мангышлака и дополняет информацию по БФ, представленную в работах В.Н. Беньямовского (2008а, 2008б).

В разрезе Коммунар, несмотря на существенно сокращенную мощность пород турона-нижнего сантона, прослежена значительная последовательность подзон по бентосным фораминиферам, в частности установлены подзоны БФ LC5b и LC5c верхнего турона, которые неизвестны в разрезах юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Комплексы бентосных фораминифер подзон LC8a и LC8b (верхний коньякнижний сантон) впервые установлены на территории Поволжья. Предположение о стратиграфическом перерыве между подзоной LC6b и зоной LC7 по БФ (нижний-средний коньяк) основано на литологических признаках в строении этого разреза.

Тем не менее, в туронских—нижнекампанских отложениях рассматриваемого разреза на основе наиболее детальных зональных схем по бентос-

**Таблица VIII.** Морские ежи коньяка—сантона из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см; а – вид сверху; б – вид снизу; в – вид сбоку; г – вид сзади.

<sup>1 –</sup> Micraster coranguinum (Leske), экз. SSU EAK № 203/76; 2 – Micraster rogalae Nowak, экз. SSU EAK № 203/77; верхний коньяк–нижний сантон, слой 7; 3 – Galeola ex gr. senonensis (d'Orbigny), экз. SSU EAK № 204.1/2; нижний кампан, слой 9; 4 – Galeola ex gr. senonensis (d'Orbigny), экз. SSU EAK № 204.1/4; нижний кампан, слой 9; 5 – Offaster pilula (Lamarck), экз. SSU EAK № 204.2/3; нижний кампан, слой 9.



ным фораминиферам, белемнитам и иноцерамам установлены неоднократные хиатусы. Лишь переходные интервалы верхнего турона—нижнего коньяка и верхнего коньяка—нижнего сантона охарактеризованы непрерывной последовательностью зон по бентосным фораминиферам, иноцерамам и морским ежам. В разрезе Коммунар комплекс пород терминального коньяка—нижнего сантона (подзона LC8b по БФ) рассматривается как непрерывный, стратиграфически наиболее полный среди известных разрезов на территории Поволжья.

В разрезе Коммунар прослежены изменения в составе палеобиоценозов на протяжении туронского-раннекампанского времени, что позволило сравнить состав синхронных бентосных поселений и проследить особенности расселения их представителей в пределах современного Поволжья. В частности, при анализе микрофаунистических проб из разреза Коммунар в мергелях среднего-верхнего турона выделен уровень концентрации скелетных мелкоразмерных элементов иглокожих. Ранее предполагалось, что северная граница ареала морских лилий, морских звезд и офиур в туронское время находилась южнее широты разреза Сплавнуха (Калякин и др., 2018). Но сообщество иглокожих, обитавших в позднетуронское время на юго-западе Ульяновско-Саратовского прогиба, отличалось бо́льшим разнообразием и количеством.

Туронская трансгрессия способствовала проникновению в акваторию региона разнообразных представителей бентоса. Предполагается, что максимум трансгрессии совпал с завершением туронского века (Найдин и др., 1986; Sahagian et al., 1996; Haq, 2014) или началом раннего коньяка (Pervushov et al., 2019) и сопровождался возрастанием биоразнообразия морской биоты в целом (Невесская, 1999). С началом коньякского времени связывается устойчивая тенденция к углублению бассейна, обусловленная проявлением региональной тектоники в юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба. При этом разнообразие и численность моллюскового сообщества заметно сократились. Регрессивные тенденции в развитии бассейна в конце среднего коньяка—начале раннего сантона способствовали широкому площадному распространению губково-моллюсковых поселений в условиях более прохладных вод с периодическим проявлением активной гидродинамики.

В разрезе Коммунар наиболее полно представлен спонгиокомплекс позднего сантона. Положение этого "губкового" горизонта биостратиграфически достоверно обосновано, он разнообразен в таксономическом отношении и многочислен. В составе сообщества кремневых губок установлены ранее неизвестные в Поволжье формы на уровне вида и рода. Изучение новых видов в составе родов Sororistirps, Botryosella, Sporadopyle, семейства Coeloptychiidae и отряда Hexactinosa, дополняющих филогенетические линии родственных групп, создает предпосылки для разработки биостратиграфической шкалы сантона-маастрихта по гексактинеллидам. Материалы по расселению губок в среднем коньяке (Каменный Брод), в раннем и позднем (Коммунар) сантоне позволяют проследить сукцессию спонгий на протяжении коньякского-раннекампанского времени.

Анализ комплекса фоссилий и литологического состава пород туронского-раннекампанского возраста в разрезах Красный Октябрь, Большевик и Коммунар позволяет предположить, что Вольская структурная зона в туронское-раннекампанское время развивалась обособленно от юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Об этом свидетельствуют сокращенные мощности отложений турона, коньяка и особенно нижнего и верхнего сантона в разрезах Вольской впадины. В структуре верхнемеловых пород юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба значительные интервалы нижнего сантона и нижнего кампана отсутствуют, в то время как в разрезе Коммунар они литологически и палеонтологически охарактеризованы.

Магнитостратиграфическая характеристика разреза Коммунар согласуется с полученными ра-

2022

Nº 3

**Таблица IX.** Губки сантона и брахиоподы турона-коньяка из разреза Коммунар. Длина масштабной линейки 1 см, кроме особо отмеченных случаев.

<sup>1 –</sup> Нехастіпоsa gen., экз. SSU PEM № 122/6027, скелет выполнен марказитом: 1а – сбоку, 1б – снизу; нижний сантон, слой 7; 2 – Coeloptychium sp. ind., экз. SSU PEM № 58/03, скелет в карбонатной породе, вид снизу; нижний сантон, верхняя часть слоя 7; 3 – Botryosella sp. ind., экз. SSU PEM № 122/6644, скелет выполнен марказитом, сбоку; нижний сантон, слой 7; 4 – Porosphaera sp., экз. SSU KDV № 311/1/3-2, морфология поверхности скелета изображена: 4a – в обратно отраженных электронах, 4б – во вторичных электронах; нижний коньяк, средняя часть слоя 4; 5 – Concinnithyris protobesa Sahni, экз. SSU IEI № 251/2/7: 5a – брахиальная створка, 5б – педальная створка, 5в – сбоку, 5г – лобный край; средний верхний турон, слой 3; 6 – Cretirhynchia subplicata (Mantell), экз. SSU IEI № 251/2/31: 6a – брахиальная створка, 6б – сбоку, 6в – педальная створка, 6г – лобный край; нижний коньяк, слой 4; 7 – Orbinrhynchia cuvieri (d'Orbigny), экз. SSU IEI № 251/2/22: 7a – брахиальная створка, 76 – педальная створка, 7в – сбоку, 7г – лобный край; средний еврхний турон, слой 3; 8 – Gemmarcula sp., экз. SSU IEI № 251/2/13: 8a – брахиальная створка, 8в – сбоку, 8г – лобный край; средний еврхний турон, слой 3; 8 – педальная створка, 76 – педальная створка, 78 – сбоку, 7г – лобный край; средний еврхний турон, слой 3; 8 – брахиальная створка, 96 – оrbirhynchia dispansa Petitt, экз. SSU IEI № 251/2/22: 9a – брахиальная створка, 9в – сбоку, 9г – лобный край; средний турон, слой 3; 10 – Оrbirhynchia sp. 1, экз. SSU IEI № 251/2/15: 10a – брахиальная створка, 10b – педальная створка, 10b – сбоку, 10г – лобный край; средний турон, слой 3; 10 – оrbirhynchia sp. 1, экз. SSU IEI № 251/2/15: 10a – брахиальная створка, 10b – педальная створка, 10b – сбоку, 10г – лобный край; средний турон, слой 3.



нее данными об обратной полярности сантонских отложений в сводном разрезе Озерки-Липовка (Guzhikova et al., 2019) и прямой полярности туронских-коньякских пород в разрезе Нижняя Банновка (Guzhikova et al., 2019). При этом в разрезе Коммунар отсутствуют аналоги магнитозоны обратной полярности, обнаруженной в туроне разрезов Озерки-1, 2, 3 (Guzhikova et al., 2019), Большой Каменный овраг (Гужикова и др., 2020б), и интервала с аномальными направлениями намагниченности, задокументированного в коньяке разреза Каменный Брод (Pervushov et al., 2019). Био- и магнитостратиграфические материалы по разрезу Коммунар и другим разрезам можно увязать между собой, исходя из клиноформного строения турона-коньяка, свойственного территории Нижнего и Среднего Поволжья (коньяк и особенно начало сантона – это время тектонической активизации, в результате которой формировались структурные элементы Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций). Такое предположение подтверждается присутствием интервала с аномальными направлениями намагниченности только в разрезе Каменный Брод, который является наиболее полным разрезом турона-коньяка в правобережном Поволжье (Pervushov et al., 2019).

В Шкале геологического времени (GTS) (Gradstein et al., 2020) туронский, коньякский и сантонский ярусы характеризуются нормальной полярностью, в то время как в разрезе Коммунар магнитозона прямой полярности соответствует только турону–коньяку, а сантонские отложения охвачены магнитозоной обратного знака (рис. 3).

Однако магнитополярная характеристика сантона в GTS не может рассматриваться в качестве эталона. Во-первых, разрезы сантона, в которых фиксируется исключительно прямая полярность, сосредоточены только в одном регионе – в Северном Средиземноморье, преимущественно на Апеннинском полуострове (Coccioni, Premoli Silva, 2015). Их стратификация базируется на микрофаунистических данных, не позволяющих надежно определить положения границ сантонского яруса по аналогии с лимитотипом нижней границы (GSSP) сантона в Северной Испании (Lamolda et al., 2014) и разрезами, претендующими на роль GSSP кампана в Южной Англии (Montgomery et al., 1998), Texace (Gale et al., 2008) и Крыму (Гужиков и др., 2021а, 2021б). Во-вторых, магнитостратиграфическая интерпретация линейных аномалий, результаты которой также учтены в GTS. неоднозначна по ряду причин, свойственных мезозойской океанской коре (Гужиков и др., 2007). В то же время магнитостратиграфические материалы по разным регионам, например по Поволжью (Guzhikova et al., 2019; Гужикова и др., 2021; Pervushov et al., 2019), Туаркыру (Гужиков и др., 2003), Западной Сибири (Гнибиденко и др., 2014) и Южной Англии (Montgomery et al., 1998), фиксируют либо знакопеременную, либо обратную полярность в сантонском ярусе (рис. 3).

Обратная намагниченность сантонских отложений не препятствует обоснованию положения нижней границы сантона в разрезе Коммунар в пограничном интервале между слоями 6 и 7 (в пределах подзоны LC8b по БФ). Скорее всего, сантонскаякампанская R-зона соответствует низам магнитного хрона C33r, а разное положение основания хрона 33r по отношению к границам сантонского яруса в удаленных разрезах обусловлено проблемами биостратиграфических корреляций, возникающих при сопоставлении разобщенных палеобиогеографических областей (рис. 3). Продолжительность сантонского века невелика, ~2 млн лет (Gradstein et al., 2020), и сопоставима с величиной диахронности других ярусных границ, определяемых в разных регионах по разным палеонтологическим группам (Гужиков, Барабошкин, 2006; Гужиков и др., 2007). С этой точки зрения сантонские отложения в разрезах Коммунар и Липовка являются аналогами сантона на Туаркыре и верхов сантона в Южной Англии, но соответствуют нижнему кампану Апеннин (рис. 3). Если принять предложение ряда исследователей, в том числе авторов GTS (Gradstein et al., 2020), об использовании подошвы хрона 33r в качестве ведущего признака для обоснования подошвы кампана в Международной стратиграфической шкале (МСШ), то те из ныне относимых к сантону отложений Поволжья, Туаркыра и Южной Англии, которые охвачены обратной полярностью, будут соответствовать кампанскому ярусу МСШ.

Проблема палеомагнитной зональности туронского-коньякского интервала палеомагнитной шкалы выходит за рамки обсуждения результатов исследований. Отметим только, что магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Поволжья (Guzhikova et al., 2019; Гужикова и др., 20206; Pervushov et al., 2019), Крыма (Гужикова и др., 2020а), Туаркыра (Гужиков и др., 2003), Западной Сибири (Гнибиденко и др., 2014), Южной Англии (Montgomery et al., 1998) дают основания для предположения об аномальном (недипольном) характере туронского-коньякского поля (Гужикова и др., 2021). Однако для доказательства этой гипотезы необходимо получение новых магнитостратиграфических данных по одновозрастным отложениям других регионов.

#### выводы

Представлено описание стратотипа вольской свиты (коньяк Среднего и Нижнего Поволжья), выделенного ранее в карьере Коммунар, который расположен в северной части г. Вольска. Прослежена последовательность всех зон/подзон бентосных фораминифер, установленных в структуре трех подъярусов коньяка.

По результатам палеонтологических, палео- и петромагнитных исследований в разрезе Коммунар охарактеризованы отложения среднего-верхнего турона, коньяка, нижнего и верхнего сантона, нижнего кампана. Выделенные здесь зоны и подзоны по бентосным фораминиферам сопоставлены с биостратиграфическими подразделениями, установленными по иноцерамам, белемнитам, аммонитам, иглокожим, брахиоподам и губкам. Отличительными чертами изученного разреза являются: биостратиграфически непрерывный пограничный интервал верхнего коньяка-нижнего сантона и аномально сокращенный по мощности интервал сантонского яруса.

Вольская структурная зона, рассматриваемая в составе наложенного Ульяновско-Саратовского прогиба, в течение туронского—раннекампанского времени развивалась обособленно. На фоне общего погружения юго-западной и северо-восточной частей Ульяновско-Саратовского прогиба Вольский сегмент этой отрицательной структуры в это же время испытывал инверсионные движения. Особенности подобного развития Вольской структурной зоны проявились в сокращенных значениях мощности и неоднократных хиатусах в рассматриваемом интервале отложений.

По результатам палеомагнитных исследований разреза Коммунар установлено, что сантон Вольско-Хвалынской впадины характеризуется магнитозоной обратной полярности, соответствующей нижней части хрона 33г. Аналогичная магнитозона обратного знака была выявлена ранее в сантонских отложениях Карамышской депрессии (Guzhikova et al., 2019).

Проведено магнитостратиграфическое сопоставление сантона разных регионов, из которого следует, что сантонские отложения Нижнего Поволжья являются возрастными аналогами сантона Туаркыра, верхов сантона Южной Англии и нижнего кампана Апеннинского полуострова.

Результаты межрегионального прослеживания уровней палеонтологически обоснованной границы сантона-кампана и основания хрона 33г фиксируют временной сдвиг подошвы кампана относительно изохронной геомагнитной инверсии, сопоставимый с длительностью сантонского века (~2 млн лет). Это обстоятельство ставит под сомнение целесообразность выделения весьма непродолжительных геохронологических интервалов (веков) в качестве подразделений Международной геохронологической (стратиграфической) шкалы, потому что временной интервал стратона планетарного распространения должен существенно превышать диахронность его границ (Гужиков, Барабошкин, 2006). Благодарности. Авторы благодарны А.Г. Маникину, В.А. Грищенко и В.А. Фомину (СГУ) за участие в полевом изучении разреза, В.А. Мусатову (НВНИИГГ) за предоставление условий для проведения обработки микрофаунистических проб, А.Ю. Гужикову (СГУ) за консультации при интерпретации полученных результатов. Авторы выражают особую благодарность администрации ООО "Холцим (РУС) в Вольске" и лично маркшейдеру А.А. Грониной, АО "ХайдельбергЦемент Волга", руководству Вольского краеведческого музея за содействие в организации полевых работ. Авторы благодарят Е.Ю. Барабошкина (МГУ) за сделанные замечания и предложения, способствовавшие существенному улучшению публикации.

Источники финансирования. Полевые работы и магнитостратиграфические исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект № 20-77-00028) "Проверка гипотезы о существовании эпох обратной полярности в туронском, коньякском и сантонском веках (поздний мел)". Исследование бентосных фораминифер выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90077/20 "Бентосные фораминиферы, как ключевой фактор детального расчленения и стратиграфической корреляции турон-коньякских отложений Поволжья".

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барышникова В.И. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения Дона по фауне фораминифер // Научная конференция по стратиграфии мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. Тезисы докладов. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1955. С. 62–64.

Барышникова В.И. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Дона по распределению фораминифер // Труды Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: ГНТИ–НГТЛ, 1956. С. 269– 275.

Барышникова В.И. О расчленении турон-коньякских отложений бассейна среднего течения р. Дона // Ученые записки СГУ им. Н.Г. Чернышевского. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1959. Т. 65. С. 65–77.

Барышникова В.И., Иванова А.Н., Морозов Н.С., Хабарова Т.Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений Саратовского и Сталинградского Поволжья // Материалы Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Труды ВНИГНИ. 1961. Вып. 29. Т. 3. С. 110–119.

Беньямовский В.Н. Палеобиогеографические сценарии позднемелового–раннепалеогенового времени в пределах северной периферии Тетиса // Биосфера–экосистема–биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. Труды ГИН РАН. 2005. Вып. 516. С. 267–308.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 1. Сеноман–коньяк // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16. № 3. С. 36–46.

Беньямовский В.Н. Схема инфразонального биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской провинции по бентосным фораминиферам. Статья 2. Сантон–маастрихт // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. С. 62–74.

Волков Ю.В., Найдин Д.П. Пассатные течения и меридиональное расселение некоторых морских организмов позднего мела // Докл. АН. 1998. Т. 58. № 3. С. 367–370.

*Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К., Шурыгин Б.Н.* Региональный магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений юга Западной Сибири (Омская впадина) // Докл. АН. 2014. Т. 458. № 1. С. 83–87.

*Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю.* Оценка диахронности биостратиграфических границ путем магнитохронологической калибровки зональных шкал нижнего мела Тетического и Бореального поясов // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 3. С. 365–368.

*Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А., Назаров Х., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Копаевич Л.Ф.* Магнитостратиграфические данные по верхнему мелу Туаркыра (Туркменистан) и их значение для общей палеомагнитной шкалы // Физика Земли. 2003. № 9. С. 31–44.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Фомин В.А. Магнитостратиграфическая шкала меловой системы: современное состояние, проблемы построения и перспективы развития // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ред. Первушов Е.М. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 2007. С. 69–86.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона-кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29. № 4. С. 71–117.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона-кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья 2. Магнито- и хемостратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 20216. Т. 29. № 5. С. 27–58.

*Гужикова А.А., Рябов И.П., Копаевич Л.Ф.* Новые палеомагнитные и микрофаунистические данные по турону–сантону разреза "Аксу-Дере" (ЮЗ Крым) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы X Всероссийского совещания, Магадан, 20–25 сентября 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО "МАОБТИ", 2020а. С. 81–84.

*Гужикова А.А., Первушов Е.М., Рябов И.П., Фомин В.А.* Магнитозона обратной полярности в туроне–коньяке северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 20206. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277.

Гужикова А.А., Рябов И.П., Грищенко В.А., Фомин В.А., Гужиков А.Ю., Первушов Е.М. Магнитостратиграфия турона—сантона Нижнего и Среднего Поволжья // Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов. Материалы научн. онлайн-сессии, 19—22 апреля 2021 г. [электронный ресурс]. Ред. Лебедева Н.К., Горячева А.А., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2021. С. 54–58.

Калякин Е.А. Позднемеловые морские ежи Центральнорусской палеобиогеографической провинции // Проблемы палеоэкологии и исторической геоэкологии. Сборник трудов Всеросс. научн. конф., посвященной памяти проф. В.Г. Очева. Саратов: Изд-во СГТУ, 2017. С. 90–96.

Калякин Е.А. Морские ежи *Micraster* Центральнорусской палеобиогеографической провинции // Труды Всеросс. палеонтол. общ-ва. Том II. М.: ПИН РАН, 2019. С. 69–85.

Калякин Е.А., Миранцев Г.В., Первушов Е.М., Рябов И.П. Туронский-коньякский комплекс иглокожих из разрезов "Чухонастовка" и "Каменный Брод" (южная часть Ульяновско-Саратовского прогиба) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всероссийского совещания. Ред. Барабошкин Е.Ю., Липницкая Т.А., Гужиков А.Ю. Белгород: Политерра, 2018. С. 151–154.

*Морозов Н.С.* Верхнемеловые отложения междуречья Дона и Северного Донца и южной части Волго-Донского водораздела. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1962.

Морозов Н.С., Бондарева М.В. Верхнемеловые отложения междуречья Медведицы и Волги в пределах Саратовской области // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. 1970. Вып. 7. Ч. 1. С. 116–141.

Морозов Н.С., Орехова В.М. Меловая система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области и Калмыцкая АССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 318–361.

*Москвин М.М., Эндельман Л.Г.* Позднемеловые морские ежи Мангышлака и их стратиграфическое значение // Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: ИГиРГИ, 1972. С. 3–10.

Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964.

*Найдин Д.П.* Подкласс Endocochlia – внутрираковинные // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 197–240.

Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 49–65. *Найдин Д.П.* Разрез туронских и коньякских отложений на р. Тузлов (Ростовская область) // Труды НИИ геологии СГУ. Нов. сер. 2004. Т. XVI. С. 172–178.

Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А. Меловой период. М.: Наука, 1986.

*Невесская Л.А.* Этапы развития бентоса фанерозойских морей. Мезозой. Кайнозой. М.: Наука, 1999. 503 с. (Труды ПИН РАН. Т. 274.)

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Тесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 2. Проблемы хроностратиграфической корреляции и геологической истории региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 3. С. 47–74.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.Н., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера "Большевик" в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009а. Т. 84. Вып. 2. С. 5–22.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.Н., Сельцер В.Б., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Ст. 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера "Большевик" в окрестностях Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 20096. Т. 84. Вып. 4. С. 29–46.

Олферьев А.Г., Сельцер В.Б., Алексеев А.С., Амон Э.О., Беньямовский В.Н., Иванов А.В., Овечкина М.Н., Харитонов В.М. Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 3. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера "Красный Октябрь" на южной окраине г. Вольска // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 6. С. 45–76.

Первушов Е.М., Худяков Д.В. Позднемеловые известковые губки юго-востока Восточно-Европейской платформы // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 3. С. 184–191.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Фомин В.А., Рябов И.П., Ильинский Е.И., Гужикова А.А., Бирюков А.В., Суринский А.М. Комплексное био- и магнитостратиграфическое изучение разрезов "Озерки" (верхний мел, Саратовское правобережье). Статья 2. Характеристика ориктокомплексов и биостратиграфия // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2017. Т. 17. Вып. 3. С. 182–199.

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Ильинский Е.И., Рябов И.П. Туронские-коньякские отложения юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 10–27. https://doi.org/10.32454/0016-7762-2019-5-10-27

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Рябов И.П. Сантон Вольско-Хвалынской структурной зоны. Статья 1. История исследования и строение разрезов // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020а. Т. 20. Вып. 3. С. 192–203.

https://doi.org/10.18500/1819-7663-2020-20-3-192-203

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Рябов И.П. Сантон Вольско-Хвалынской структурной зоны. Статья 2. Биостратиграфия и современное структурное положение // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020б. Т. 20. Вып. 3. С. 204–221.

https://doi.org/10.18500/1819-7663-2020-20-3-204-221

Первушов Е.М., Рябов И.П., Сельцер В.Б., Валащик И., Калякин Е.А., Гужикова А.А., Ильинский Е.И., Худяков Д.В. Верхнемеловые отложения Вольской структурной зоны Восточно-Европейской платформы: турон-нижний кампан разреза Коммунар. Статья 1. Описание разреза, бентосные фораминиферы, магнитостратиграфия // Стратиграфия. Геол. корреляция (в печати).

Сельцер В.Б. Верхнетуронские аммониты из центральной части Саратовского правобережья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы IX Всеросс. совещания. Ред. Барабошкин Е.Ю., Липницкая Т.А., Гужиков А.Ю. Белгород: Политерра, 2018а. С. 249–252.

Сельцер В.Б. О находках коньякских (верхний мел) аммонитов на территории Воронежской и Саратовской областей // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, экология, эволюция, биостратиграфия. Материалы совещания. Ред. Леонова Т.Б., Барсков И.С., Митта В.В. М.: ПИН РАН, 20186. С. 90–93.

Сельцер В.Б. Гетероморфные аммониты Hyphantoceras и Eubostrychoceras из туронских отложений Саратовского Поволжья // Биогеография и эволюционные процессы. Материалы LXVI сессии Палеонтол. общ-ва РАН. СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. С. 151–153.

Сельцер В.Б., Иванов А.В. Атлас позднемеловых аммонитов Саратовского Поволжья. М.: Университет, 2010. 152 с.

Сельцер В.Б., Первушов Е.М., Калякин Е.А. О сантонских отложениях вольских меловых карьеров // Недра Поволжья и Прикаспия. 2020. Вып. 102. С. 61–81.

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2004.

*Christensen W.K.* Upper Cretaceous belemnites from the Vomb Trough in Scania Sweden // Sveriges Geologiska Undersokning. Ser. Ca. 1986. № 57. P. 3–39.

*Christensen W.K.* Belemnites from the Coniacian to Lower Campanian chalks of Norfolk and Southern England // Palaeontology. 1991. V. 34. Pt. 3. P. 695–749.

*Christensen W.K.* The Late Cretaceous belemnite family Belemnitellidae: taxonomy and evolutionary history // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1997. V. 44. P. 59–88.

*Christensen W.K., Schulz M.-G.* Coniacian and Santonian belemnite faunas from Bornholm, Denmark // Fossils and Strata. 1997. № 44. P. 1–73.

*Coccioni R., Premoli Silva I.* Revised Upper Albian–Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetostratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy) // Newslett. Stratigr. 2015. V. 48. P. 47–90.

*Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy J.W., Petrizzo M.R., Lees J., Walaszczyk I., Wray D.* An integrated study (geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, nannofossils, planktonic foraminifera, inoceramid bivalves, ammonites and crinoids) of the Waxahachie Dam Spillway section, north Tex-

том 30 № 3 2022

as: a possible boundary stratotype for the base of the Campanian Stage // Cretaceous Res. 2008. V. 29. P. 131–167.

*Gaspard D.* Distribution and recognition of phases in the Aptian–Turonian (Cretaceous) brachiopod development in NW Europe // Geol. Carpatica. 1997. V. 48. P. 145–161.

*Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M.* Geologic Time Scale 2020. Elsevier, 2020.

*Guzhikova A.A., Guzhikov A.Yu., Pervushov E.M., Ryabov I.P., Surinskiy A.M.* Existence of the reversal polarity zones in Turonian–Coniacian from the Lower Volga (Russia): new data // Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism. Eds. Nurgaliev D., Shcherbakov V., Kosterov A., Spassov S. Springer Geophysics. Springer, Cham, 2019. P. 353–369.

*Haq B.U.* Cretaceous eustasy revisited // Global Planet. Change. 2014. V. 113. P. 44–58.

*Houša V.* Lewesiceras Spath (Pachydiscidae, Ammonoidea) from Turonian of Bohemia // Sbornik Geol. Ved. Paleon-tologie. 1967. V. 9. P. 7–49.

*Kaplan U., Kennedy W.J.* Ammoniten des westfalischen Coniac // Geol. und Palaontol. in Westfalen. 1994. H. 31. P. 155.

*Kaplan U., Schmid F.* Die heteromorphen Ammoniten der Gattungen Eubostrychoceras und Hyphantoceras aus dem Turon NW-Deutschland // Geol. und Palaontol. in Westfalen. 1988. H. 12. P. 47–87.

*Kennedy W.J., Gale A.S.* Late Turonian ammonites Haute-Normandie France // Acta Geol. Polon. 2015. V. 65. № 4. P. 507–524.

*Kennedy W.J., Kaplan U.* Ammoniten aus dem Turonium des Munsterlander Kreidebeckens // Geol. und Palaontol. in Westfalen. 2019. V. 92. P. 3–223.

*Košťák M.* Cenomanian through the lowermost Coniacian Belemnitellidae Pavlov (Belemnitida, Coleoidea) of the East European Province // Geolines. 2004. V. 18. P. 59–103.

Lamolda M.A., Paul C.R.C., Peryt D., Pons J.M. The Global Boundary Stratotype and Section Point (GSSP) for the base of the Santonian Stage, "Cantera de Margas", Olazagutia, northern Spain // Episodes. 2014. V. 37. № 1. P. 2–13.

*Montgomery P., Hailwood E.A., Gale A.S., Burnett J.A.* The magnetostratigraphy of Coniacian–Late Campanian chalk sequences in southern England // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 156. P. 209–224.

*Neumann C., Jagt J.W.M., van der Ham R.W.J.M.* Rare Campanian echinoids from Höver and Misburg (Hannover Area, Lower Saxony, Germany) // Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin. Geowissenschaftliche Reihe. 2002. № 5. S. 121–139.

*Olszewska-Nejbert D.* Late Cretaceous (Turonian–Coniacian) irregular echinoids of western Kazakhstan (Mangyshlak) and southern Poland (Opole) // Acta Geol. Polon. 2007. V. 57. № 1. P. 1–87.

Pervushov E.M., Ryabov I.P., Guzhikov A.Yu., Vishnevskaya V.S., Kopaevich L.F., Guzhikova A.A., Kalyakin E.A., Fomin V.A., Sel'tser V.B., Il'inskii E.I., Mirantsev G.V., Proshina P.A. Turonian–Coniacian deposits of the Kamennyi Brod-1 Section (Southern Ulyanovsk-Saratov Trough) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. № 7. P. 804–839. https://doi.org/10.1134/S0869593819070025 Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // AAPG Bull. 1996. V. 80. № 9. P. 1433–1458.

*Seitz O.* Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. II. Teil (Biometrie, Dimorphismus und Stratigraphie der Untergattung Sphenoceramus (J. Böhm) // Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. 1965. V. 69. P. 1–194.

*Sklenář J., Simon E.* Brachiopod Gyrosoria Cooper, 1973 – a comparative palaeoecological, stratigraphical and taxonomical study // Bull. Geosci. Czech Geol. Surv. 2009. V. 84. № 3. P. 437–464.

*Smith A.B., Wright C.W.* British Cretaceous echinoids. Part 9. Atelostomata 2, Spatangoida (2) // Monogr. Palaeonto-graph. Soc. London. 2012. V. 166(639). P. 635–754.

Surlyk F. Morphological adaptations and population structures of the Danish Chalk brachiopods (Maastrichtian, Upper Cretaceous) // Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Biologiske Skrifter. 1972. V. 19.  $\mathbb{N}$  2. P. 1–57.

*Surlyk F.* The Maastrichtian Stage in NW Europe, and its brachiopod zonation // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 217–223.

*Thibault N., Jarvis I., Voigt S., Gale A.S., Attree K., Jenkyns H.C.* Astronomical calibration and global correlation of the Santonian (Cretaceous) based on the marine carbon isotope record // Paleoceanography. 2016. V. 31. P. 847–865.

*Tröger K.-A.* Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and western Asia // Cretaceous of the Western Tethys. Proc. 3rd Int. Cretaceous Symp. Ed. Wiedmann J. Tubingen, 1987. P. 911–930.

*Vishnevskaya V.S., Kopayevich L.F., Benyamovsky V.N., Ovechkina M.N.* Correlation of the Upper Cretaceous zonal schemes of the Eastern European Platform based on foraminifera, radiolarian, and nannoplankton // Moscow Univ. Geol. Bull. 2018. V. 73(2). P. 131–140.

*Walaszczyk I.* Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta Geol. Polon. 1992. V. 42. P. 1–122.

*Walaszczyk I.* Inoceramid bivalves at the Turonian/Coniacian boundary: biostratigraphy, events, and diversity trend // Acta Geol. Polon. 2000. V. 50. P. 421–430.

*Walaszczyk I., Cobban W.A.* Inoceramid faunas and biostratigraphy of the Upper Turonian–Lower Coniacian of the Western Interior of the United States // Spec. Pap. Palaeontol. 2000. V. 64. P. 1–118.

*Walaszczyk I., Wood C.J.* Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Slupia Nadbrzezna section, Central Poland // Acta Geol. Polon. 1998. V. 48. P. 395–434.

*Walaszczyk I., Wood C.J.* Inoceramid bivalves from the Coniacian (Upper Cretaceous) of the Staffhorst shaft (Lower Saxony, Germany) – Stratigraphical significance of a unique succession // Cretaceous Res. 2018. V. 87. P. 226– 240.

Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J.A., Danuta P., Voigt S., Wiese F. Salzgitter Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Slupia Nadbrzeïna river cliff section (central Poland): a

89

proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the Coniacian Stage (Upper Cretaceous) // Acta Geol. Polon. 2010. V. 60. P. 445–477.

Walaszczyk I., Kopaevich L.F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and bio-zonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyshlak Mts., western Kazakhstan // Acta Geol. Polon. 2013. V. 63. № 4. P. 469–487.

Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland // Acta Geol. Polon. 2016. V. 66. № 3. P. 313–350.

Walaszczyk I., Plint A.G., Landman N.H. Inoceramid bivalves from the Coniacian and basal Santonian (Upper Cretaceous) of the Western Canada Foreland basin // Bull. Am. Mus. Nat. Hist. 2017. V. 414. P. 53–103.

*Wiese F., Čech S., Ekrt B., Košťák M., Mazuch M., Voigt S.* The Upper Turonian of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) exemplified by the Úpohlavy working quarry: integrated stratigraphy and palaeoceanography of a gateway to the Tethys // Cretaceous Res. 2004. V. 25. P. 329–352.

*Wood C.J., Ernst G., Rasemann G.* The Turonian–Coniacian stage boundary in Lower Saxony (Germany) and adjacent areas: the Saltzgitter-Salder Quarry as a proposed international standard section // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. V. 33. P. 225–238.

Рецензенты А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин

# Upper Cretaceous Deposits of the Volsk Structural Zone of the East European Platform: Turonian–Lower Campanian of the Kommunar Section. Article 2. Macrofaunas Review, Conclusions

# E. M. Pervushov<sup>*a*, #</sup>, I. P. Ryabov<sup>*a*</sup>, V. B. Seltzer<sup>*a*</sup>, I. Walaszczyk<sup>*b*</sup>, E. A. Kalyakin<sup>*a*</sup>, A. A. Guzhikova<sup>*a*</sup>, E. I. Ilyinsky<sup>*a*</sup>, and D. V. Khudyakov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, Russia <sup>b</sup>University of Warsaw, Warsaw, Poland <sup>#</sup>e-mail: pervushovem@mail.ru

The inoceramid bivalves, belemnites, ammonites, echinoids, sponges and brachiopods vertical ranges from the lithologicaly monotonous carbonate rocks were studied in the Kommunar section. The macrofaunistic assemblages research verify and complement the benthic foraminifera research data of distinguished units of the midupper Turonian, Coniacian, low and upper Santonian, and lower Campanian basal horizon. The stratigraphically full upper Coniacian–lower Santonian interval in the Kommunar section was identified in the Volga region for the first time. The defined macro- and microfaunistic biostratigraphic units were correlated and discussed. The results of the Boreal-Tethyan magnetochronological correlation of the Santonian–Campanian make it possible to conclude that the levels of the lower boundary of Santonian in different regions differ by an amount of the order of a million years, which is comparable to the duration of the Santonian.

*Keywords:* Upper Cretaceous, Turonian, Coniacian, Santonian, Campanian, biostratigraphy, inoceramid bivalves, ammonites, belemnites, echinoids, brachiopods, sponges, magnetostratigraphy, Volsk structural zone, Volga region УДК 564.581+551.76(571.5)

# РОД ВUCHIA (BIVALVIA) В НИЖНЕМ МЕЛУ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА, Закавказья и камчатки

© 2022 г. В. А. Захаров\*

Геологический институт РАН, Москва, Россия \*e-mail: mzarctic@gmail.com Поступила в редакцию 28.07.2021 г. После доработки 10.12.2021 г. Принята к публикации 30.12.2021 г.

Впервые изображены и описаны раннемеловые Buchia (Bivalvia) из малоизвестных местонахождений Закавказья и Камчатки, а также дан краткий обзор всех известных находок этого рода в нижнем мелу рассматриваемых регионов и прилегающих к Закавказью районов Северного Кавказа. Находки Buchia inflata на Камчатке позволили уточнить возраст вмещающих их отложений как предположительно позднерязанский и определенно ранневаланжинский; а готеривские B. keyserlingi в Азербайджане являются наиболее молодыми находками рода в тетических разрезах. Дана оценка биостратиграфического и биогеографического значения новых находок бухий.

*Ключевые слова:* нижний мел, биостратиграфия, двустворки, палеобиогеография **DOI:** 10.31857/S0869592X22030073

## введение

Род Buchia (Bivalvia) по месту происхождения и основному ареалу находок традиционно относится к бореальным таксонам. Стратиграфический интервал его распространения охватывает келловей, верхнюю юру и три яруса нижнего мела. Полная последовательность видов в этом интервале характерна для разрезов современных высоких и относительно высоких широт (Захаров, 1981). Время показало, что отдельные фрагменты зональной шкалы по бухиям могут быть прослежены и в низких широтах (Jones et al., 1969; Урман и др., 2014; Захаров, 2015; Zakharov, Rogov, 2020).

Корреляционный потенциал бухий в стратиграфическом интервале верхней юры и нижнего мела уступает аммонитам, особенно в тех случаях, когда в разрезе не наблюдается полной последовательности хотя бы трех зон по бухиям подряд. Тем не менее среди макроокаменелостей, за исключением аммонитов, у бухий нет конкурентов в регионах с отложениями бореального типа. Такими конкурентами могла бы быть другая группа головоногих – белемниты. Однако они по частоте встречаемости в бореальных разрезах нередко уступают бухиям. Достаточно назвать огромную территорию Северо-Востока и Дальнего Востока России и, конечно, бореальные и даже перитетические районы Северной Америки и Азии, где находки ростров белемнитов довольно редки. Несмотря на относительно низкий потенциал бухий в отношении датировки на площадях развития

перитетических отложений, все же отдельные их находки нередко позволяют определить возраст до яруса и даже подъяруса. Помимо стратиграфического значения, бухии привлекаются и для уточнения палеогеографических реконструкций. Так, расширение ареалов бухий, периодически выходивших за пределы бореальных биохорем и проникавших на перитетические территории, позволяет трактовать эти эпизоды как указание на кратковременно существовавшие проливы между бореальными и тетическими бассейнами. Обладая высокой толерантностью ко многим факторам среды, бухии предпочитали заселять относительно прохладные морские воды. Следовательно, они могут указывать на морские пути, связывавшие соседствующие бореальные и перитетические бассейны (Захаров, 2015).

# МАТЕРИАЛ

Автор располагает сравнительно небольшим числом экземпляров рода Buchia, полученным им от геологов, изучавших мезозойские отложения на Западной Камчатке и в Закавказье. Самостоятельно собраны бухии из разреза нижнего мела вблизи поселка Конагкенд в июле 2005 г.

## МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ БУХИЙ

#### Малый Кавказ

Прежде всего следует отметить немногочисленные находки бухий в Закавказье. Наиболее



**Рис. 1.** (а) Обзорная карта, на которой отмечены местонахождения у (1) с. Конагкенд (Азербайджан) и (2) мыса Омгон на Камчатке, и (б, в) расположение упомянутых в тексте местонахождений бухий: 1 – с. Конагкенд, Азербайджан; 2 – окрестности Гагр, Абхазия; 3 – урочище Фарсаг, Южная Осетия; 4 – с. Юхары Гушчулар, Нагорный Карабах; 5 – гора Сусузлук, с. Текегая, Азербайджан; 6 – гора Гохиани, Грузия; 7 – мыс Омгон, Камчатка; 8 – п-в Пьягина.

ранние и достоверные бухии встречены на Малом Кавказе и описаны из гушчуларской свиты в районе селения Юхары Гушчулар (рис. 1) (Захаров, Касумзаде, 2005а, 2005б). Отсюда идентифицированы два вида рода Buchia: В. mosquensis (Buch) и В. ex gr. terebratuloides (Lah.), которые ранее были определены как Buchia aff. inflata (Toula), В. cf. subinflata (Pavlov), В. cf. subokensis (Pavlov) (Kaсумзаде, 2000, с. 139).

Возраст слоев с бухиями гушчуларской свиты, вероятнее всего, соответствует границе среднего и верхнего титона (Захаров, Касумзаде, 2005а, 2005б).

Экземпляр Buchia sp. indet. был определен А.Г. Халиловым в керне скважин на площади Джарлы Среднекуринской впадины (Алиев, Эфендиева, 2001). Этот образец, с которым автор

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

имел возможность ознакомиться в Институте геологии НАН Азербайджана, имеет плохую сохранность и, исходя из возраста находки (баррем), скорее всего относится к роду Aucellina. В берриасе Закавказья бухии пока не найдены, хотя их местонахождения известны на Северном Кавказе (Фролова-Багреева, 1976; Берриас..., 2000). География местонахождений бухий в валанжине Кавказа более широкая.

В отложениях Турагачайского синклинория в бассейне р. Такакаячай (г. Сусузлук) Азербайджанской части Малого Кавказа (рис. 1) А.Г. Халилов определил Buchia uncitoides (Pavl.), что свидетельствует о берриасском возрасте пород (Акопян, Халилов, 1986, с. 184). Этот экземпляр рассматривается в данной работе.

91

том 30 № 3 2022

#### Большой Кавказ

Довольно разнообразные нижнемеловые бухии указаны М.С. Эристави (1955) с южного склона Большого Кавказа (Южная Осетия) (рис. 1). Им приводится описание 7 видов бухий из "валанжинских" отложений Южной Осетии (селение Фасраго, в настоящее время – урочище Фарсаг): Aucella cf. trigonoides Lah., A. cf. keyserlingi Trd., 1868, A. crassicollis Keys. var. pshylorashensis Bor., A. cf. inflata Toula, A. bulloides Lah., var. nov., и из Абхазии (окрестности Гагр): A. aff. ziranica Lah., A. sp. ind. (aff. volgensis? Lah.).

Э.В. Котетишвили (1986, с. 172), по-видимому, из тех же разрезов в Южной Осетии, из основания пачки известняков литографского типа, включающих переслаивание сланцеватых мергелей и брекчий (8-10 м) и трансгрессивно залегающих на верхнеюрских известняках, приводит Buchia inflata (Lah.), B. crassicollis (Keys.), а также головоногих Kilianella cf. pexiptycha Uhl., Thurmanniceras cf. campylotoxum (Uhl.), Neocomites aff. trezanensis Savn, Pseudobelus cf. bipartitus (Blainv.), Duvalia binervia (Rasp.). Возможно, два указанных вида бухий происходят из упомянутой выше коллекции М.С. Эристави, из которой Э.В. Котетишвили описала новый подвид B. bulloides eristavii ssp. nov. (Котетишвили, 2005, с. 241, табл. 37, фиг. 7). Поскольку в обеих публикациях упоминается B. bulloides, необходимо отметить, что этот вид включен B.A. Захаровым в синонимику B. inflata (Lahusen, 1888). Неполная сохранность створки B. bulloides eristavii, ее небольшие размеры и слабая выпуклость при неудовлетворительном качестве фотоснимка, если основываться на ее сравнении с экземпляром B. bulloides (из Лагузен, 1888; табл. V, фиг. 17–19), изображенном в публикации В.А. Захарова (1981, табл. XLVII, фиг. 4), не позволяют идентифицировать вид в бинарной номенклатуре.

В Горной Кахетии (Грузия), в балке Гохиани (в других публикациях - гора Гохиани), недалеко от шоссейной дороги Тианети-Тбилиси, из пачки, представленной светло-серыми оскольчатыми мергелями и мергелеподобными глинистыми известняками с пропластками глин (30-35 м), А.Г. Халилов и др. (1978) приводят Lamellaptychus didayi (Coq.) и Aucella keyserlingi (Trd., 1868). На основании этих определений они датируют вмещающие породы, ранее относимые к альбу, поздним валанжином. Наша ревизия коллекционного материала позволила переопределить приводимые формы как Lamellaptychus aff. didavi (Cog.) и Виchia sp. На основании находок упомянутых аптихов возраст пород оставлен валанжинским, хотя нельзя исключать и то, что они могут датироваться ранним готеривом.

#### Западная Камчатка

Бухии из Западной Камчатки в количестве трех экземпляров переданы автору А.В. Ландером. Они происходят из залегающих на базальтах кремнистых аргиллитов разреза мыса Промежуточный хребта Омгон (координаты: 58°0'12″ с.ш., 157°39'35″ в.д.; настоящая работа, рис. 1; Вишневская и др., 1998, рис. 1; Вишневская и др., 2005, с. 12). Находки бухий указаны также в вулканогенно-кремнистой "кингивеемской" юрско-нижнемеловой толще, которая выходит как на восточном, так и на западном побережье Охотского моря (п-в Пьягина). Из верхней части толщи происходят бухии берриас-валанжинского возраста, которые иногда отмечаются в массовых скоплениях (Верещагин, 1977; Вишневская и др., 2005, с. 13).

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ БУХИЙ

## Закавказье

Биостратиграфическое значение находок бухий в этом регионе может быть оценено двояко. В одних разрезах, где до настоящего времени не найдены аммониты, бухии, в случае идентификации их видов в бинарной номенклатуре, позволяют сушественно уточнить возраст осалочных пород. Так, в стратотипе гушчуларской свиты в средней части разреза в районе селения Юхары Гушчулар (Малый Кавказ, Азербайджан) были идентифицированы два вида: Buchia mosquensis (Buch) и B. ex gr. terebratuloides (Lah.). Стратиграфический интервал распространения B. mosquensis ограничен нижне- и средневолжским подъярусами. B. ex gr. terebratuloides характерна для верхневолжского подъяруса Панбореальной биогеографической надобласти. Совместная же находка этих видов позволяет коррелировать пограничные слои среднего и верхнего титона с таковыми средне- и верхневолжского подъярусов Панбореальной надобласти (Захаров, Касумзаде, 2005а).

В других случаях ситуация может быть связана с ревизией вида. После знакомства с коллекцией А.Г. Халилова, хранящейся в Институте геологии НАН Азербайджана (сборы Т.А. Гасанова, 1972 г.), В.А. Захаров и А.А. Касумзаде отнесли экземпляр А. uncitoides Pavlov к виду Buchia keyserlingi (Trd., 1868). Таким образом, определенный Халиловым берриасский возраст пород (Стратиграфия..., 1986) изменен на валанжинский. Обнаруженные вместе с Buchia аптихи (см. ниже) позволяют датировать находку поздним валанжином (Касумзаде, Рогов, 2006).

Поскольку находки Buchia keyserlingi (Trd., 1868) на юго-восточном окончании Большого Кавказа вблизи горы Келевудаг у села Конагкенд (в публикациях предшественников также Конахкенд) в Губинском районе республики Азербайджан сделаны автором впервые и, что важно, совместно с аммонитами нижнего готерива, ниже приводится краткая информация о разрезе (рис. 2).

Бухии встречены в обнажении, где описан мощный (около 200 м) разрез берриаса-готерива, сложенный переслаиванием мергелей и аргиллитов. На некоторых уровнях и в аргиллитах, и в мергелях присутствуют горизонты с мелкой галькой; наиболее обычны они в самой верхней, готеривской, части разреза. Чаще всего в разрезе встречаются аптихи аммонитов, реже и только на отдельных уровнях – сами аммониты, и еще реже встречаются двустворки. Находки аптихов, принадлежащих родам Punctaptychus и Lamellaptychus, позволили датировать нижнюю часть разреза берриасом (колонку см. в Захаров и др., 2006; здесь не приводится). Выше по находкам аммонитов и аптихов был определен верхний валанжин (зоны Trinodosum и Callidiscus) и впервые для данного региона – нижний готерив. К сожалению, определить положение границы готерива и валанжина по аптихам не представлялось возможным, но благодаря находкам аммонитов Crioceratites (при отсутствии Criosarasinella) нижнюю границу готерива удалось наметить вблизи подошвы сл. 177 (Захаров и др., 2006; номера слоев по описанию М.А. Рогова). Отсутствие типично ранневаланжинских головоногих свидетельствует о том, что на этот стратиграфический интервал, возможно, приходится перерыв.

В основании нижнеготеривской части разреза (сл. 177) были собраны немногочисленные Buchia keyserlingi (Trd., 1868) и аммониты Bochianites sp., Euphylloceras sp., Criosarasinella sp. (определение М.А. Рогова, Е.Ю. Барабошкина); аптихи Ргаеstriaptychus sp., Lamellaptychus (Didayilamellaptychus) didayi (Coq.), L. (D.) atlanticus (Hennig), L. (D.) cf. seranonis (Coq.) (определение А.А. Касумзаде и М.А. Рогова); двустворчатые моллюски Meleagrinella sp., Oxytoma sp., Entolium sp., Pseudolimea sp., Nuculoma sp., Nuculana sp., Lucina sp.; брахиоподы из сем. Rhynchonellidae; иглокожие — таблички панциря морского ежа; мшанки (рис. 2). Подводя итоги биостратиграфических работ, следует отметить, что из нижней части разреза района горы Келевудаг однозначно определен берриасский возраст нижних 30 м разреза, установлены верхний валанжин (60 м) и нижний готерив (~100 м). Нижний валанжин по моллюскам не датирован (Захаров и др., 2006).

В суббореальных отложениях слои с В. keyserlingi известны в Германии (личные наблюдения автора экземпляров из частной коллекции на III Симпозиуме по меловой системе, ФРГ, 1987 г.), правда в сильно расширенном объеме, поскольку в разрезах отсутствуют перекрывающие биостратоны по бухиям, а биозона вида распространяется на нижний готерив (слои с Endemoceras, личные наблюдения автора). В перитетической области, к которой принадлежала Северная Калифорния, зона Keyserlingi также выходит за пределы нижнего валанжина, что может объясняться фрагментарностью выходов зоны и, соответственно, отсутствием находок бухий в интервалах разреза, иногда превышающих сотню метров (Zakharov, Rogov, 2020).

На Дальнем Востоке России в бассейне Амура в нижнем валанжине выделены слои с В. inflata и В. keyserlingi. Возможно, и здесь они поднимаются в верхний валанжин (Урман и др., 2014).

Необходимо еще раз подчеркнуть важную особенность в стратиграфическом распространении видов бухий в бореальных отложениях, которая заключается в непрерывной последовательности бухиазон по всему интервалу от келловея до готерива, что крайне редко наблюдается в суббореальных и перитетических районах.

#### Западная Камчатка

Немногочисленные бухии из Западной Камчатки происходят из кремнистых аргиллитов разреза мыса Промежуточный хребта Омгон. На основе изучения комплекса радиолярий из этих пород был определен позднеберриас-валанжинский возраст остатков бухий (Вишневская, 2001). Вулканогенно-кремнистая "кингивеемская" юрсконижнемеловая толща, в которой встречается В. inflata, обнажается в двух разрезах на восточном побережье (мыс Промежуточный хребта Омгон и бухта Квачина) Охотского моря и в одном разрезе на западном побережье (Вишневская и др., 1998, 2005). По данным В.С. Вишневской, "в верхах толщи собраны берриас-валанжинские бухии, которые местами образуют массовые скопления — бухиевые банки. Среди бухий определены: Buchia inflata (Lahusen), B. sublaevis (Keyserling), B. keyserlingi var. sibirica (Sokolov), характерные для берриасранневаланжинского времени" (Вишневская и др., 2005, с. 13). На пограничный интервал берриаса и валанжина в этом списке определенно указывает лишь B. inflata. B. sublaevis характеризует верхний валанжин; B. keyserlingi лишь изредка встречается совместно с B. inflata, но обычно стратиграфически выше последней.

# БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ БУХИЙ В СУББОРЕАЛЬНЫХ И ПЕРИТЕТИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Следует напомнить, что господствующее долгое время представление о глобальном распространении рода Buchia оказалось несостоятельным после ревизии семейства и отнесении "бухий" Южного полушария к новому роду Australobuchia (Захаров, 1981), с чем согласились многие специалисты

том 30 № 3 2022

по двустворкам (Келли, 1990; Крейм, 1990; Grey et al., 2008; Hikuroa, Grant-Mackie, 2008 и др.). Остатки двух родов бухиид – Praebuchia и Buchia – широко распространены на севере Евразии и Северной Америки, но они не найдены в Южном полушарии.

Находки названых родов в отложениях бореального типа являются обычными и не привлекают особого внимания, но, будучи обнаруженными в суббореальных и тем более перитетических отложениях, они представляют ценность, заполняя пробелы в геологической истории. Например, они фиксируют события, ранее не замеченные геологами при реконструкции палеогеографических перестроек и контуров суши, препятствующих перемещениям морских водных масс в больших объемах. В исторической геологии непрерывно идет поиск следов кратковременных процессов прошлого. Давно признано, что самыми чуткими свидетелями таких кратковременных событий являются животные и растения.

Сделанные автором первые находки Buchia keyserlingi в основании готерива на юго-восточном окончании Большого Кавказа в Губинском районе Азербайджана безусловно важны прежде всего для оценки ареала вида и выявления причин его расширения. Это уже не первое свидетельство столь дальнего проникновения бухий на юг в пограничном валанжин-готеривском интервале. Близкие по признакам к B. kevserlingi. хотя и более редкие B. aff. keyserlingi были найдены на Копет-Даге (Товбина, 1988), в Грузии (Котетишвили, 2005); В. keyserlingi были обнаружены на Малом Кавказе (Захаров, Касумзаде, 2005б). Миграция моллюсков происходила, скорее всего, через район Мангышлака, Западный Каспий (Барабошкин, 2004), откуда известны довольно многочисленные находки бореальных аммонитов.

Находки на Камчатке двустворок рода Buchia интересны с точки зрения того, что они приурочены к глубоководным участкам палеобассейна, сложенным вулканогенно-кремнистыми толщами. Хотя Buchia встречались в широком спектре обстановок, они в большинстве случаев известны из шельфовых отложений (включая прибрежные фации) и в достоверно глубоководных обстановках более редки. Можно лишь отметить их присутствие в глубоководных турбидитах о-ва Столбовой (Кузьмичев и др., 2009), а также в глубоководных фациях Северной Калифорнии (Zakharov, Rogov, 2020). Обнаруженные на Камчатке виды Buchia в обилии встречаются на юго-западе Чукотки, например у истоков рр. Колыма и Анюй (Паракецов, Паракецова, 1989; неопубл. данные автора), и известны также южнее, в разрезах Сихоте-Алиня (Калинин, 1990; Урман и др., 2014).

# ХАРАКТЕРИСТИКА МАТЕРИАЛА

В настоящем разделе приведены сведения о двух видах бухий: Buchia inflata (Lahusen, 1888) и В. keyserlingi (Trautschold, 1868) из местонахождений полуострова Камчатка и Большого Кавказа.

#### Buchia inflata (Lahusen, 1888)

#### Табл. I, фиг. 1-3

Синонимика вида и его детальное описание с указанием голотипа, объема материала, внешней и внутренней морфологии раковины, внутривидовой и межпопуляционной изменчивости, фациальной приуроченности, географии местонахождений и изображениями в пяти фототаблицах даны в монографии (Захаров, 1981, с. 135–141), а также в более поздних публикациях (Surlyk, Zakharov, 1982; Zakharov, Rogov, 2020 и др.)

Наиболее ярко выраженной морфологической особенностью всех трех образцов является, безусловно, изгиб (углубление) на нижней части створок. Это углубление, опоясывающее всю раковину, хорошо видно на наружной стороне правых створок (табл. I, фиг. 1a, 2a, 3a), а также на переднем и заднем краях створок (табл. I, фиг. 2б, 2в, 3б, 3в).

Вид Buchia inflata (Lahusen, 1888) описан по многочисленным выборкам из ископаемых популяций с севера Евразии: от разрезов на р. Анабар, полуострове Нордвик, р. Попигай, басс. р. Хета. Приполярного Урала (р. Ятрия) до басс. р. Печора (р. Ижма), с изображением десятков экземпляров (Захаров, 1981). По этим материалам легко судить о размахе внутривидовой и межпопуляционной изменчивости раковин. Можно видеть также. что представленная в публикации морфологическая особенность раковин (изгиб створок) не часто встречается в выборках, собранных на севере Евразии. Поэтому настоящее описание призвано привлечь внимание специалистов к одному из характерных признаков вида Buchia inflata. Это скромный, но важный вклад в диагностику ключевого вида нижневаланжинской зоны Inflata.

#### Buchia keyserlingi (Trautschold, 1868)

Табл. II, фиг. 1-7

Синонимика вида и его детальное описание с изображением голотипа, с указанием объема мате-

**Рис. 2.** Фрагмент разреза нижнего мела (валанжин-нижнеготеривская часть) у села Конагкенд вблизи горы Келевудаг, Азербайджан (Большой Кавказ) с указанием места находок Buchia keyserlingi (Trd., 1868). Цифры в колонке "мощность" соответствуют высоте от основания разреза. Заливка в колонке "литология" отражает

цифры в колонке мощность соответствуют высоте от основания разреза. заливка в колонке литология огражает естественный цвет пород. Номера слоев даны по описанию М.А. Рогова.

Ярус, подъярус	Зона	Мощность, м	Слона 1 Мергель			
Нижнеготеривский		140	196         195         192–194         190–191         189         188         187         187         184–186         182–183         181         178–180         177	<ul> <li>L. (D.) didayi</li> <li>L. (D.) angulodidayi</li> <li>Praestriaptychus sp. nov.</li> <li>L. (D.) atlantica</li> <li>sensu Vasicek, 1996</li> </ul>	• Neolissoceras grasianum/cf. grasianum	<ul> <li>Criosarasinella sp.</li> <li>Crioceratites cf. coniferus</li> <li>Crioceratites ex gr. nolani</li> <li>Schenites cf. flucticulus</li> <li>schenites sp.</li> <li>Bochianites cf. neocomiensis</li> <li>Buchia keyserlingi</li> </ul>
Верхневаланжинский		100	176           173–175           171–172           170           169           165–166           162           156–161           156–161           151–152           143           147           148           147           137           132–136           131           130	L. (D.) seranonis spp. 1 s	•	• Phylloceras (Hypophylloceras) cf. tethys • Tes

риала, внешней и внутренней морфологии раковины, внутривидовой и межпопуляционной изменчивости, фациальной приуроченности, географии местонахождений и изображениями в шести фототаблицах даны в монографии (Захаров, 1981, с. 141–149), а также в более поздних публикациях (Surlyk, Zakharov, 1982; Zakharov, Rogov, 2020 и др.).

Коллекция насчитывает 11 экземпляров, представленных ядрами отдельных створок с остатками раковинного слоя. Большая часть экземпляров небольшого размера: высотой 12-15 мм и шириной 8-15 мм. Поскольку более крупных раковин не было встречено, эти размеры, возможно, отвечают половозрелым особям. Как видно из табл. П (фиг. 1-5), каждый экземпляр в отдельности не обладает всеми признаками вида по причине отсутствия целых раковин, деформации большинства створок в процессе захоронения особей в глинистой породе и утрате раковинного слоя. Тем не менее, даже по фрагментам признаков можно установить наличие на поверхности каждого экземпляра, включая ядра, правильно и часто расположенных рельефных концентрических ребер, характер ортоидного онтогенеза обеих створок и особенности обеих макушек, слабо проявленных на правой створке и выступающих над замочным краем на левой створке.

Экземпляры, изображенные на фиг. 1–5 (табл. II), встречены в разрезе по ручью Дереченд, вблизи горы Келевудаг (Губинский район Азербайджана, окрестности с. Конагкенд). Образцы отобраны из средней части сл. 177, датированного началом готерива (Захаров и др., 2006).

Образцы, изображенные на фиг. 6 и 7 (табл. II), собраны в разных районах Закавказья. Экземпляр на фиг. 6 происходит из Горной Кахетии. Возраст на этикетке был указан в диапазоне валанжина– (?)готерива. Образец с фиг. 7 (табл. II) происходит из Нагорного Карабаха, из разреза, расположенного в 2.3 км к северо-западу от с. Текегая (обнажение № 16). Этот экземпляр был встречен совместно с валанжинским комплексом аптихов Lamellaptychus (Didayilamelaptychus) cf. didayi (Coquand), L. (D.) cf. subdidayi Trauth, L. (Lamellosuslamellaptychus) ex gr. mortilleti (Pictet et Loriol), L. (Thorolamellaptychus) cf. noricus (Winkler) (Kaсумзаде, Рогов, 2006).

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в работе определения и изображения бухий являются первыми достоверными свидетельствами присутствия остатков бореальных двустворок рода Buchia в пределах северной части Перитетис (Малый и Большой Кавказ, центральная часть Куринской впадины) и на северо-западе Камчатки, поскольку до настоящего времени такие нахолки никогла не изображались в публикациях. Это важно как для уточнения представлений о географическом ареале бухий, так и для оценки корреляционного потенциала этой группы при сопоставлении разрезов наиболее проблемных стратиграфических интервалов: волжского и титонского ярусов, рязанского и берриасского ярусов, бореального и субтетического валанжина. Известно, что в течение раннего титона происходили активные иммиграции аммонитов из тетических морей в бореальные, благодаря которым нижний титон и нижневолжский подъярус хорошо коррелируются на зональном и инфразональном уровне (Rogov, 2014). Однако стратиграфически выше зоны Panderi тетические аммониты практически исчезают из разреза волжского яруса. Считалось, что миграционный процесс прерывался из-за географической изоляции бореальных и тетических морей. Находки бухий в титоне на Малом Кавказе, в Куринской впадине позволяют предположить, что прямые морские пути между южными и северными морями постоянно или временами существовали. Проникновение бухий в Закавказье не ограничивалось титонским веком. Находки бухий в валанжине на южном склоне и юго-восточном окончании Большого Кавказа, как и в верхнем берриасе Северного Кавказа и Крыма, свидетельствуют о прямых связях между морскими бассейнами Предкавказья, Закавказья, Крыма и Среднерусским морем не только в титоне, но и в начале мела. Таким образом, бухиид можно привлекать не только для датирования вмещающих их отложений, но и для уточнения палеогеографических реконструкций. Так, даже относительно редкие, но сделанные впервые находки бухий фиксируют расширение их ареалов, которые периодически выходили за пределы бореальных биохорем и занимали перитетические территории, что позволяет трактовать эти эпизоды с геоисторических

**Таблица I.** Висhia inflata из пограничных слоев берриаса и валанжина полуострова Камчатка. Все изображения приведены в натуральную величину.

<sup>1–3 –</sup> Висћіа inflata (Lahusen, 1888), мыс Промежуточный, Западная Камчатка; сборы А.В. Ландера (1998 г., обр. 9801/10), поздний берриас-ранний валанжин: 1 – экз. № К-1, правая створка, а – вид с наружной стороны, бо́льшая часть поверхности ядра покрыта относительно толстым раковинным слоем; б – вид со стороны переднего края; в – вид со стороны заднего края; г – вид со стороны нижнего края; д – вид замка с внутренней стороны раковины; 2 – экз. № К-2, правая створка, а – вид с стороны раковины; 2 – экз. № К-2, правая створка, а – вид с наружной стороны, бо́льшая часть поверхности представляет ядро с остатками раковинного слоя вокруг макушки; б – вид со стороны переднего края; в – вид со стороны заднего края; г – вид со стороны переднего края; в – вид со стороны заднего края; г – вид со стороны переднего края; г – вид со стороны макушки; 3 – экз. № К-3, правая створка, а – вид с наружной стороны, верхняя часть поверхности ядра покрыта раковинным слоем; б – вид со стороны переднего края; г – вид со стороны макушки; 3 – экз. № К-3, правая створка, а – вид с наружной стороны, верхняя часть поверхности одерхности одерхности одерхности в стороны переднего края; в – вид со стороны заднего края; г – вид со стороны переднего края; в – вид со стороны заднего края; г – вид со стороны лакушки.





**Таблица II.** Buchia keyserlingi из валанжина и (?) нижнего готерива Закавказья. Изображения приведены в натуральную величину, кроме особо отмеченных.

1-7 – Висћіа keyserlingi (Trautschold, 1868): 1-5 – окрестности села Конагкенд, Азербайджан, сл. 177, ? нижний готерив: 1 – экз. № Кав-1, правая створка, раковинный слой, а – вид с наружной стороны; б – тот же вид (×2); 2 – экз. № Кав-2, правая створка с остатками раковинного слоя вдоль заднего края, а – вид с наружной стороны; б – тот же вид (×2); 3 – экз. № Кав-3, правая створка, раковинный слой, а – вид с наружной стороны; б – вид переднего края; в – вид с наружной стороны (×2); 4 – экз. № Кав-4, ядро левой створки, а – вид с наружной стороны; б – тот же вид (×2); 5 – экз. № Кав-5, левая створка, раковинный слой, а – вид с наружной стороны; б – тот же вид (×2); 5 – экз. № Кав-6 (образец происходит из коллекции А.Г. Халилова (Институт геологии АН Азербайджана), сборы из Горной Кахетии (более точное местонахождение неизвестно) сделаны Н. Ахвердиевым в 1968 г.), ядро правой створки, а – вид с наружной стороны; б – тот же вид (×2); 7 – экз. № Кав-7 (образец из коллекции А.Г. Халилова (Институт геологии АН Азербайджана)), а – вид со стороны левой створки; б – вид со стороны ладнего края; д – вид со стороны левой створки; е, ж – характер скульптуры на левой створки: правильно и часто расположенные концентрические ребра, покрывающие всю поверхность раковины (×3).

позиций. Обладая высокой толерантностью по отношению ко многим факторам среды, бухииды предпочитали заселять относительно прохладные морские воды, что позволяет открывать ранее неизвестные коридоры, связывавшие соседние бореальные и перитетические бассейны.

# выводы

Результат изучения небольших коллекций рода Buchia (двустворчатые моллюски) из двух существенно удаленных друг от друга территорий: полуострова Камчатка (Россия) и Прикаспийского Закавказья (Республика Азербайджан) позволяет расширить прежние представления о географическом ареале двух видов этого рода: Buchia inflata (Lahusen, 1888) и В. keyserlingi (Trautschold, 1868). Оба вида ранее были известны из северных районов Евразии (от Западной Европы до российского Приморья) и Северной Америки (преимущественно Тихоокеанское побережье) (Захаров, 1981, рис. 69, 73). В публикациях как по Камчатке, так и по Закавказью находки видов отмечались, но они крайне редко изображались и основательно не описывались. В ряде публикаций автора подчеркивалось, что наиболее точные датировки геоло-

гического возраста пород по бухиазонам возможны лишь при наличии смыкаемости бухиазон в стандартной их последовательности. Описанные в настоящей статье находки видов бухий обнаружены либо вне разреза (п-ов Камчатка), либо внутри наслоений без находок бухий как в подошве, так и в кровле слоя с бухиями (г. Келевудаг, Губинский район Азербайджана). Поэтому предельно точные датировки уровней находок бухий, т.е. показанных в классической шкале по бухиидам (Захаров, 1981), невозможны. С учетом сказанного, находки Buchia inflata в разрезе мыса Промежуточный хребта Омгон (Западная Камчатка) могут свидетельствовать о предположительно позднерязанском и безусловно ранневаланжинском возрасте вмещающих их пород. Раковины B. keyserlingi из разреза близи горы Келевудаг у села Конахкенд (Азербайджан) найдены совместно с раннеготеривскими аммонитами. Это пока наиболее молодые находки рода в тетических разрезах. Однако акме-зона этого вида в разрезах бореальных отложений ограничена верхней частью нижнего валанжина (Захаров, 2015).

Благодарности. Существенную помощь в организации и проведении полевых работ на юго-восточном окончании Большого Кавказа (Азербайджан), во время которых были изучены разрезы нижнего мела и собраны сведения о составе пород, а также коллекция фоссилий, послужившая материалом для подготовки настоящей публикации, оказали сотрудники Института геологии НАНА (Азербайджанская Республика, г. Баку) А.А. Касумзаде и Г.А. Алиев. Геологический возраст находок бухий в Закавказье в ряде случаев был определен по остаткам аммоноидей М.А. Роговым и Е.Ю. Барабошкиным или по аптихам М.А. Роговым и А.А. Касумзаде. М.А. Рогов провел полезную работу с рукописью на заключительной стадии передачи ее в редакцию. В подготовку материала (препарирование образцов), фотографирование экземпляров бухий, монтаж фототаблиц и редакционные уточнения определенный вклад внес Н.Г. Зверьков. Всем указанным лицам автор признателен и благодарен.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2018-0035 ГИН РАН.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акопян В.Т., Халилов А.Г. Малый Кавказ и Аджаро-Триалеты // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 183–189.

Алиев А.И., Эфендиева С.Т. Литолого-стратиграфическая характеристика разреза Кюрдамир-Саатлинского погребенного выступа по данным глубокого бурения // Изв. НАН Азербайджана. Сер. наук о Земле. 2001. № 1. С. 21–29.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция нижнемеловых аммонитовых шкал // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. № 6. С. 10–19.

Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез) // Биохронология и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. Отв. ред. Киричкова А.И. СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2000. 273 с.

Верещагин В.Н. Меловая система Дальнего Востока // Труды ВСЕГЕИ. 1977. Нов. сер. Т.242. 208 с.

Вишневская В.С. Радиоляриевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.

Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиолярии средней юры—раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.

Вишневская В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое. М.: Научный мир, 2005. С. 6–54.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома // Труды ИГиГ СО РАН. 1981. Вып. 458. 271 с.

Захаров В.А. Возможности корреляции верхнеюрских и нижнемеловых бореальных и перитетических отложений по бухиидам // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. VI Всероссийское совещание: научные материалы. Махачкала: АЛЕФ, 2015. С. 124–130.

Захаров В.А., Касумзаде А.А. О бореальном роде Buchia (Bivalvia) в титоне Малого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005а. Т. 13. № 6. С. 51–57.

Захаров В.А., Касумзаде А.А. Самые южные в Евразии находки рода Buchia (Bivalvia) в титоне // Материалы Первого Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". Ред. Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. М.: ГИН РАН, 20056. С. 97.

Захаров В.А., Рогов М.А., Касумзаде А.А., Барабошкин Е.Ю., Алиев Г.А. Новые данные о строении нижнемелового разреза района горы Келевудаг (Азербайджан, Большой Кавказ) // Сб. материалов Третьего Всероссийского совещания "Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии". Отв. ред. Мусатов В.А. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2006. С. 56–61.

Калинин Е.А. Слои с Buchia валанжина бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1990. № 6. С. 78–85.

*Касумзаде А.А.* Состояние изученности и основные проблемы стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: Nafta-Press, 2000. 227 с.

Касумзаде А.А., Рогов М.А. Новые данные о возрасте верхнеюрско-нижнемеловой карбонатной толщи восточной части торагачайской подзоны гейча-акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа // Bilgi. Fizika, Riyaziyyat, Yer Elmləri (Знание. Сер. физика, математика, науки о Земле). 2006. № 3. С. 72–83.

*Келли С.П.* Биостратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений Европы по бухиям // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1990. Вып. 699. С. 129–151.

том 30 № 3 2022

*Крейм Д.А.* Бухииды из пограничных отложений юры и мела Антарктиды // Труды ИГиГ СО АН СССР. 1990. Вып. 699. С. 151–161.

Котетишвили Э.В. Кавказ. Грузинская ССР // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 170–178.

Котетишвили Э.В. Класс Bivalvia // Атлас раннемеловой фауны Грузии. Ред. Топчишвили М.В. Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. 2005. Вып. 120. С. 235–268.

Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 47–66.

Лагузен И.И. Ауцеллы, встречающиеся в России // Труды Геол. ком. Вып. 7. № 1. 1888. 76 с.

Паракецов К.В., Паракецова Г.В. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М: Недра, 1989. 298 с.

Товбина С.З. О находке Buchia aff. keyserlingi (Lahusen) в коуской свите (нижний мел) Копетдага // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 90–93.

*Траутшольд Г.А.* Заметка о юрских окаменелостях, собранных г. Барботом-де-Марни на р. Вычегде // Записки Императорского Санкт-Петербургского Минералогического общества. 1868. Сер. 2. Ч. 3. С. 249–252.

Урман О.С., Дзюба О.С., Кириллова Г.Л., Шурыгин Б.Н. Бухии и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений в Комсомольском разрезе (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 34–46.

Фролова-Багреева Е.Ф. Расчленение берриасских отложений Северо-Восточного Кавказа по двустворчатым моллюскам // Труды СевКавНИПИНефть. 1976. Вып. XXV. С. 14–18.

Халилов А.Г., Хатискаци Г.Н., Ахвердиев Н.Т. К стратиграфии нижнемеловых отложений Горной Кахетии // Изв. АН Азербайджанской ССР. Сер. наук о Земле. 1978. № 2. С. 130–131.

Эристави М.С. Нижнемеловая фауна Грузии. Монографии. № 6. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1955. 224 с.

*Grey M., Haggart J.W., Smith P.L.* A new species of Buchia (Bivalvia: Buchiidae) from British Columbia, Canada, with an analysis of buchiid bipolarity // J. Paleontol. 2008. V. 82.  $\mathbb{N}$  2. P. 391–397.

*Hikuroa D.C.H., Grant-Mackie J.A.* New species of Late Jurassic *Australobuchia* (Bivalvia) from the Murihiku Terrane, Port Waikato – Kawhia region, New Zealand // Alcheringa. 2008. V. 32. P. 73–98.

Jones D.L., Bailey E.H., Imlay R.W. Jurassic (Tithonian) and Cretaceous Buchia zones in Northwestern California and Southwestern Oregon. Washington: U.S. Government Printing Office, 1969. 24 p. (Geol. Surv. Prof. Pap. 647-A).

*Rogov M.* Infrazonal subdivision of the Volgian Stage in its type area using ammonites and correlation of the Volgian and Tithonian stages // STRATI 2013. First Int. Congress on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy. Springer Geology, 2014. P. 577–580.

*Surlyk F, Zakharov V.A.* Buchiid bivalves from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous of East Greenland // Palaeon-tology. 1982. V. 25. Pt. 4. P. 727–753.

Zakharov V.A., Rogov M.A. High-resolution stratigraphy of the Jurassic–Cretaceous boundary beds in Paskenta area (California) // Cretaceous Res. 2020. V. 110. P. 4–40.

Рецензенты Г.Н. Александрова, Н.Ю. Брагин, В.С. Вишневская

# The Genus Buchia (Bivalvia) in the Lower Cretaceous of the Northern Caucasus, Transcaucasia and Kamchatka

# V. A. Zakharov<sup>#</sup>

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

#e-mail: mzarctic@gmail.com

For the first time, Lower Cretaceous Buchia (Bivalvia) from little known localities of Transcaucasia and Kamchatka are figured and described, and a brief overview of all known finds of this genus in the Lower Cretaceous of the regions under consideration and the areas of the North Caucasus adjacent to Transcaucasia is also given. The findings of Buchia inflata in Kamchatka made it possible to clarify (to the Early Valanginian) the age of the host rocks, while Hauterivian B. keyserlingi in Azerbaijan are the youngest finds of the genus in Tethyan succession. The assessment of the biostratigraphic and biogeographic significance of the new finds of buchias is given.

Keywords: Jurassic, Cretaceous, bivalves (Buchia), biostratigraphy, paleobiogeography, Transcaucasia, Kamchatka

УДК 551.781.41+561.261

# ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРОСЛИ И СИЛИКОФЛАГЕЛЛАТЫ РАННЕГО ЭОЦЕНА ПРЕДДОНЕЦКОЙ МОНОКЛИНАЛИ (РУССКАЯ ПЛИТА): БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

© 2022 г. Т. В. Орешкина\*

Геологический институт РАН, Москва, Россия \*e-mail: tanya.oreshkina@gmail.com Поступила в редакцию 27.10.2021 г. После доработки 08.12.2021 г. Принята к публикации 22.12.2021 г.

Комплекс диатомей вёшенской свиты, изученный в керне скв. Р-321 Преддонецкой моноклинали (юг Русской плиты), отнесен к зоне Moisseevia uralensis нижнего ипра. По имеющимся данным зона Moisseevia uralensis соответствует зонам по диноцистам Deflandrea oebisfeldensis и Dracodinium (=Wetzeliella) astra и, соответственно, зоне NP10 по наннопланктону. Присутствие зонального вида силикофлагеллат Naviculopsis foliacea подтверждает раннеэоценовый возраст вёшенской свиты. Таксономическое сходство диатомовых водорослей и силикофлагеллат рассматриваемого региона с ассоциациями бассейнов Северной Европы предполагает устойчивую связь этих акваторий в начале раннего эоцена.

*Ключевые слова:* палеоген, вёшенская свита, терригенно-кремнистые отложения, Восточно-Европейская платформа, диатомовые водоросли, силикофлагеллаты **DOI:** 10.31857/S0869592X22030036

# введение

Особенностью палеогеновых трансгрессий на эпиконтинентальных пространствах Северного Перитетиса является присутствие терригеннокремнистых фаций в краевых частях морских бассейнов (Radionova et al., 2003). Одним из широко распространенных стратиграфических интервалов, обогащенных остатками кремневого планктона, является переход от палеоцена к эоцену. В этом интервале последовательности ассоциаций диатомей и силикофлагеллат прослежены в Среднем Поволжье (Стрельникова, 1992; Глезер, 1995; Oreshkina, Oberhansli, 2003; Орешкина, Александрова, 2007, 2017; Oreshkina, Radionova, 2014; Aleksandrova, Radionova, 2006), Воронежской антеклизе (Стрельникова, 1992), в Калининградской области (Стрельникова и др., 1978), Полярном Предуралье (Орешкина и др., 1998; Oreshkina, 2000, 2012; Iakovleva et al., 2000) Зауралье (Oreshkina et al., 2004; Орешкина и др., 2008; Александрова и др., 2012) и Тургайском прогибе (Radionova et al., 2001). На юге Русской плиты в Преддонецкой структурно-фациальной зоне (СФЗ) восточного обрамления Донбасса (Постановления..., 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2003) верхнепалеоценовый-нижнеэоценовый цикл осадконакопления включает бузиновские, вёшенские, суровикинские и осиновские слои (Беньямовский, 2016; Александрова

и др., 2020), выделенные Г.П. Леоновым (1961) и затем переведенные в ранг свит (за исключением осиновских слоев) В.П. Семеновым (1965). Бузиновская свита представлена в базальной части фосфорито-галечниковыми отложениями с окатанными ядрами моллюсков, которые перекрываются толщей зеленых глауконитовых песков (мощность до 20 м). Вёшенская свита сложена песчаными опоковидными или трепеловидными глинами (мощность до 16 м), фациально замещающимися неоднородными глинистыми рыхлыми кварцево-глауконитовыми песками. иногда с прослоями и линзами кремнистых песчаников. Суровикинская свита, местами отделенная от нижележащих отложений слоем плотного грубозернистого песчаника с галькой кремнистой глины, представлена светлыми мелкозернистыми кварцевыми слабоглауконитовыми песками с прослоями конкреционных кремнистых и сливных песчаников (мощность до 25 м). К осиновским слоям, с размывом перекрывающим нижележащие толщи, отнесена однообразная толща кварцевых песков и песчаников мощностью до 25 м.

Комплексное литолого-биостратиграфическое изучение этого стратиграфического интервала в опорных разрезах Преддонецкой СФЗ не выявило присутствия микрофоссилий в большей части опробованных разрезов. Исключением является

скв. 1238, пробуренная около станицы Базковская (Шолоховский район Ростовской области), где были обнаружены комплексы диноцист танета-нижнего ипра (Александрова и др., 2020; Яковлева, Александрова, 2021). Силикофоссилии в скв. 1238 обнаружены не были. Противоположная ситуация выявлена в скв. Р-321 той же структурно-фациальной зоны, где палиноморфы отсутствуют, а из бузиновской и вёшенской свит выделен представительный комплекс диатомовых и силикофлагеллат. Цель настоящей статьи – рассмотреть таксономический состав и стратиграфическое положение этого комплекса, провести сравнение с другими местонахождениями силикофоссилий окраинных бассейнов Северного Перитетиса.

# МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Скважина P-321 пробурена в 2.2 км западнее пос. Григорьевский Урюпинского района Волгоградской области (50°52' с.ш., 41°37' в.д.) с абс. высотой устья скважины 185 м (рис. 1). Образцы керна и описание разреза скважины были предоставлены нам сотрудником Южно-Воронежской геологической партии В.М. Рыбораком, под руководством которого проходили работы по геологическому, гидрогеологическому и инженерногеологическому доизучению масштаба 1 : 200000 на площади листа М-37-ХІІ (Новохоперск) (Рыборак, Шокуров, 1999). Скважиной (рис. 2) вскрыты (снизу вверх):

Верхний мел (даний?).

Слой 1, инт. 18.45—15.95 м. Песок ржаво-желтый, мелкозернистый, алевритистый, полевошпатово-кварцевый.

#### Бузиновская свита.

Слой 2, инт. 15.95—15.45 м. "Бурый железняк". Слой 3, инт. 15.45—15.3 м. Конгломерат.

Слой 4, инт. 15.3–14.8 м. Песчаник опоковидный.

Вёшенская свита.

Слой 5, инт. 14.8-6.6 м. Глина зеленовато-серая, алевритистая.

Обоянская свита.

Слои 6–13, инт. 6.6–0.6 м. Пески и песчаники мелко-среднезернистые, кварцевые.

Пробы были обработаны с использованием стандартной процедуры выделения биокремнистых микрофоссилий и органикостенных палиноморф, принятой в лабораториях палеофлористики и микропалеонтологии ГИН РАН (Александрова и др., 2012). Морские палиноморфы в изученных образцах не обнаружены. Полуколичественная оценка общего содержания диатомей и отдельных видов проводилась по балльной системе при увеличении ×400: A (Abundant, в массе) = 1 или более экземпляров в каждом поле зрения (ПЗ); С (Common, часто) = 1 экземпляр в 2  $\Pi$ 3; F (Few, нередко) = 1-2 экземпляра в каждом ряду покровного стекла; R (Rare, единично) = несколько экземпляров в препарате; В (Barren) = полное отсутствие диатомей или их фрагментов; Т (Trace) = = редкие фрагменты створок. Сохранность диатомей оценивается как G (Good, хорошая) = минимальное количество обломков; М (moderate, средняя) = примерно равное количество обломков и целых створок; Р (роог, плохая) = целые створки встречаются редко. Микросъемка проводилась в световом микроскопе Motic BA310 и сканирующем микроскопе Vega ©Tescan MV-2300. При таксономической идентификации диатомей были учтены изменения в названии родов, признанных преоккупированными (Blanco, Wetzel, 2016), и другие таксономические новации. Для биостратиграфического расчленения используется модифицированная зональная шкала по диатомовым водорослям палеогена внетропической области Северного полушария (Стрельникова, 1992), сопоставленная с зонами по диноцистам (Oreshkina, 2000, 2012; Oreshkina et al., 2004; Орешкина, Александрова, 2007, 2017; Iakovleva et al., 2000). Стратиграфическое распределение и таксономический состав диатомовых водорослей и силикофлагеллат, а также их изображения приведены на рис. 2, в табл. 1, табл. I-III.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

При изучении керна в нижней части разреза в слое "бурого железняка" — ожелезненного песчаника, отнесенного к бузиновской свите, установлено массовое присутствие створок диатомей с признаками ожелезнения. Основной доминант — группа тихопелагических родов Paralia/Anuloplicata.

Выше по всему разрезу вёшенской свиты доминирующая позиция группы Paralia/Anuloplicata сохраняется, колеблясь в пределах 82-96% (рис. 2). Интервалы массового присутствия диатомей (обр. 3, 8, 10, 12, 14, 15) чередуются с интервалами их пониженного содержания и обедненного таксономического состава (обр. 9, 11, 13), что характерно для нестабильной обстановки краевой зоны морского бассейна. Ассоциация представлена несколькими группами диатомей (табл. I-III). Первая - группа тихопелагических и бентосных родов, которая помимо рода Paralia включает роды Anuloplicata, Radiaplicata, Pseudopodosira, Hvalodiscus, Actinoptychus, Rhaphoneis, Eunotogramma, Diploneis. Характерны редкие виды рода Actinoptychus – A. seductilis, A. simbiskiana, A. pericavatus. Вторая группа, так называемые роды-споры Chaetoceros, Goniothecium, Pterotheca, Stephanogonia, Jousea, также тяготеет к прибрежным обстановкам. Неритические виды с широким диапазоном



Рис. 1. (а) Палеогеографическая схема Северной Евразии (по Палеогеографический..., 1998) для интервала перехода от палеоцена к эоцену и (б) местоположение скв. Р-321 (настоящая работа) и других разрезов, упоминаемых в тексте.

Nº 3

2022

стратиграфического распространения представлены Eupyxidicula turris, Stellarima microtrias, Trinacria excavata, T. subcoronata, Sheshukovia fenestra, S. flos, Coscinodiscus argus. К экзотам можно отнести род Rattrayella, представленный мелкими, не идентифицированными до вида створками. Также следует отметить присутствие нескольких морфотипов рода Cymatosira, которые в настоя-

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30



**Рис. 2.** Распределение реперных видов диатомей зоны Moisseevia uralensis в разрезе скв. Р-321 и соотношение доминирующих групп диатомовых водорослей.

1 – пески; 2 – песчаники; 3 – алевритистые глины; 4 – "бурый железняк"; 5 – конгломерат.

щее время известны в отложениях Норвежского моря, начиная с позднего эоцена (Schrader, Fenner, 1976).

Стратиграфически важные таксоны – Moisseevia uralensis, Soleum exsculptum, Eupyxidicula moelleri, Grunowiella gemmata, Hemialus febriatus, H. frigidus, H. arcticus var. bornholmensis, H. curvatulus, H. morsianus, Costopyxis broschii, C. reticulata, Biddulphia tuomeyi, Coscinodiscus decrescenoides – характерны для зоны Moisseevia uralensis Таблица 1. Распределение диатомей и силикофлагеллат в скв. Р-321

№ образцов	3	8	9	10	11	12	13	14	15
Обилие	Α	Α	F	Α	F	Α	F	Α	F
Сохранность	G	G	G	G	G	G	G	G	G
Диатомовые водоросли									
Actinoptychus pericavatus Brun	F	F	F	С		С	С	F	F
Actinoptychus seductilis A. Schmidt	F	F	F	С	F	С	F	F	F
Actinoptychus simbirskiana A. Schmidt	F	F	F	F		С	С	F	F
Anuloplicata concentrica (A. Schmidt) Gleser	С	С	С	С	F	С	С	С	F
Anuloplicata ornata (Grunow) Gleser	С	С	С	С	F	С	С	С	F
Biddulphia tuomeyi (Bailey) Roper	R		R			R	R	R	
Chaetoceros sp. 1 sensu Homann, 1991, pl. 9, fig. 3, 4			R						
Coscinodiscus argus Ehrenberg	F	F	F	С	R	Α	С	С	R
Costopyxis broschii (Grunow) Strelnikova et Nikolaev	F	F	F	F		F	F	F	R
Costopyxis reticulata (Long, Fuge et Smith) Gleser				R		F	R		
Cymatosira spp.							R	R	
Diploneis sp.							R		
Eunotogramma variabile Grunow			R	F	R	F	F	F	
Eupyxidicula moelleri (Grunow) Blanco et Wetzel	С	F	С	Α	R	Α	Α	Α	F
Eupyxidicula turris (Greville et Arnott) Blanco et Wetzel				F		F	F		
Goniothecium wittianus Pantocsek				R	R	R	R	R	
Grunowiella gemmata(Grunow) Van Hearck		F		F		F	F	F	
Hemiaulus arcticus var. bornholmensis Cleve-Euler					R	R		F	
Hemialus febriatus (Grunow) Fenner		F		F		F	F	F	
Hemialus frigidus (Grunow) Fenner				F		F	F	R	
Hemiaulus aff. incurvus Shibkova									
Hemiaulus curvatulus Strelnikova				R				R	
Hemiaulus morsianus (Grunow) Fenner	R		R	R		F	F	F	
Hyalodiscus radiatus (O'Meara) Grunow	F	R	F	F	R	С	F	С	
Jousea elliptica (Jousé) Gleser							F	R	
Moisseevia probabilis (A. Schmidt) Strelnikova						R	R	R	
Moisseevia uralensis (Jousé) Strelnikova				R		R	R		F
Paralia crenulata (Grunow) Gleser		F				R		F	
Paralia grunowii Gleser	Α	С	Α	А	F	Α	Α	Α	F
Paralia selecta (A. Schmidt) Gleser				R					
Porotheca danica (Grunow) Fenner								R	
Proboscia sp. 1 = Rhizosolenia clavigera sensu Fenner, 1994 pl. 9, fig. 3, 4			F	Α					
Pseudopodosira hyalina Jousé			R	R		R	С		
Pseudopodosira pileiformis Jousé	R	R	F	F		F	С	С	F
Pseudopodisira westii (W. Smith) Sheshukova et Gleser	R	R	R	R		F	F	F	
Pterotheca spada Tempère et Peragalli				R				R	
Radiaplicata clavigera (Grunow) Gleser				F		F	F	F	
Rattrayella sp.							R	R	
Rhaphoneis lancetulla Grunow				F		F	F	F	
Sheshukovia fenestra (Witt) Fenner				F		R			
Sheshukovia flos (Ehrenberg) Fenner		R	R	F		F	F	F	

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

#### Таблица 1. Окончание

№ образцов	3	8	9	10	11	12	13	14	15
Soleum exsculptum Heiberg							F	F	
Stellarima microtrias (Ehrenberg) Hasle et Sims			R	R		R	R	R	
Stephanogonia polygona Ehrenberg									
Trinacria excavata Heiberg				F		R	R	R	
Trinacria subcoronata Sheshukova et Gleser				R					
Силикофлагеллаты									
Corbisema gleserae Bukry							R	R	
Corbisema hastata globulata Bukry			R	R		F	F	F	
Dictyocha brevispina (Lemmermann) Bukry			R			R	R		
Dictyocha deflandrei Frenguelli ex Glezer			R	F		F	F	F	
Dictyocha precarentis Bukry						F	F		
Naviculopsis eobiapiculata Bukry						R			
Naviculopsis foliacea Deflandre				R				R	
Naviculopsis minor (Schulz) Frenguelli			R	R			R		

нижнего эоцена диатомовой шкалы внетропической области. По-видимому, региональной особенностью выделенных ассоциаций является присутствие Jousea elliptica, Rhaphoneis lancetulla, Cymatosira spp., Proboscia spp. и упомянутых выше видов рода Actinoptychus.

По имеющимся данным по Полярному Предуралью (Iakovleva et al., 2000; Oreshkina, 2000, 2012) и Западной Сибири (Oreshkina et al., 2004; Орешкина и др., 2008; Александрова и др., 2012), зона Moisseevia uralensis соответствует диноцистовым зонам Deflandrea oebisfeldensis и Dracodinium (=Wetzeliella) astra, которые, в свою очередь, отвечают зоне NP10 по наннопланктону и датируются 55.6–54.8 млн лет (Яковлева, 2017). Для этой зоны характерно снижение таксономического разнообразия по сравнению с комплексами диатомовых зон Trinacria mirabile (верхний танет) и Нетiaulus proteus (нижний ипр) Поволжья и Зауралья (Орешкина, Александрова, 2007, 2017).

Комплекс силикофлагеллат (табл. III) представлен тремя родами — известным с мела родом Corbisema, а также родами Dictyocha и Naviculopsis, появляющимися соответственно в среднем и позднем палеоцене (Perch-Nielsen, 1976, 1985; McCartney et al., 2020). Характерны Corbisema gleserae, C. hastata globulata, D. deflandrei, D. precarentis. В составе рода Naviculopsis появляются N. foliacea, N. aff. minor. Последний таксон отличается от типовой формы более мелкими размерами, ромбовидной формой базальной части скелета и узкой апикальной перекладиной. Присутствие зонального вида-индекса Naviculopsis foliacea, первое появление которого по разным данным фиксируется с основания эоцена (Perch-Nielsen, 1976, 1985; McCartney et al., 2020), является дополнительным аргументом в пользу раннеэоценового возраста вёшенской свиты.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные по силикофоссилиям скв. Р-321, как и результаты изучения диноцист из керна скв. 1238 и скв. 5/93 (Монастырщина) той же СФЗ Преддонецкой моноклинали (Орешкина и др., 2021; Яковлева, Александрова, 2021), дают возможность уточнить стратиграфический объем бузиновской и вёшенской свит.

В скв. 1238 в бузиновской свите установлена диноцистовая зона Alisocysta margarita нижнего танета, в вёшенской свите — зоны Apectodinium hyperacanthum и Axiodinium augustum верхнего танета—нижнего ипра. Следует отметить, что зона Axiodinium augustum по диноцистам является

**Таблица I.** Диатомеи из палеогеновых отложений скв. Р-321. Длина масштабной линейки 20 мкм для фиг. 1–3 и 10 мкм для фиг. 4–24.

<sup>1, 2, 5 –</sup> Eupyxidicula moelleri (Grunow) Blanco et Wetzel: 1, 2 – oбp. 14; 5 – oбp. 10; 3 – Costopyxis broschii (Grunow) Strelnikova et Nikolaev, oбp. 14; 4 – Moisseevia uralensis (Jousé) Strelnikova, oбp. 10; 6 – Hemialus febriatus (Grunow) Fenner, oбp. 10; 7 – Hemiaulus aff. incurvus Schibkova, oбp. 3; 8 – Hemiaulus frigidus (Grunow) Fenner, oбp. 14; 9 – Hemiaulus sp., oбp. 14; 10, 11 – Hemiaulus morsianus (Grunow) Fenner: 10 – oбp. 14; 11 – oбp. 10; 12 – Hemiaulus curvatulus Strelnikova, ofp. 14; 13 – Hemiaulus arcticus var. bornholmensis Cleve-Euler, oбp. 12; 14, 23, 24 – Coscinodiscus argus Ehrenberg, oбp. 10; 15 – Grunowiella sp., ofp. 13; 16 – Grunowiella gemmata (Grunow) Van Hearck, ofp. 14; 17, 18, 19, 22 – Cymatosira spp.: 17, 18, 19 – oбp. 13; 22 – oбp. 14; 20 – Jousea elliptica (Jousé) Gleser, ofp. 13; 21 – Soleum exsculptum Heiberg, oбp. 13.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

107

маркером глобального события климатического оптимума на границе палеоцена—эоцена (РЕТМ; ~55.8-55.6 млн лет назад). В скв. 5/93 (Монастырщина) комплекс диноцист присутствует только в верхней части вёшенской свиты и отнесен к зоне Stenodinium meckelfeldensis, сопоставляемой с верхней частью зоны NP10 по наннопланктону (Орешкина и др., 2021). В скв. Р-321 в отложениях, отнесенных при первичном описании керна к бузиновской и вёшенской свитам, установлена диатомовая зона Moisseevia uralensis, которая по имеющимся данным соотносится с диноцистовыми зонами Deflandrea oebisfeldensis и Dracodinium (=Wetzeliella) astra (NP 10) (рис. 3). Исходя из полученных микропалеонтологических данных, слои "бурого железняка", конгломерата и опоковидного песчаника общей мощностью 1.15 м следует относить не к бузиновской, а к вёшенской свите. Динамика ассоциаций силикофоссилий и литологическое строение разреза отражают два этапа развития мелководного прибрежного бассейна: (1) относительно застойные условия с признаками ожелезнения донных осадков (слои 2-4); (2) развитие трансгрессии с массовым присутствием спикул губок в начале трансгрессивного этапа, появлением отдельных открыто-морских видов по мере нарастания трансгрессии (слой 5). Массовое присутствие тихопелагических видов по всему разрезу скважины говорит о незначительных глубинах этого бассейна. Таким образом, в изученных нами разрезах Преддонецкой СФЗ вёшенская свита имеет неодинаковый стратиграфический объем и различия в литологическом составе.

По данным Н.И. Стрельниковой (1992), таксономически близкие комплексы диатомей выделены из разрезов скв. 169 у станции Новохопёрск и скв. 306 (район Новохопёрска) (рис. 1, 3). Н.И. Стрельникова относила эти комплексы к слоям с Aulacodiscus tener (Witt) Hustedt и считала их переходными между палеоценом и эоценом. Для них характерны те же таксоны, что и в комплексе скв. Р-321, включая фоновую ассоциацию с доминированием группы Paralia/Anuloplicata и реперные виды Coscinodiscus (=Moisseevia) uralensis, Jousea elliptica, Pyxidicula (=Eupyxidicula) moelleri, Coscinodiscus decrescenoides, C. argus, Actinoptychus pericavatus.

Комплекс силикофоссилий с близким составом диатомей и силикофлагеллат описан из калининской свиты в скв. С-29 у с. Каранино Ульяновской области (рис. 1, 3), расположенной к северо-западу от г. Сенгилей в верховьях р. Атцы (Глезер, 1995). В подстилающей калининскую свиту толще диатомитов разреза Сенгилей ("Граное Ухо"), отнесенной к каранинской толще, установлена непрерывная последовательность зон по диатомовым водорослям в интервале перехода от палеоцена к эоцену: зона Trinacria mirabile с двумя подзонами (верхний танет) и зона Нетіaulus proteus (нижний ипр) (Унифицированная..., 2015; Орешкина, Александрова, 2017). Комплекс калининской свиты характеризуется обеднением таксономического состава по сравнению с комплексом зоны Hemiaulus proteus, хотя отдельные таксоны, такие как Hemiaulus proteus, H. polymorphus var. morsianus, H. febriatus, Soleum exsculptum, Grunowiella gemmata, сохраняют свое присутствие. Отмечается появление Pseudotriceratium exornatum (Meinster) Gleser, Actinopthychus pericavatus, силикофлагеллаты Naviculopsis foliacea.

Интервалы, обогащенные остатками кремневых микрофоссилий в интервале перехода от палеоцена к эоцену, широко распространены в палеогеновых бассейнах Северной Европы и донных отложениях Северного моря (рис. 1, 4). На Самбийском полуострове (Калининградская область) в скв. 2-я Пионерская (Стрельникова и др., 1978; Стрельникова, 1992) в темно-серых глинах и алевролитах самбийской свиты (интервал 36.6-33.3 м) присутствует комплекс диатомей с зональным видом-индексом нижнего ипра Hemiaulus proteus и характерными представителями позднепалеоценовой диатомовой флоры: Triceratium sundbyense Hustedt, Trinacria ventriculosa (A. Schmidt) Gleser, Anaulus weyprechtii Grunow, Pseudopodosira anissimovae (Gleser et Rubina) Strelnikova. Состав комплекса типичен для зоны Hemiaulus proteus. Более молодая датировка самбийской свиты получена по диноцистам из близко расположенной скв. 1 Янтарный (Александрова, Запорожец, 2008; Kasinski et al., 2020), где были установлены зона Deflandrea oebisfeldensis нижнего ипра и ее аналоги. Можно предположить, что разница в оценке возраста может быть связана с различным объемом самбийской свиты в изученных разрезах или вли-

**Таблица II.** Диатомеи из палеогеновых отложений скв. Р-321. Длина масштабной линейки 20 мкм для фиг. 1 и 10 мкм для фиг. 2–24.

<sup>1, 2, 7 –</sup> Paralia grunowii Gleser: 1 – oбр. 14; 2 – oбр. 10; 7 – oбр. 8; 3 – Paralia selecta (A. Schmidt) Gleser, oбр. 10; 4 – Anuloplicata concentrica (A. Schmidt) Gleser, oбр. 14; 5 – Paralia crenulata (Grunow) Gleser, oбр. 8; 6 – Anuloplicata ornata (Grunow) Gleser, oбр. 8; 8 – Actinoptychus pericavatus Brun, oбр. 10; 9 – Actinoptychus simbiskianua A. Schmidt, oбр. 8; 10 – Radiaplicata clavigera (Grunow) Gleser, oбр. 14; 11 – Hyalodiscus radiatus (O'Meara) Grunow, oбр. 10; 12, 13 – Actinoptychus seductilis A. Schmidt, oбр. 14; 15 – Moisseevia probabilis (A. Schmidt) Strelnikova, oбр. 12; 16 – Biddulphia tuomeyi (Bailey) Roper, oбр. 12; 17 – Rhaphoneis lancetulla Grunow, ofp. 10; 18 – Stephanogonia polygona Ehrenberg, oбр. 3; 19 – Pterotheca spada Tempère et Peragallo, oбр. 10; 20 – Biddulphia sp., oбр. 9; 21 – Eunotogramma variabile Grunow, oбр. 12; 22 – Goniothecium wittianus Pantocsek, oбр. 14; 23 – Diploneis sp., oбр. 13; 24 – Porotheca danica (Grunow) Fenner, oбр. 14.


СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022

янием факторов размыва и переотложения, характерных для зоны ледниковых дислокаций.

Близкие по составу комплексы диатомей и силикофлагеллат из пограничных отложений палеоцена-эоцена известны из многочисленных публикаций по Северному морю (рис. 5), что отмечалось Н.И. Стрельниковой (1992), З.И. Глезер (1995) и др. Из наиболее широко известных наземных местонахожлений – формация Фур Северной Дании (Heiberg, 1863; Grunow, 1866; Kitton, 1870; Benda, 1972; Sims, 1989; Homann. 1991: Tsutsui et al., 2018) и разрезы Северной Германии (Schulz, 1927; Benda, 1965), которые изучались в основном в таксономическом аспекте. Схема зонального расчленения формации Фур по силикофлагеллатам из 5 зон (рис. 4) была предложена К. Перч-Ниелсен (Perch-Nielsen, 1976). Выделенные зоны были привязаны к тефрохронологической шкале с корреляционным потенциалом, охватывающим практически всю Северную Европу и сопредельные акватории Северной Атлантики. Позже А. Митленер (Mitlehner, 1996) при изучении ограниченной выборки образцов из формации Фур выявил на уровне пеплового слоя -21 биотическое событие, выраженное в увеличении количества открыто-морских видов, свидетельствующем об усилении связей с бассейнами Северной Атлантики и Тетиса. На значительную перестройку комплексов диноцист в формации Фур на этом уровне же указывают данные П. Виллумсен (Willumsen, 2004). Показательно, что на этом уровне появляется монотипный таксон с ультракоротким стратиграфическим диапазоном и атипичной морфологией, описанный (Mitlehner, 1995) как новый род Cylindrospira. Практически одновременно Н.И. Стрельниковой и В. А. Николаевым (1995) этот таксон был найден и описан как новый род Gyrocylindrus в верхней части разреза Сенгилей Ульяновской области. В настоящее время эта часть разреза относится к каранинской толще и к зоне Hemiaulus proteus, которая отвечает диноцистовой зоне Apectodinium augustum (Орешкина, Александрова, 2007, 2017).

Сходные по составу комплексы диатомей нижнего ипра описаны из отложений скв. Харре, пробуренной в заливе Лимфиорд, примерно в 20 км от береговых обнажений формации Фур (Fenner, 1994). В интервале между пепловыми слоями от –34 до +130 (примерно 25 м по мощности) доми-

нируют меропланктонные виды диатомовых и хризофиты. Среди диатомовых пресноводные формы и бентос играют подчиненную роль, что предполагает осадконакопление в условиях мелководного шельфа с незначительным влиянием речного и эолового факторов. Для определения возраста выделенных комплексов Дж. Феннер (Fenner, 1994) использует как анализ стратиграфического распределения диатомей в океанических осадках по данным глубоководного бурения, так и совместные данные по тефрохронологии и карбонатному планктону в Северной Атлантике. Исходя из этих корреляций, скв. Харре в интервале между пеплами -30 и +130 отнесена к зоне NP10 (=СР9а) по наннопланктону.

Реконструкции палеообстановок (Mitlehner, 1996) для формации Фур говорят о глубинах не более 50 м. Близость береговой линии подтверждается обилием ископаемых остатков насекомых, наземных растений и птиц. Механизм накопления диатомитов связывается с локальным апвеллингом, обусловленным сезонными сгонными ветрами. Находки глендонитов подтверждают относительно низкие придонные температуры (ниже 5°C; Vickers et al., 2020).

В донных осадках Северного моря (Malm et al., 1984; Thomsen, Danielsen, 1995; Mitlehner, 1995; Richardt, Sheldon, 2014) и в ряде наземных разрезов Парижского и Бельгийского бассейнов установлены интервалы, содержащие пиритизированные створки диатомей, что связывают с аноксическими условиями в придонных слоях. Начиная с работы по лондонским глинам (Shrubsole, Kitton, 1881), пиритизированные комплексы диатомей пытались использовать в качестве реперов для стратиграфического расчленения и корреляции донных осадков Северного моря. А. Митленер (Mitlehner, 1996) детализировал зональную схему по микропланктону для осадков Северного моря (King, 1983), опираясь на смену комплексов доминирующих видов среди пиритизированных комплексов диатомей (рис. 4), что, по его мнению, маркировало границу палеоцена и эоцена. Позже в серии работ по североморским бассейнам (Van Eetvelde, Cornet, 2002; Van Eetvelde et al., 2004; Van Eetvelde, 2005) было показано, что граница палеоцена-эоцена (основание изотопного события CIE) находится ниже пика численности диатомеи Fenestrella antiqua (Grunow) Swatman и вблизи пика численно-

**Таблица III.** Диатомеи и силикофлагеллаты из палеогеновых отложений скв. Р-321. Длина масштабной линейки 20 мкм для фиг. 1, 23, 24 и 10 мкм для фиг. 2–22.

<sup>1 –</sup> Sheshukovia sp., oбp. 14; 2, 6 – Sheshukovia flos (Ehrenberg) Fenner, oбp. 13; 3, 4, 8, 9 – Sheshukovia fenestra (Witt) Fenner, ofp. 10; 5, 7 – Trinacria excavata Heiberg, ofp. 10; 10 – Naviculopsis foliacea Deflandre, ofp. 10; 11 – Naviculopsis eobiapiculata Bukry, ofp.12; 12 – Corbisema hastata globulata Bukry, ofp. 13; 13 – Corbisema gleserae Bukry, ofp. 13; 14 – Dictyocha precarentis Bukry, ofp. 10; 15, 20 – Dictyocha deflandrei Frenguelli ex Glezer: 15 – ofp. 14; 20 – ofp. 13; 16, 17 – Dictyocha brevispina (Lemmermann) Bukry: 16 – ofp. 10; 17 – ofp. 12; 18, 19 – Naviculopsis minor (Schulz) Frenguelli: 18 – ofp. 10; 19 – ofp. 14; 21 – Rattrayella sp., ofp. 14; 22 – Stellarima microtrias (Ehrenberg) Hasle et Sims, ofp. 3; 23 – Pseudopodosira pileiformis Jousé, ofp. 14; 24 – Rhizosolenia clavigera (Grunow) Homann, ofp. 9.



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 30 № 3 2022



**ОРЕШКИНА** 

**Рис. 3.** Корреляция разрезов Преддонецкой и Ульяновско-Сызранской структурно-фациальных зон (СФЗ) с международной и региональной стратиграфическими шкалами, зональными шкалами по диатомовым водорослям и диноцистам.

Сокращения: зоны по диноцистам: Och.rom./S.chl. – Ochetodinium romanum/Samlandia chlamydophora, E. – Eatonicysta, Ch. – Charlesdownea, Dr. – Dracodinium, D. – Deflandrea, A. – Axioidinium; зоны по диатомеям: М. – Moisseevia, H. – Hemiaulus.

сти Coscinodiscus morsianus var. morsianus (Sims) Mitlehner. С учетом исторически сложившихся различий в номенклатуре диатомовых водорослей в отечественной и зарубежной литературе по Северной Европе, приведенный в этих работах список видов практически идентичен составу диатомей нижнего ипра Преддонецкой и Ульяновско-Сызранской СФЗ. Тем не менее сопоставление





последовательной смены диатомовых комплексов палеогена Североморского бассейна и эпиконтинентальных бассейнов Восточно-Европейской

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

том 30 № 3 2022

платформы затрудняется отсутствием единого подхода к биостратиграфическому расчленению на зональной основе, прямых корреляций с другими группами микропланктона, в частности с диноцистами.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Преддонецкой СФЗ терригенно-кремнистые фации приурочены к верхней части вёшенской свиты, развитой в центральной части рассматриваемого региона. Комплекс диатомей отнесен к диатомовой зоне Moisseevia uralensis, отвечающей линоцистовым зонам Deflandrea oebisfeldensis и Dracodinium (=Wetzeliella) astra (Oreshkina et al., 2004; Орешкина, Александрова, 2007; Oreshkina, 2012), которые, в свою очередь, соотносятся с зоной NP10 по наннопланктону (55.6-54.8 млн лет) (Яковлева, 2017). Комплекс силикофлагеллат отнесен к зоне Naviculopsis foliacea нижнего ипра (Perch-Nielsen, 1976, 1985; McCartney et al., 2020). Таким образом, в Преддонецкой СФЗ развитие биокремнистых фаций приурочено к нижнему ипру и к интервалу, охватывающему конец лютета-начало приабона (Орешкина и др., 2021).

Комплекс диатомовой зоны Moisseevia uralensis с доминированием группы Paralia/Anuloplicata и спорадическим присутствием зонального видаиндекса Moisseevia uralensis, а также видов Jousea elliptica, Eupyxidicula moelleri, Coscinodiscus decrescenoides, C. argus, Soleum exsculptum, Grunowiella gemmata, Rhaphoneis lancetulla, Actinopthychus pericavatus, A. seductilis, A. simbirskiana отражает нестабильные палеообстановки мелководного бассейна. близость береговой линии, возможное опреснение. Нижняя часть вёшенской свиты, представленная слоем "бурого железняка", прослоем конгломерата и слоем опоковидного песчаника общей мощностью 1.15 м, отражает ингрессивный эпизод с условиями застойного бассейна со слабой гидродинамикой и пониженным содержанием кислорода в придонных слоях. Последующая стадия развивавшейся трансгрессии в прибрежной нестабильной обстановке (кремнистые глины мощностью 8.2 м) охарактеризована таксономически более разнообразными диатомовыми ассоциациями без следов пиритизации.

Изученный интервал вёшенской свиты, обогащенный кремневым микропланктоном, является частью регионального события биогенного кремненакопления конца палеоцена—начала раннего эоцена, известного в Среднем Поволжье, на побережье Балтийского моря и в североморских бассейнах. Близкий таксономический состав диатомей и силикофлагеллат этих регионов подразумевает устойчивый водообмен и миграционные связи между этими регионами Северного Перитетиса. Благодарности. Автор выражает благодарность С.В. Гришину за помощь в лабораторной обработке проб, Н.В. Горьковой за фотосъемку в сканирующем электронном микроскопе. Критические замечания и полезные рекомендации Г.Н. Александровой и рецензентов В.С. Вишневской, И.Б. Цой и А.Ю. Гладенкова помогли значительно улучшить содержание статьи.

Источники финансирования. Исследования проведены по теме государственного задания ГИН РАН и при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00505.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Запорожец Н.И. Палинологическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений запада Самбийского полуострова (Калининградская область). Статья 2 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 75–86.

Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Радионова Э.П. Диатомеи и диноцисты в интервале позднего палеоцена—раннего эоцена в биокремнистых фациях Среднего Зауралья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 4. С. 68–94.

Александрова Г.Н., Орешкина Т.В., Яковлева А.И. Актуализация региональной стратиграфической схемы палеогена юга Русской плиты: проблемы и пути решения // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции "XII Научные чтения, посвященные памяти проф. М.В. Муратова". М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 3–5.

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

Беньямовский В.Н. Предложения по структурно-фациальному районированию и субрегиональным горизонтам палеогена Воронежско-Придонецкого субрегиона // ПАЛЕОСТРАТ-2016. Москва, 26–28 января 2016 г. Программа и тезисы докладов. Ред. Алексеев А.С. М.: ПИН РАН, 1916. С. 15–16.

*Глезер З.И.* Зональное расчленение палеогеновых отложений по диатомовым водорослям // Сов. геология. 1979. № 11. С. 19–30.

*Глезер З.И.* Комплексы диатомей и силикофлагеллат – показатели синхронности диатомитов Среднего Поволжья, Дании и океанических осадков нижнего палеогена // Современный и ископаемый планктон Мирового океана. М.: Наука, 1995. С. 57–63.

*Леонов Г.П.* Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. М.: Изд-во МГУ, 1961. 552 с.

*Орешкина Т.В., Александрова Г.Н.* Терминальный палеоцен Среднего Поволжья: биостратиграфия и палеообстановки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 93–118.

*Орешкина Т.В., Александрова Г.Н.* Палеонтологическая характеристика палеоцена—нижнего эоцена Ульяновско-Сызранской структурно-фациальной зоны Поволжско-Прикаспийского субрегиона // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 3. С. 73–98. Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б. Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 183–192 (Тр. ГИН РАН. Вып. 500).

*Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н.* Прямая корреляция зональных шкал бореального палеогена по диатомеям и диноцистам (по материалам скв. 19-У, пос. Усть-Манья, восточный склон Северного Урала) // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. Вып. 10–11. С. 347–350.

Орешкина Т.В., Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Силикофоссилии и диноцисты из терригенно-кремнистых отложений нижнего палеогена юга Русской плиты и их значение для обоснования возраста свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 45–71. https://doi.org/10.31857/S0869592X21030042

Палеогеографический атлас Северной Евразии. М.: Институт тектоники литосферных плит РАЕН, 1998. CDROM.

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

Рыборак В.М., Шокуров В.П. Отчет о проведении геологического, гидрогеологического и инженерно-геологического доизучения масштаба 1: 200000 с экологогеологическими исследованиями на площади листа М-37-XII (Новохоперск). Воронеж: ВоронежГеология, 1999.

Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 1965. 279 с.

*Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1992. 312 с.

Стрельникова Н.И., Каплан А.А., Травина М.А. Палеогеновые диатомеи, силикофлагелляты и эбриидеи Калининградской области // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 57–67.

Стрельникова Н.И., Николаев В.А. Новый род Gyrocylindrus (Bacillariophyta) из отложений России и Дании // Ботан. журн. 1995. Т. 80. № 8. С. 93–95.

Унифицированная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Поволжско-Прикаспийского субрегиона. Объяснительная записка. М.: ВНИГНИ, 2015. 96 с.

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

Яковлева А.И., Александрова Г.Н. Палеоген Преддонецкой моноклинали и его палинологическая характеристика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 1. С. 59–98.

Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Palike H., Backman J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes // Newsl. Stratigr. 2014. V. 47. P. 131–181.

*Aleksandrova G.N., Radionova E.P.* On the Late Paleocene stratigraphy of the Saratov Volga Region: micropaleonto-logical characteristics of the Kamyshin Formation, Dyupa Gully Section // Paleontol. J. 2006. V. 40. Suppl. 5. P. 543–557.

Benda L. Diatomeen aus dem Eozän Norddeutschlands // Paläont. Zeitschrift. 1965. № 39. P. 165–187.

*Benda L*. The diatoms of the Moler Formation of Denmark (Lower Eocene). A preliminary report // Beih. Nowa Hedwigia. 1972. № 39. P. 251–266.

*Blanco S., Wetzel C.E.* Replacement names for botanical taxa involving algal genera // Phytotaxa. 2016. V. 266. № 3. P. 195–205.

https://doi.org/10.11646/phytotaxa.266.3.3

*Fenner J.* Diatoms of the Fur Formation, their taxonomy and biostratigraphic interpretation – results from the Harre borehole, Denmark // Aarhus Geosci. 1994. № 1. P. 99–163.

*Grunow A*. Moler aus Jütland, eingesandt von Th. Jensen, analisiert von A. Grunow // Hedwigia. 1866. № 5. P. 145–146.

*Heiberg P.A.C.* Conspectus criticus diatomacearum danicarum: Kritisk Oversigt over De Danske Diatomeer. Copenhagen: William Priors Forlag, 1863. 135 p.

*Heilmann-Clausen C*. The Danisch subbasin. Paleogene dinoflagellates// Geol. Jb. 1988. V. A 100. P. 339–343.

*Heilmann-Clausen C., Thomsen E.* Early Paleogene warm climates and biosphere dynamics // Guide to field excursion in Denmark, June 12–13, 1999. University of Aarhus, Department of Earth Sciences, 1999. 43 p.

*Homann M.* Die Diatomeen der Fur-Formation (Alt-tertiär) aus dem Limfjord-Gebeit, Nordjutland/Dänemark // Geologisches Jahrbuch. 1991. Reihe A. 123. 285 p.

*Iakovleva A.I., Oreshkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D.A.* New Paleogene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northern European Russia // Earth Planet. Sci. 2000. V. 330. P. 485–491.

Kasinski J.R., Kramarska R., Slodkovska B., Sivkov V., Piwocki M. Paleocene and Eocene deposits on the eastern margin of the Gulf of Gdañsk (Yantarny P-1 bore hole, Kaliningrad region, Russia) // Geol. Quarterly. 2020. V. 64.  $N_{\rm P}$  1. P. 29–53.

https://doi.org/10.7306/gq.1513

*King* C. Cainozoic Micropalaeontological Biostratigraphy of the North Sea // Inst. Geol. Sci. Rep. 1983. V. 82. № 7. 40 p.

*Kitton F.* Diatomaceous deposits from Jutland// Journal of the Quekett Microscopical Club. 1870. № 2. P. 99–102, 168–171.

Malm O.A., Christensen O.B., Furnes H., Løvlie R., Rueslåtten H., Østby K.L. The Lower Tertiary Balder Formation: an organogenic and tuffaceous deposit in the North Sea region // Petroleum Geology of the North European. London: Graham & Trotman, 1984. P. 149–170.

*Martini E.* Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation // Proc. II Planktonic Conf. Roma, 1970. 1971. P. 739–785.

*McCartney K., Witkowski J., Nowakowski R., Wrobel R., Zgłobicka I.* Evolution of the silicoflagellate naviculopsid skeletal morphology in the Cenozoic // Mar. Micropaleontol. 2020. V. 156.

https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101820

*Mitlehner A.G.* Cylindrospira, a new diatom genus from the palaeogene of Denmark with palaeoecological significance // Diatom Res. 1995. V. 10. № 2. P. 321–331. https://doi.org/10.1080/0269249X.1995.9705352 *Mitlehner A.G.* Paleoenvironments in the North Sea Basin around the Paleocene–Eocene boundary: evidence from diatoms and other siliceous microfossils // Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geol. Soc. Spec. Publ. 1996. № 101. P. 255–273.

*Okada H., Bukry D.* Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975) // Mar. Micropaleontol. 1980. V. 5.  $\mathbb{N}$  3. P. 321–325.

https://doi.org/10.1016/0377-8398(80)90016-X

*Oreshkina T.V.* New data on Early Eocene diatom successions of the West Polar Urals margin: biostratigraphic and paleogeographic implications // GFF. 2000. V. 122. Pt. 1. P. 124–126.

*Oreshkina T.V.* Evidence of Late Paleocene–Early Eocene hyperthermal events in biosiliceous sediments of Western Siberia and adjacent areas // Austrian J. Earth Sci. 2012. V. 105. № 1. P. 145–153.

*Oreshkina T.V., Oberhansli H.* Diatom turnover in the early Paleogene diatomite of the Sengiley section, Middle Povolzhie, Russia: a response to the Initial Eocene Thermal Maximum? // Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2003. V. 369. P. 169–179.

*Oreshkina T.V., Radionova E.P.* Diatom record of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum in marine paleobasins of Central Russia, Transuralia and adjacent regions // Nova Hedwigia. 2014. B. 143. P. 307–336.

*Oreshkina T.V., Aleksandrova G.N., Kozlova G.N.* Early Eocene marine planktonic record of the East Urals margin (Sverdlovsk region): biostratigraphy and paleoenvironments // Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abhandlungen. 2004. V. 234. № 1. P. 201–222.

*Perch-Nielsen K.* New silicoflagellates and a silicoflagellate zonation in north European Palaeocene and Eocene diatomites // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1976. V. 25. P. 27–40.

*Perch-Nielsen K.* Cenozoic calcareous nannofossils // Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press, 1985. P. 427–554.

Radionova E.P., Khokhlova I.E., Beniamovskii V.N., Shcherbinina E.A., Iakovleva A.I., Sadchikova T.A. Paleocene/Eocene transition in the northeastern Peri-Tethys area: Sokolovskii key section of the Turgay Passage (Kazakhstan)// Bull. Soc. Géol. France. 2001. V. 172. № 2. P. 245– 256.

*Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I., Muzylöv N.G., Oreshkina T.V., Shcherbinina E.A., Kozlova G.E.* Early Paleogene transgressions: stratigraphical and sedimentological evidence from the northern Peri-Tethys // Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2003. V. 369. P. 239–261.

*Richardt P.A., Sheldon E.* Palynological and microfossil biostratigraphy and palaeoecology over the Paleocene–Eocene transition, Femern Bælt, Northern Germany // Geol. Surv. Denmark Greenland Bull. 2014. V. 31. P. 35–38.

*Schrader H.-J., Fenner J.* Norwegian Sea Cenozoic diatom biostratigraphy and taxonomy // Init. Rep. DSDP. 1976. V. 38. P. 921–1099.

Schulz P. Diatomeen aus norddeutschen basalt-tuffen und tuffgeschieben // Zeitschrift für Geschiebeforschung. 1927.  $\mathbb{N}_2$  3. P. 113–126.

том 30 № 3 2022

Shrubsole W.H., Kitton F. The diatoms of the London Clay. With a list of species and remarks // J. Roy. Microscopical Soc. 1881. No 11. P. 381–387.

*Sims P.A.* Some Cretaceous and Palaeocene species of Coscinodiscus: a micromorphological and systematic study // Diatom Res. 1989. V. 4. № 2. P. 351–371.

*Thomsen E., Danielsen M.* Transitional Paleocene–Eocene ash-bearing diatomite in the eastern North Sea // Tertiary Res. 1995. № 15. P. 11–120.

*Tsutsui H., Jordan R.W., Nishiwaki N., Nishida S.* Morphometric analysis of early Eocene Corbisema skeletons (Silicoflagellata) in Mors, Denmark // J. Micropalaeontol. 2018. № 37. P. 283–293.

https://doi.org/10.5194/jm-37-283-2018

*Van Eetvelde Y.* Biostratigraphical study of the pyritized diatom assemblages from the upper Paleocene and lower Eocene sediments of the Danish, Dieppe-Hampshire and Belgian Basins – paleoenvironmental contributions. Ph.D. thesis in Geology. Facultes universitaires Notre-Dame de la paix Namur. Département de Géologie, 2005. 241 p. *Van Eetvelde Y., Cornet C.* Some Eocene species of marine pyritized diatoms in the core of Saint-Josse (France) // Diatom Res. 2002. № 17. P. 423–435.

*Van Eetvelde Y., Dupuis C., Cornet C.* Pyritized diatoms: a good fossil marker in the Upper Paleocene-Lower Eocene sediments from the Belgian and Dieppe-Hampshire basins // Netherlands J. Geosci. 2004. V. 83. № 3. P. 173–178.

Vickers M.L., Lengger S.K., Bernasconi S.M., Thibault N., Schultz B.P., Fernandez A., Ullmann C.V., McCormack P., Bjerrum Ch.J., Rasmussen J.A., Hougård I.W., Korte Ch. Cold spells in the Nordic seas during the Early Eocene Greenhouse // Nature Communications. 2020. V. 11 (4713). https://doi.org/10.1038/s41467-020-18558-7

*Willumsen P.S.* Palynology of the Lower Eocene deposits of northwest Jutland, Denmark // Bull. Geol. Soc. Denmark. 2004. V. 52. P. 141–157.

Рецензенты В.С. Вишневская, А.Ю. Гладенков, И.Б. Цой

## Early Eocene Diatoms and Silicoflagellates of the Cis-Donets Monocline (Russian Plate): Biostratigraphical and Paleogeographical Approaches

## T. V. Oreshkina<sup>#</sup>

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: tanya.oreshkina@gmail.com

The complex of diatoms of the Veshenskaya Formation, studied in the borehole P-321 of the Cis-Donets monocline (southern part of the Russian Plate) is assigned to the Moisseevia uralensis Zone of the lower Ipresian. According to the available data, the Moisseevia uralensis Zone corresponds to the Deflandrea oebi-sfeldensis and Dracodinium (= Wetzeliella) astra dinocyst zones and, accordingly, to the NP10 Nannoplank-ton Zone. The presence of the zonal silicoflagellate species Naviculopsis foliacea confirms the Early Eocene age of the Veshenskaya Formation. The taxonomic similarity of diatoms and silicoflagellates of the region under consideration with North Europe silicofossil associations suggests a stable relationship between these paleobasins at the beginning of the Early Eocene.

Keywords: Paleogene, East European Platform, Veshenskaya Formation, terrigenous-siliceous deposits, diatoms, silicoflagellates