Том 32, Номер 1

ISSN 0869-592X Январь - Февраль 2024



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ







СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 1, 2024

_

Полиметаморфизм в геологическом развитии Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс И. К. Козаков, М. О. Аносова, Т. И. Кирнозова, Ю. В. Плоткина, Е. В. Толмачева, Ч. Эрдэнэжаргал	3
Граница средней и верхней юры на севере Сибири: проблемы обоснования В. Г. Князев, А. С. Алифиров	19
Строение, возраст и условия формирования позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса В. В. Ярмолюк, А. М. Козловский, Е. А. Кудряшова, Ц. Оюунчимэг	32
Био-магнитостратиграфия туронских-коньякских отложений разреза Нижняя Банновка, юго-восток Русской плиты Е. М. Первушов, И. П. Рябов, А. Ю. Гужиков, В. Б. Сельцер, Е. А. Калякин, В. А. Фомин	58
Региональная стратиграфическая схема палеогена Калининградской области: современное состояние, проблемы и перспективы совершенствования <i>А. И. Яковлева</i>	91
Авторский указатель тома 31, 2023	118

CONTENTS

Vol. 32, No. 1, 2024

_

Polymetamorphism in the Geological Development of the South Altai Metamorphic Belt, Central Asian Folded Belt	
I. K. Kozakov, M. O. Anosova, T. I. Kirnozova, Yu. V. Plotkina, E. V. Tolmacheva, Ch. Erdenezhargal	3
The Middle-Upper Jurassic Boundary in the North of Siberia: Problems of the Evidence V. G. Knyazev, A. S. Alifirov	19
Structure, Age, and Evolution of the Late Mesozoic East Mongolian Volcanic Belt V. V. Yarmolyuk, A. M. Kozlovsky, E. A. Kudryashova, Ts. Oyunchimeg	32
Bio-Magnetostratigraphy of the Turonian–Coniacian Deposits of the Lower Bannovka Section, South-East of the Russian Plate	
E. M. Pervushov, I. P. Ryabov, A. Yu. Guzhikov, V. B. Seltser, E. A. Kalyakin, V. A. Fomin	58
Regional Paleogene Stratigraphic Scheme of Kaliningrad Oblast: State of the Art, Problems and Perspectives for Improvement	
A. I. Iakovleva	91
Author's Index of Volume 31, 2023	118

УДК 550.93:552.4(517.3)+551.24

ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2024 г. И. К. Козаков^{1,*}, М. О. Аносова², Т. И. Кирнозова², Ю. В. Плоткина¹, Е. В. Толмачева¹, Ч. Эрдэнэжаргал^{3,4}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ²Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия ³Институт геологии, Академия наук Монголии, Улан-Батор, Монголия ⁴Монгольский национальный университет, Улан-Батор, Монголия ^{*}e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru Поступила в редакцию 04.04.2023 г. После доработки 23.04.2023 г. Принята к публикации 21.06.2023 г.

Кристаллические комплексы герцинского Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП). входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, протяженностью более 1500 км слагают тектонические пластины разного масштаба, в которых уровень метаморфизма на ранних этапах достигал условий высокотемпературных субфаций амфиболитовой и, местами, гранулитовой фаций. В тектоническом плане полоса их выходов приурочена к окраине Северо-Азиатского каледонского континента, протягиваясь с юго-востока на северо-запад вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая в Восточный Казахстан, где они представлены в Иртышской сдвиговой зоне. В составе ЮАМП установлены поли- и монометаморфические комплексы. Для Цэлской тектонической пластины Гобийского Алтая юго-восточной части ЮАМП определен возраст гранитоидов позднего эпизода метаморфизма: от 374 ± 2 до 360 ± 5 млн лет. Эти и ранее полученные результаты показывают, что ранний эпизод метаморфизма пониженного давления и поздний эпизод повышенного давления происходили в интервалах ~390-385 и 375-360 млн лет соответственно практически на всем протяжении данного пояса. В промежутке между ними фиксируется кратковременная стадия стабилизации. Эти процессы происходили в ходе закрытия бассейна с океанической корой тетического ряда Южно-Монгольского океана (Палеотетис I). Пространственное положение ЮАМП обусловлено асимметричностью строения бассейна, в котором активная континентальная окраина представлена вдоль его северной части, а пассивная — вдоль южной (в современных координатах).

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, герциниды, Южно-Алтайский метаморфический пояс, полиметаморфизм, дайковые рои, геодинамические обстановки

DOI: 10.31857/S0869592X24010017, EDN: ZKSKEX

ВВЕДЕНИЕ

Складчатые сооружения Центральной Азии характеризуются двумя основными типами тектонических структур — мозаичными и линейными (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). К первому типу относятся главным образом байкальские и каледонские структуры, ко второму герцинские подвижные пояса западной части Алтае-Саянской области и Южной Монголии (рис. 1). Вдоль их границы с каледонидами выделяется Гоби-Алтайская зона, которая рассматривается как краевая часть каледонского палеоконтинента (Руженцев и др., 1990; Руженцев, Поспелов, 1992). В тектоническом плане формирование Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП) обусловлено асимметричностью строения бассейна, в котором активная континентальная окраина представлена вдоль его северной части, а пассивная — вдоль южной (в современных координатах).

В статье обсуждаются результаты структурногеологических и геохронологических исследований, позволяющие представить схему формирования герцинских моно- и полиметаморфических комплексов. Установленные особенности становления и развития этих поясов дают возможность определить геодинамические обстановки проявления процессов регионального метаморфизма в линейных аккреционно-коллизионных структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ПОЛОЖЕНИЕ ГЕРЦИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В Гоби-Алтайской зоне вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая, а также в Восточном Казахстане (в Иртышской слвиговой зоне) в тектонических пластинах разного масштаба представлены кристаллические породы, которые объединены нами в герцинский Южно-Алтайский метаморфический пояс. Они слагают тектонические пластины шириной от сотен метров до 15-20 км и протяженностью от первых километров до 50-60 км, ограниченные с севера системой вязких разрывов, параллельных северо-западным структурам зеленосланцевых толщ палеозоя, а с юга срезанные северо-западными и субширотными зонами милонитов, связанными с глубинными разломами (Иртышским, Булганским, Заалтайским), которыми отделены от островодужных и океанических комплексов герцинид (рис. 1). На всем протяжении ЮАМП в тектонических пластинах представлены биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, содержащие ставролит, кианит, андалузит, силлиманит, а также биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, сформировавшиеся при метаморфизме осадочных и вулканогенных пород. Среди них развиты тела и массивы гранитоидов (син-и постметаморфических) и дайки метабазитов. Во многих пластинах нами было установлено проявление полиметаморфизма, который изначально был определен только структурно-геологическими методами и относился к докембрию (Козаков, 1986). Позднее для пластин были проведены геохронологические исследования цирконов U-Pb методом, которые дали основания для их корреляции с развитием герцинид (Бибикова и др., 1992; ID TIMS)¹, и петрологические исследования (Козаков и др., 2002, 2011; Сухоруков, 2007; Сухоруков и др., 2016; Полянский и др., 2011; Kröner el al., 2010). В пределах пояса между собой пластины метаморфических пород разделены зонами рассланцевания, ориентированными, как правило, согласно с главной картируемой северо-западной структурой пояса.

В тектонических пластинах ЮАМП фиксируется проявление зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии М₂. Для ставролитовых и кианитовых парагенезисов, развитых в Монгольском Алтае, получены значения температур и давлений в диапазоне 560–630°С и 5.5–7.5 кбар (Козаков и др., 2002).



Рис. 1. Схема положения кристаллических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена с использованием (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Козаков и др., 2004, 2011, 2019). 1 — древние платформы; 2 — структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии; 3 — структуры поздних каледонид; 4, 5 — линейные аккреционно-коллизионные пояса: 4 — позднепалеозойские (герцинские), 5 — раннемезозойские (индосинийские); 6 — поля нерасчлененных позднепалеозойских и мезо-кайнозойских магматических пород; 7, 8 — докембрийские террейны: 7 — раннедокембрийские, 8 — неопротерозойские; 9 — Южно-Гобийский микроконтинент; 10 — области выходов тектонических пластин Южно-Алтайского метаморфического пояса (390-360 млн лет): 1 — сдвиговой зоны Восточного Казахстана, 2 — Китайского Алтая, 3 — Монгольского Алтая, 4 — Гобийского Алтая; 11 — положение зоны Южно-Гобийского метаморфического пояса (230-220 млн лет); 12 - главные тектонические границы. Римскими цифрами показаны докембрийские террейны: I — Тувино-Монгольский, II — Дзабханский и Сонгинский; III — Байдарикский, IV — Тарбагатайский.

Данные парагенезисы также широко развиты в тектонических пластинах Китайского Алтая и Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана (рис. 1), где для гранат-кианит-биотитовых гнейсов Предгорненской пластины получены близкие значения Р–Т условий метаморфизма: 580–600°С и 5.8–6.2 кбар (Козаков и др., 2011).

К более ранним (M₁) относятся реликтовые парагенезисы метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождавшегося мигматизацией и достигавшего уровня гранулитовой фации M₁. Породы с парагенезисами раннего метаморфизма устанавливаются только в виде реликтов в будинах или тектонических линзах.

¹В данной работе для определения возраста использован U–Pb метод по циркону (ID TIMS); использование других методов указывается в тексте.



Рис. 2. Схема тектонического положения кристаллических комплексов Монгольского и Гобийского Алтая. 1 — герциниды Южно-Монгольского пояса; 2 — каледониды краевой части Северо-Азиатского палеоконтинента; 3 — ранние каледониды Озерной зоны; 4 — тектонические пластины кристаллических пород герцинского ЮАМП; 5 — посткинематические гранитоиды (поздний палеозой—ранний мезозой); 6 — глубинные разломы, разделяющие тектонические структуры (I — Булганский, II — Заалтайский); 7 — разломы; 8 — положение объектов датирования (возраст в млн лет). Цифры в кружках — тектонические пластины: 1 — Булганская, 2 — Бодончинская, 3 — Барлагинская, 4 — Цэлская, 5 — Цогтская.

В гранулитах Цогтской пластины Гобийского Алтая (рис. 2) для парагенезиса плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксен + биотит + квари определены P-Т условия 870°С и 5.7 кбар (Козаков и др., 2002). В Бодончинской пластине в более низкотемпературных зонах условия метаморфизма М₁ определены в интервале 520-560°С и 3-3.6 кбар; для наиболее широко развитых на Монгольском и Гобийском Алтае ставролитовых и кианитовых парагенезисов позднего эпизода метаморфизма (М₂) получены значения в диапазоне 560-630°С и 5.5-7.5 кбар (Козаков и др., 2011). В Булганской тектонической пластине реликты гиперстена установлены среди диопсидовых гнейсов, слагающих центральные части будин, среди гнейсов с парагенезисом метаморфизма повышенного давления: кианит-гранат-ставролит-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц (Козаков, 1986). Это позволило связать развитие процессов данного метаморфизма с наложением на ранее высокометаморфизованные породы. Северо-западную ориентировку структур большинства тектонических пластин пояса определяет поздний эпизод метаморфизма повышенных давлений (М₂) и сопряженные с ним деформации. При этом повторное наложение метаморфизма во многих случаях "стирает" парагенезисы раннего метаморфизма М₁.

Реликты раннего метаморфизма наиболее отчетливо представлены в Цогтской тектонической пластине Гобийского Алтая (рис. 2). В ней были

Рис. 3. Пологие структуры позднего эпизода метаморфизма (M_2) в Цогтской тектонической пластине, наложенные на дайки гашуннурского комплекса, прорывающие синметаморфические (M_1) диориты с возрастом 385 ± 2 млн лет.

установлены синметаморфические амфиболовые диориты и габбро-диориты, расположенные в скальных обнажениях правого берега ручья Турген-гол в 16 км ниже сомона Цогт (рис. 3).

Возрастные значения для цирконов диоритов практически конкордантны и составляют 385 ± 2 млн лет (Бибикова и др., 1992). Данные диориты и габбро-диориты прорывают



Рис. 4. Дайки гашуннурского комплекса, разделяющие М₁ и М₂.

а — фрагмент роя даек района Цэл-сомона; б — дайки, будинированные при наложении метаморфизма M₂ дайки; в — дайка, дислоцированная при наложении сдвиговых субвертикальных деформаций этапа M₂; г — наложение лежачих складок раннего этапа метаморфизма M₂ на мигматиты этапа M₁ и прорывающие их дайки.

мигматизированные роговообманковые гнейсы с реликтами гиперстеновых гнейсов и переработаны в условиях амфиболитовой фации в ходе метаморфизма M_2 (Козаков, 1986; Козаков и др., 2002). В них присутствуют также ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов, связанных с ранним эпизодом метаморфизма M_1 . Кроме того, они прорваны дайками габброидов гашуннурского комплекса (рис. 4а), с которыми совместно деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации при метаморфизованы в амфиболитовой фации при метаморфизованы в гранатовые амфиболиты. Дайки гашуннурского комплекса образуют как отдельные тела, так и рои (рис. 4а) площадью до десятков километров.

В Бодончинской пластине возраст метаморфизма и складчатости (M_2), наложенных на мигматиты раннего метаморфизма (M_1), постметаморфические гранитоиды и дайки гашуннурского комплекса, определяют цирконы синметаморфических расслоенного габбро и трондьемитов массива Эхний-ус: 371 ± 2 и 365 ± 4 млн лет (Бибикова и др., 1992). В Цэлской пластине установлен возраст гранитоидов, определяющих интервал проявления позднего эпизода метаморфизма: 374 ± 2 и 360 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2022); при этом в ней также широко развиты дайки гашуннурского комплекса, прорывающие мигматиты раннего эпизода метаморфизма M_1 и гранитоиды, его завершающие, совместно переработанные в ходе позднего эпизода метаморфизма повышенного давления M_2 .

Проведенные исследования детритовых цирконов метатерригенных пород Бодончинской тектонической пластины позволили определить нижнюю границу их накопления возрастом 458 \pm 4.5 млн лет (Козаков и др., 2009), верхнюю — возрастом раннего эпизода метаморфизма 385 \pm 5 млн лет (Бибикова и др., 1992). Таким образом, возрастной интервал их накопления не превышал 60–70 млн лет, что соответствует позднему ордовику-раннему девону.

В тектонических пластинах ЮАМП Китайского Алтая (рис. 1) присутствуют гнейсы со ставролитом, кианитом и гранатом, но также и с андалузитом, кордиеритом и силлиманитом (Windley et al., 2002; Zheng et al., 2007), то есть в них есть парагенезисы метаморфизма как пониженного, так и повышенного давления. При этом ранними являются фрагменты высокотемпературных мигматизированных пород, а более поздними — гнейсы низкотемпературные повышенного давления (с кианитом и ставролитом), как и в тектонических пластинах Гобийского и Монгольского Алтая (рис. 2). Для пегматоидных гранитов, завершающих поздний эпизод метаморфизма в тектонической пластине Китайского Алтая, установлен возраст 373 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2011, 2022). В северо-западной части Китайского Алтая установлены гранитоиды с возрастом 462 \pm 10 млн лет (U–Th–Pb SIMS), метаморфизованные совместно с вмещающими породами в условиях амфиболитовой фации и содержащие метаморфогенные цирконы с возрастами в интервале 400–370 млн лет (Wang et al., 2006).

В Восточном Казахстане, на северо-западном продолжении ЮАМП (рис. 1), в сдвиговых зонах, ограничивающих тектонические пластины, встречаются рассланцованные гранитоиды с возрастом 226 ± 9 млн лет (Козаков и др., 2011). При этом оценка возраста метаморфизма по циркону ультраметагенных гранатовых гранитов Курчум-Кальджирской пластины составляет 362 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2011). Надо отметить, что в этой пластине метаморфизм происходил только в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии и ранний эпизод метаморфизма не фиксируется, что отличает ее от остальных пластин ЮАМП. В целом в пределах восточной части ЮАМП кристаллические породы были сформированы к началу раннего карбона и позднее не вовлекались в процессы высокотемпературного регионального метаморфизма. Развитие сдвиговых зон не фиксируется в пермских гранитоидах. Однако в северо-западном продолжении пояса в Китайском Алтае и Восточном Казахстане после завершения девонского метаморфизма в сдвиговых зонах известны более поздние пермские, главным образом низкотемпературные метаморфические преобразования.

В интервале между ранним и поздним эпизодами метаморфизма (~380–370 млн лет) происходило внедрение даек гашуннурского комплекса. Они развиты во всех тектонических пластинах ЮАМП. Наиболее широко они представлены в Цогтской, Цэлской и Бодончинской пластинах (рис. 4), образуя дайковые поля и рои метабазитов, переработанных в ходе повторного метаморфизма M₂ (рис. 46–4г).

В районе сомона Цэл метабазиты гашуннурского комплекса по геохимическим характеристикам сходны с базальтами срединно-океанических хребтов или океанических плато, а в юго-восточной части Цэлской пластины их составы смещены в область базальтов вулканических дуг. Sm-Nd изотопные исследования также дают аналогичные различия в характеристиках источников их расплавов (Козаков и др., 2019). В Цэлской тектонической пластине возрастные рубежи формирования структур были установлены на основе корреляции с этапами развития структур Бодончинской и Цогтской тектонических пластин, расположенных в северо-западном и юго-восточном продолжении ЮАМП (рис. 2). Для Цэлской тектонической пластины были получены оценки возраста циркона: 550-460 и 430-350 млн лет (LA-ICP-MS)

(Burenjargal et al., 2014; Hanħl et al., 2016), однако они не дают возможности установить положение датированных объектов по отношению к этапам структурно-метаморфического развития ЮАМП.

Складчатые структуры раннего эпизода метаморфизма (M_1) в Цогтской, Цэлской, Бодончинской и других пластинах имели изначально субмеридиональную ориентировку (в современной структуре), то есть не совпадающую с главными картируемыми северо-западными и широтными структурами тектонических пластин ЮАМП (Козаков, 1986; Козаков и др., 2007, 2011, 2022). Это фиксирует положение шарниров реликтовых складок и линейности (рис. 5а, 5б). Наложение регионального метаморфизма позднего эпизода (M_2) сопровождалось образованием на ранней стадии структур лежачих складок (рис. 5в, 5г).

Как правило, наложенный метаморфизм не сопровождался мигматитообразованием; иногда фиксируется фельдшпатизация. Структуры и минеральные парагенезисы раннего эпизода (М₁) сохраняются только как реликты, разделенные зонами рассланцевания, и в большинстве случаев затушевываются. Главными картируемыми структурами Цэлской пластины являются прямые изоклинальные складки субширотного простирания позднего эпизода (М₂) (рис. 5д) и регионально развитая кристаллизационная сланцеватость, параллельная их осевым поверхностям (Козаков и др., 2007, 2011). В Цогтской Барлагинской и Бодончинской пластинах они имеют северо-западную ориентировку, то есть в основных чертах подчиняются доминирующему простиранию ЮАМП (рис. 1). Для оценки возрастного интервала формирования структур метаморфизма М₂ Цэлской пластины были опробованы синметаморфические кварцевые диориты с возрастом 374 ± 2 млн лет. Их положение определяется наложением кристаллизационной сланцеватости (по биотиту, реже с роговой обманкой), параллельной осевым поверхностям главных картируемых изоклинальных складок позднего этапа метаморфизма, регионально развитым во вмещающих биотитовых гнейсах с пластами амфиболитов (Козаков и др., 2022). Изучение кристаллизационной сланцеватости показывает, что данные кварцевые диориты ко времени ее наложения были уже закристаллизованы, как и дайковые тела плагиогранитов поздней фазы. Пологие структуры раннего этапа метаморфизма М2, которые регионально наложены на дайки гашуннурского комплекса и мигматиты раннего эпизода метаморфизма (M₁), в кварцевых диоритах не проявлены. Следовательно, их внедрение происходило после образования структур раннего этапа, но до образования прямых складок и регионально развитой кристаллизационной сланцеватости позднего этапа метаморфизма (М₂). Запрокидывание прямых складок в Цэлской пластине и, соответственно, кристаллизационной сланцеватости в массиве на север связано с надвигами, происходившими в ходе сочленения метаморфических



пород с толщами раннего палеозоя южной окраины каледонского палеоконтинента. Эти соотношения практически совпадают с установленными для массива Эхний-ус Бодончинской пластины (374 ± 2 млн лет; Бибикова и др., 1992) — внедрение между первым и вторым этапами метаморфизма М₂. В Бодончинской, Барлагинской и Цогтской пластинах зоны их сочленения с толщами северного обрамления имеют субвертикальную ориентировку, осложненную надвигами (Козаков и др., 2022). Интрузивные кварцевые диориты с возрастом 374 ± 2 млн лет, связанные с этим метаморфизмом, в разной степени рассланцованы; сланцеватость совпадает с ориентировкой вмещающих их структур. Верхнюю возрастную границу интервала метаморфизма M_2 (360 ± 5 млн лет) определяют массивные постметаморфические субщелочные граниты юго-восточной части Цэлской пластины (Козаков и др., 2022). Во вмещающих их толщах широко представлены мигматизированные породы раннего этапа метаморфизма М₁ (рис. 5е), анатектические гранитоиды и прорывающие их метабазиты гашуннурского комплекса (рис. 4а), образующие дайковые поля.

Для установления верхней возрастной границы проявления регионального высокотемпературного метаморфизма М₁, достигающего на современном эрозионном срезе условий гранулитовой фации и/ или интенсивной мигматизации высокотемпературной амфиболитовой фации, исследованы цирконы из лейкосом мигматизированных тоналитовых гнейсов, в которых установлен гиперстен. Данные мигматизированные гнейсы представлены в скальных обнажениях Цогтской пластины правобережья ручья Гэгэтин-гол в 7 км к югу от бригады Далан у выхода в долину Гоби. Именно на этом участке установлены будины, содержащие во внутренних частях реликты двупироксеновых гранулитов, а в краевых частях рассланцованные в амфиболитовой фации (Козаков и др., 2002). В этой зоне установлены субмеридиональные структуры раннего эпизода метаморфизма М₁ (рис. 5а, 5б). Возраст раннего эпизода метаморфизма в ней был оценен по метаморфогенным цирконам из мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) с реликтами гранулитов и составил 384 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2002). Близкое, практически конкордантное значение возраста 385 ± 5 млн лет, как отмечалось, было получено для цирконов синметаморфических роговообманковых диоритов центральной части Цогтской пластины (рис. 3) (Бибикова и др., 1992).

МЕТОДИКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Выделение циркона из мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Строение кристаллов циркона изучено с помощью оптического микроскопа Leica DM/ LP (ув. 10–1000) и электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 в режиме вторичных электронов и катодолюминесценции.

Исследование U-Pb изотопной системы циркона проводили методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерной приставкой LSX-213 G2+. Использовали следующие параметры измерений: диаметр кратера 40 мкм, частота импульсов лазерного излучения 6 Гц, величина газовых потоков: гелий — 0.950 л/мин, аргон: рабочий газ — 0.990 л/ мин, вспомогательный газ — 1.9 л/мин, охлаждающий газ — 16.0 л/мин. Анализ проводили блоками, с измерением в начале и конце каждой серии стандартов цирконов: GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Полученные данные обрабатывали при помощи программы Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для построения диаграмм использована программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Для установления верхней возрастной границы метаморфизма М₁, достигающего на современном эрозионном срезе гранулитовой фации, исследован циркон из интенсивно мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) скальных обнажений Цогтской пластины на правобережье ручья Гэгэтин-гол. Циркон из данной пробы представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического габитуса (от удлиненного до короткопризматического, иногда до округлого). $K_{y_{ZZ}} = 1 - 3$. Простые формы, формирующие огранение, представлены призмами {100}, {111} и дипирамидами {101} и {111}. Ребра кристаллов сглажены. Зерна циркона прозрачные и полупрозрачные, цвет изменяется от бесцветного и бледно-желтого до светло-коричневого. Катодолюминесцентное исследование внутреннего строения кристаллов показало, что все они имеют ядра с тонкой осцилляторной зональностью и с более низкой интенсивностью люминесценции, чем тонкие оболочки (рис. 6а-6е).

Оптическое исследование показало, что зерна циркона состоят из ядер и одной или двух оболочек. Ядра в цирконе преимущественно коричневые, прозрачные, с резорбированной поверхностью, часто разбиты трещинами на отдельные блоки. Они содержат многочисленные первичные, частично раскристаллизованные (с силикатным стеклом) расплавные включения; вторичные полностью раскристаллизованные расплавные включения и вторичные флюидные включения, приуроченные к трещинкам. Присутствие первичных расплавных включений в ядрах циркона свидетельствует об их вулканическом



Рис. 6. Катодолюминесцентные изображения кристаллов циркона из пробы 5189-3.

генезисе. Практически все первичные расплавные включения в ядрах декрепитированы, что позволяет предположить проявление более позднего высокотемпературного процесса метаморфизма. Оболочка вокруг ядер широкая — в большинстве случаев составляет не менее половины зерна (рис. 6б), бесцветная или желтоватая. Она содержит первичные расплавные и многочисленные флюидные включения, указывающие на ее образование при высокотемпературном метаморфизме, возможно гранулитовом. Поверхность резорбирована и иногда деформирована — разбита субпараллельными, часто изогнутыми

Рис. 7. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 5189-3, (б) диаграмма с конкордией для точек с D < 2% (кроме одной, другого возраста) и (в) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению 206 Pb/ 238 U для точек с D < 2% (46 зерен).



ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ

Номер		Изс	отопные	отноше	ния		Pho	Содер: мк	жание, г/г	Th /I I	Возра млн л	аст, 1ет	D %
образца	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	KIIO	Th	U	111/0	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	D, 70
1181-01	0.0558	0.0008	0.4071	0.0077	0.0529	0.0009	0.71	1321	1164	1.14	332	11	-4.2
1181-02	0.0561	0.0009	0.4626	0.0093	0.0598	0.0010	0.70	575	441	1.30	374	12	-3.0
1181-03	0.0569	0.0016	0.4739	0.0140	0.0604	0.0010	0.63	160	180	0.89	378	13	-4.0
1181-04	0.0606	0.0010	0.4810	0.0096	0.0576	0.0009	0.69	496	722	0.69	361	11	-9.5
1181-08	0.0555	0.0010	0.4698	0.0104	0.0614	0.0010	0.68	238	284	0.84	384	12	-1.7
1181-10	0.0535	0.0008	0.4496	0.0087	0.0609	0.0010	0.71	1080	689	1.57	381	12	1.1
1181-100	0.0583	0.0011	0.4910	0.0106	0.0611	0.0009	0.66	752	843	0.89	383	11	-5.7
1181-102	0.0532	0.0011	0.4584	0.0105	0.0625	0.0010	0.65	493	456	1.08	391	12	2.1
1181-106	0.0585	0.0010	0.4762	0.0104	0.0590	0.0010	0.69	913	1016	0.90	370	12	-6.5
1181-107	0.0561	0.0019	0.4948	0.0175	0.0640	0.0012	0.62	111	177	0.63	400	14	-2.0
1181-109	0.0513	0.0014	0.4387	0.0129	0.0620	0.0011	0.64	175	213	0.82	388	13	5.0
1181-112	0.0549	0.0011	0.4640	0.0110	0.0613	0.0011	0.68	413	422	0.98	384	13	-0.8
1181-113	0.0595	0.0013	0.5109	0.0131	0.0623	0.0011	0.66	341	350	0.98	389	13	-7.1
1181-114	0.0548	0.0013	0.4630	0.0123	0.0613	0.0011	0.66	186	251	0.74	383	13	-0.8
1181-115	0.0534	0.0012	0.4693	0.0117	0.0637	0.0011	0.66	410	390	1.05	398	13	1.9
1181-116	0.0584	0.0011	0.5051	0.0115	0.0627	0.0011	0.68	626	578	1.08	392	13	-5.5
1181-117	0.0545	0.0012	0.4543	0.0114	0.0604	0.0011	0.67	344	419	0.82	378	13	-0.5
1181-12	0.0556	0.0013	0.4621	0.0122	0.0603	0.0010	0.65	78	132	0.59	378	12	-2.1
1181-121	0.0538	0.0011	0.4630	0.0113	0.0625	0.0011	0.6	665	513	1.30	391	13	1.1
1181-122	0.1207	0.0033	1.0990	0.0329	0.0661	0.0013	0.64	98	162	0.60	413	15	-45.2
1181-123	0.0562	0.0011	0.4715	0.0113	0.0609	0.0011	0.67	623	583	1.07	381	13	-2.8
1181-124	0.0538	0.0014	0.4630	0.0135	0.0624	0.0011	0.64	213	257	0.83	390	13	1.0
1181-125	0.0563	0.0013	0.4813	0.0125	0.0619	0.0011	0.66	550	430	1.28	388	13	-2.9
1181-127	0.0540	0.0010	0.4388	0.0095	0.0589	0.0009	0.67	252	284	0.89	369	11	-0.1
1181-128	0.0538	0.0009	0.4542	0.0092	0.0612	0.0010	0.68	386	406	0.95	383	12	0.7
1181-129	0.0554	0.0010	0.4675	0.0097	0.0612	0.0010	0.68	312	329	0.95	383	12	-1.7
1181-130	0.0542	0.0010	0.4587	0.0096	0.0614	0.0010	0.68	210	260	0.81	384	12	0.3
1181-132	0.0589	0.0012	0.5052	0.0117	0.0622	0.0010	0.66	183	246	0.74	389	12	-6.3
1181-133	0.0542	0.0011	0.4461	0.0101	0.0597	0.0010	0.66	211	263	0.80	374	12	-0.1
1181-134	0.0575	0.0013	0.5153	0.0128	0.0650	0.0010	0.65	197	228	0.86	406	13	-3.7
1181-135	0.0620	0.0013	0.5061	0.0120	0.0592	0.0010	0.65	183	216	0.85	371	12	-10.9
1181-136	0.0542	0.0011	0.4511	0.0103	0.0604	0.0010	0.66	256	255	1.00	378	12	0.0
1181-137	0.0567	0.0012	0.4623	0.0111	0.0591	0.0010	0.66	152	209	0.73	370	12	-4.0
1181-14	0.0548	0.0010	0.4456	0.0095	0.0590	0.0010	0.69	557	436	1.28	370	12	-1.2
1181-140	0.0549	0.0009	0.4226	0.0087	0.0559	0.0009	0.68	847	1001	0.85	351	11	-2.1
1181-141	0.0553	0.0013	0.4619	0.0119	0.0606	0.0010	0.64	170	208	0.82	379	12	-1.7
1181-142	0.0550	0.0011	0.4550	0.0103	0.0600	0.0010	0.66	435	422	1.03	376	12	-1.4

Таблица 1. Результаты U–Pb LA-ICP-MS исследований цирконов пробы 5189-3

Таблица 1. Продолжение

Номер		Изс	отопные	отноше	ния		Dho	Содер: мк	жание, г/г	ть /⊥⊺	Возра млн л	аст, 1ет	D 07
образца	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	Kno	Th	U	In/U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	D, %
1181-143	0.0594	0.0014	0.4783	0.0125	0.0584	0.0010	0.64	164	213	0.77	366	12	-7.8
1181-144	0.0549	0.0015	0.4609	0.0131	0.0609	0.0010	0.63	82	132	0.62	381	12	-1.0
1181-146	0.0809	0.0018	0.7139	0.0177	0.0640	0.0010	0.65	91	152	0.60	400	13	-26.9
1181-15	0.0544	0.0011	0.4532	0.0104	0.0605	0.0010	0.67	514	275	1.87	378	12	-0.3
1181-17	0.0587	0.0008	0.4118	0.0079	0.0509	0.0008	0.71	2249	2145	1.05	320	10	-8.6
1181-18	0.0571	0.0010	0.4803	0.0104	0.0610	0.0010	0.68	493	490	1.01	382	12	-4.1
1181-19	0.0548	0.0011	0.4583	0.0110	0.0606	0.0010	0.66	293	304	0.97	380	12	-0.9
1181-20	0.0613	0.0012	0.5189	0.0118	0.0614	0.0010	0.66	412	443	0.93	384	12	-9.5
1181-21	0.0618	0.0012	0.5217	0.0116	0.0613	0.0010	0.67	279	285	0.98	383	12	-10.1
1181-22	0.0547	0.0012	0.4682	0.0117	0.0621	0.0011	0.66	255	257	0.99	388	13	-0.4
1181-24	0.0543	0.0009	0.4576	0.0098	0.0611	0.0010	0.69	734	573	1.28	382	12	-0.1
1181-25	0.0549	0.0011	0.4711	0.0111	0.0622	0.0011	0.67	288	315	0.91	389	13	-0.7
1181-26	0.0560	0.0013	0.4767	0.0123	0.0618	0.0011	0.65	140	255	0.55	386	13	-2.4
1181-29	0.0592	0.0010	0.5273	0.0103	0.0646	0.0010	0.68	1071	662	1.62	403	12	-6.2
1181-31	0.0546	0.0010	0.4643	0.0097	0.0616	0.0009	0.66	401	395	1.01	386	11	-0.4
1181-32	0.0544	0.0008	0.4585	0.0085	0.0611	0.0009	0.69	897	757	1.18	383	11	-0.2
1181-33	0.0535	0.0017	0.4537	0.0148	0.0615	0.0010	0.61	74	119	0.62	385	12	1.2
1181-34	0.0553	0.0011	0.4203	0.0090	0.0551	0.0008	0.66	745	640	1.16	346	10	-2.9
1181-35	0.0551	0.0015	0.4890	0.0147	0.0644	0.0011	0.63	63	113	0.56	402	13	-0.5
1181-36	0.0563	0.0011	0.3972	0.0084	0.0512	0.0008	0.66	413	1068	0.39	322	9	-5.2
1181-37	0.0562	0.0013	0.4863	0.0125	0.0627	0.0010	0.63	251	283	0.89	392	12	-2.5
1181-38	0.0548	0.0013	0.4596	0.0120	0.0608	0.0009	0.63	183	242	0.76	380	11	-0.9
1181-39	0.0555	0.0010	0.4642	0.0094	0.0606	0.0009	0.67	1367	941	1.45	380	11	-2.0
1181-41	0.0546	0.0016	0.4636	0.0141	0.0616	0.0010	0.61	100	127	0.79	385	12	-0.4
1181-42	0.0582	0.0009	0.4962	0.0093	0.0619	0.0010	0.70	3103	2060	1.51	387	12	-5.4
1181-43	0.0525	0.0015	0.4819	0.0145	0.0666	0.0010	0.61	188	234	0.80	415	12	4.0
1181-44	0.0553	0.0012	0.4666	0.0112	0.0612	0.0009	0.64	347	395	0.88	383	11	-1.5
1181-45	0.0550	0.0014	0.4753	0.0127	0.0627	0.0010	0.63	295	336	0.88	392	12	-0.8
1181-46	0.0608	0.0014	0.4988	0.0123	0.0595	0.0009	0.64	666	535	1.25	372	11	-9.4
1181-49	0.0548	0.0008	0.4546	0.0080	0.0602	0.0009	0.69	1773	1247	1.42	377	11	-1.0
1181-50	0.0712	0.0014	0.6324	0.0141	0.0644	0.0010	0.67	449	314	1.43	402	13	-19.1
1181-51	0.0526	0.0008	0.3265	0.0060	0.0450	0.0007	0.68	84	1366	0.06	284	8	-1.1
1181-52	0.0608	0.0013	0.5222	0.0126	0.0623	0.0010	0.66	216	180	1.20	390	12	-8.6
1181-54	0.0542	0.0016	0.4428	0.0135	0.0592	0.0009	0.61	104	130	0.80	371	11	-0.4
1181-55	0.0617	0.0013	0.4792	0.0117	0.0564	0.0009	0.65	294	293	1.00	354	11	-11.1
1181-56	0.0633	0.0014	0.5477	0.0139	0.0627	0.0011	0.65	669	617	1.08	392	13	-11.5
1181-57	0.0560	0.0011	0.4558	0.0102	0.0591	0.0009	0.65	194	262	0.74	370	11	-2.9
1181-59	0.0612	0.0011	0.5120	0.0103	0.0606	0.0009	0.67	1154	1222	0.94	380	11	-9.6

Номер		Изс	отопные	отноше	ния		Pho	Содер: мк	жание, г/г	Th /II	Возра млн л	аст, 1ет	D %
образца	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±1σ	KIIO	Th	U	111/0	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	D, 70
1181-65	0.0514	0.0014	0.4127	0.0121	0.0582	0.0009	0.62	143	191	0.75	365	11	4.0
1181-66	0.0566	0.0014	0.4719	0.0127	0.0604	0.0009	0.63	192	178	1.08	378	11	-3.6
1181-67	0.0542	0.0012	0.4540	0.0113	0.0607	0.0009	0.64	181	216	0.84	380	11	0.0
1181-68	0.0552	0.0010	0.4571	0.0094	0.0601	0.0009	0.66	483	480	1.00	376	11	-1.6
1181-69	0.0533	0.0013	0.4423	0.0122	0.0602	0.0010	0.64	171	193	0.89	377	12	1.4
1181-70	0.0567	0.0017	0.4511	0.0137	0.0577	0.0009	0.61	141	175	0.81	362	11	-4.4
1181-71	0.0746	0.0019	0.6568	0.0184	0.0638	0.0011	0.64	101	124	0.81	399	13	-22.2
1181-73	0.0550	0.0012	0.4556	0.0110	0.0601	0.0009	0.64	272	306	0.89	376	11	-1.3
1181-74	0.0513	0.0014	0.4320	0.0122	0.0611	0.0009	0.62	136	185	0.73	382	11	4.8
1181-75	0.0568	0.0013	0.4902	0.0121	0.0626	0.0010	0.64	195	286	0.68	391	12	-3.4
1181-79	0.0538	0.0009	0.3358	0.0068	0.0453	0.0007	0.67	107	1738	0.06	286	8	-2.9
1181-80	0.0567	0.0008	0.4770	0.0087	0.0611	0.0009	0.69	2068	1231	1.68	382	11	-3.5
1181-81	0.0558	0.0012	0.4847	0.0113	0.0630	0.0010	0.65	313	277	1.13	394	12	-1.9
1181-85	0.0583	0.0008	0.4935	0.0085	0.0613	0.0009	0.70	3391	2158	1.57	384	11	-5.8
1181-89	0.0537	0.0014	0.4510	0.0128	0.0609	0.0009	0.62	140	140	1.00	381	11	0.9
1181-90	0.0564	0.0010	0.4885	0.0101	0.0628	0.0009	0.66	1706	1069	1.60	393	11	-2.7
1181-91	0.0568	0.0012	0.4929	0.0112	0.0629	0.0010	0.65	264	299	0.88	393	12	-3.4
1181-93	0.0555	0.0010	0.4886	0.0101	0.0639	0.0010	0.67	462	853	0.54	399	12	-1.1
1181-94	0.0538	0.0011	0.4651	0.0102	0.0626	0.0010	0.65	450	438	1.03	392	12	1.0
1181-96	0.0544	0.0010	0.4641	0.0095	0.0618	0.0009	0.67	703	543	1.29	387	11	-0.1
1181-97	0.0650	0.0012	0.5413	0.0113	0.0604	0.0009	0.67	857	1214	0.71	378	11	-13.9
1181-98	0.0546	0.0012	0.4633	0.0113	0.0615	0.0009	0.64	279	345	0.81	385	12	-0.4
1181-99	0.0653	0.0013	0.5348	0.0120	0.0594	0.0009	0.66	2889	1276	2.26	372	11	-14.5

Таблица 1. Окончание

Примечание. Rho – коэффициент корреляции 207 Pb/ 235 U $-{}^{206}$ Pb/ 238 U, D – степень дискордантности.

трещинами, позволяющими предположить не только наложение более позднего процесса, но и его высокобарический тип. Внешняя оболочка обычно прерывистая, бесцветная и содержит только единичные флюидные включения, что свидетельствует о ее метаморфической природе. Неровный характер поверхности между оболочками и фрагментарность внешней оболочки позволяют предположить, что поздний эпизод метаморфизма M_2 имел меньшую температуру (560–630°С при 5.5–7.5 кбар) по сравнению с метаморфизмом M_1 (около 870°С при 5.7 кбар).

Всего методом LA-ICP-MS было проанализировано 98 зерен циркона из образца 5189-3 (шайба 1181) (табл. 1). По результатам измерений построена диаграмма с конкордией (рис. 7а). Для точек

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024

с полученным значением дискордантности <2% (46 зерен) построены гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению 206 Pb/ 238 U (рис. 7в). Для 45 точек (кроме одной, другого возраста) получено конкордантное значение возраста 383.2 ± 1.8 млн лет (рис. 7б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метаморфические преобразования установленных эпизодов не являются стадиями развития единого герцинского цикла метаморфизма, происходившего в интервале около 390–360 млн лет. Они разделены относительно кратковременной стадией стабилизации (385–375 млн лет). Стадия стабилизации предполагает смену тектонических обстановок, которую фиксирует внедрение массивов постметаморфических гранитов, завершающих метаморфизм М₁, а также формирование роев даек гашуннурского комплекса, имеющих секущие соотношения с мигматитами (рис. 4а) и постметаморфическими гранитами (Козаков и др., 2007, 2019, 2022). После внедрения даек все метаморфические породы и постметаморфические гранитоиды раннего эпизода (М₁) совместно с дайками вовлекались в структурно-метаморфические преобразования в ходе наложенного цикла метаморфизма (М₂) (рис. 5в, 5г) в условиях амфиболитовой фации — процесс, названный П. Эскола (1967) "эффектом Седерхольма" в честь открывшего его И. Седерхольма (Sederholm, 1934). В геологическом развитии Балтийского щита Восточно-Европейской платформы данная последовательность геологических процессов послужила основанием для выделения двух эпох диастрофизма (Салоп, 1971). Позднее проявление двух тектоно-метаморфических циклов (архейского и раннепротерозойского) было обосновано геохронологически. В развитии раннедокембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы также установлены периоды стабилизации и рифтогенеза на рубеже архея и раннего протерозоя. Однако для древних платформ периоды стабилизации по сравнению с фанерозойскими поясами происходили значительно дольше, во многом определяясь длительностью существования мантийных плюмов. Тектоническое событие 2.5–2.4 млрд лет имело глобальный характер и проявилось на большинстве континентов в виде континентального рифтогенеза и внутриплитного, преимущественно мафического магматизма (Escola, 1948; Эскола, 1967; Глебовицкий, 1993; Ларин и др., 2012). В пределах Алдано-Станового щита чарнокитам и габброидам с возрастами 2611 ± 38 и 2623 ± 23 млн лет предшествовал архейский метаморфизм гранулитовой фации с возрастом ~2627 ± 16 млн лет, при этом они были повторно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации в раннем протерозое около 1849 ± 15 млн лет назад (Сальникова и др., 2004).

Рассматривая возможную тектоническую обстановку формирования ЮАМП, надо подчеркнуть, что к концу кембрия-началу ордовика был сформирован раннекаледонский палеоконтинент и по его южной окраине установился режим пассивной окраины (Руженцев, Поспелов, 1992). В раннем-среднем палеозое произошло преобразование пассивной окраины в активную и, соответственно, формирование аккреционного клина. Спектр возрастов детритовых цирконов указывает на значительную роль раннепалеозойских пород в источнике осадков, но также свидетельствует о подчиненном участии более древних комплексов — ранне- и позднедокембрийских (Jiang et al., 2011, 2012). Изотопные характеристики Рь и Nd средне- и позднепалеозойских гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая также отражают неоднородность их источников, которыми являлись

метатерригенные породы новообразованного аккреционного клина. Они могли формироваться как продукты разрушения пород с Pb и Nd изотопными характеристиками островодужных комплексов Озёрной зоны, а также ранне- и позднедокембрийских террейнов южного обрамления Сибирской платформы — источников метаморфических пород с древнекоровыми изотопными характеристиками (Саватенков и др., 2020).

В конце раннего девона и в среднем девоне в пределах Южно-Монгольского палеоокеана формировалась система островных дуг и задуговых прогибов, что характеризует быстрый рост ювенильной коры (Ярмолюк и др., 2007). К середине девона прекратился спрединг в океанических бассейнах и в результате действия протяженных зон субдукции вдоль Сибирского континента и Казахстана началось их активное закрытие.

Результаты проведенных исследований позволяют рассмотреть следующую последовательность формирования моно- и полиметаморфических комплексов ЮАМП. В раннем девоне в обрамлении каледонского палеоконтинента в океанических бассейнах начались процессы конвергенции, а на окраине каледонского палеоконтинента произошел переход к режиму активной окраины. С этим процессом связан ранний эпизод регионального метаморфизма (М₁) в интервале около 390-380 млн лет. Условия этого метаморфизма (повышенная температура и пониженное давление) предполагают пологую субдукцию горячей океанической плиты при близком расположении оси спрединга к окраине каледонского Сибирского палеоконтинента. В ходе субдукции спрединговый центр перемещался в направлении новообразованной активной окраины каледонского палеоконтинента и впоследствии был субдуцирован под окраину континента. С его прохождением под краем континента могло быть связано развитие рифтогенных процессов в ходе последнего субдукционного процесса, кратковременная стабилизация и внедрение постметаморфических гранитоидов по отношению к структурам раннего эпизода метаморфизма М₁. С погружением спредингового хребта под край континента в интервале ~380-370 млн лет могло быть связано формирование роев даек гашуннурского комплекса (Козаков и др., 2019, 2022).

Позднедевонский эпизод (370–360 млн лет) метаморфизма повышенного давления (M₂) коррелирует с продолжением аккреции среднепалеозойских островодужных комплексов блоков Южной Монголии (Ярмолюк и др., 2007). С ним связано формирование тектонических пластин различного порядка, а также становление их внутренней чешуйчатой структуры. Возобновление субдукционного процесса привело к развитию регионального метаморфизма повышенного давления и переработке метаморфических пород раннего эпизода, а также завершающих его гранитоидов и даек гашуннурского комплекса.

В тектонических пластинах Монгольского Алтая ранний метаморфизм M₁, как правило, установлен в относительно узкой полосе их южных частей. Структурно-метаморфические преобразования, связанные с метаморфизмом М₂, проявлены как наложенные в ранее метаморфизованных породах, но также и в породах, в которых не фиксируется парагенезисов или структур, связанных с более ранним метаморфизмом. Следовательно, сочленение этих образований происходило до начала метаморфизма повышенного давления (M₂). Метаморфические преобразования М₂ были наложены как на породы, достигающие уровня высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации, так и на породы более низких степеней метаморфизма М₁. Изменение термодинамического режима метаморфизма — переход от режима пониженного давления к повышенному в интервалах "против движения часовой стрелки" — могло быть связано с проявлением периода стабилизации и, соответственно, охлаждения сформированных метаморфических образований. В ходе продолжения аккреционно-коллизионного процесса и возобновления субдукции по мере перемещения ранее сформированных метаморфических пород этапа М₁ от края каледонского палеоконтинента могло произойти изменение термодинамического режима, возможно, вследствие изменения угла наклона субдукционных зон (Лиханов, 2020).

Вместе с тем проявление наложенного метаморфизма не обязательно может быть связазано с неоднократным развитием тектоно-метаморфических циклов, разделенных периодом стабилизации. Интервал между циклами может быть различной длительности. Например, для фундамента древних платформ — это архей и ранний протерозой, как это было показано для Балтийского щита Восточно-Европейской платформы и для раннедокембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы.

В свекофеннидах юго-западного Приладожья в зоне линейной складчатости известно наложение метаморфизма амфиболитой фации на гранулиты, что связывалось с более поздним наложенным метаморфизмом. Однако было показано (Судовиков и др., 1969), что в данной зоне линейной изоклинальной сладчатости развиты "слайд-структуры", с которыми связано образование тектонических пластин по породам гранулитовой фации, и по сдвиговым зонам происходило перемещение гранулитов в зону амфиболитовой фации. В результате образовалась кристаллизационная сланцеватость амфиболитовой фации, наложенная на гранулиты. С этими же синметаморфическими сдвиговыми зонами связано наложение раннепротерозойского метаморфизма амфиболитовой фации на гиперстеновые чарнокиты Куркиёкского массива и тоналиты Лауватсарского массива (1871 ± 6 и 1864 ± 19 млн лет соответственно); завершение метаморфизма фиксируют постскладчатые калиевые граниты Тервусского массива с возрастом 1856

± 7 млн лет (Козаков и др., 1997). В данном случае стадийность развития процессов метаморфизма может рассматриваться в рамках одного тектоно-метаморфического цикла в интервале около 1870–1850 млн лет.

В Сангиленском блоке Тувино-Монгольского террейна ранний эпизод метаморфизма повышенного давления проявился 536 ± 6 млн лет назад, а поздний эпизод пониженного давления — 495-505 млн лет назад. В интервале около 530-510 млн лет происходило внедрение даек базитов, секущих мигматиты раннего эпизода. При этом гранулитовый метаморфизм определен на том же раннепалеозойском рубеже 494 ± 11 млн лет (Козаков и др., 2001, U-Th-Pb, SIMS), что и наложенный и прогрессивный метаморфизм (~505-490 млн лет) в Сангиленском и Хан-Хухэйском блоках Тувино-Монгольского террейна (Козаков, Азимов, 2017; Козаков и др., 2019, 2021). Таким образом, стадия стабилизации, фиксируемая дайками габброидов и последующим наложением метаморфизма амфиболитовой фации пониженного давления на метаморфиты моренского комплекса повышенного давления (дистен-ортоклазовая фация) (Козаков, 1976, 1986), устанавливается только в интервале ~530-510 млн лет. Наложение же метаморфизма амфиболитовой фации на сверхвысокотемпературные гранулиты (Азимов и др., 2018) связано с перемещением тектонических пластин при формировании главных картируемых субвертикальных изоклинальных складок из зоны гранулитовой фации в верхние структурные этажи на уровень амфиболитовой фации. Таким образом, этот процесс отражает стадии развития единого раннепалеозойского (~505-495 млн лет) тектоно-метаморфического цикла, происходившего в условиях повышенной температуры и пониженного давления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование Южно-Алтайского метаморфического пояса отражает основные этапы развития девонской континентальной окраины каледонского палеоконтинента. Субдукция молодой океанический плиты вблизи оси спрединга обусловила ранний эпизод метаморфизма M₁ в интервале около 390—380 млн лет.

Погружение спредингового хребта под активную окраину обрамления каледонского палеоконтинента и открытие астеносферного окна инициировало перерыв в развитии субдукционной зоны и, соответственно, перерыв в развитии метаморфизма раннего эпизода в интервале около 380–375 млн лет.

Поздний эпизод метаморфизма M₂ в интервале около 370—360 млн лет связан с продолжением аккреционно-коллизионного процесса причленения островодужных комплексов Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского палеоокеанических бассейнов к Алтайской окраине Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов.

Можно предположить, что изменение ориентировки структур при переходе к позднему эпизоду метаморфизма связано с проявлением стабилизации и, соответственно, охлаждения сформированных к этому рубежу метаморфических пород. Возобновление аккреционно-коллизионного процесса и начало позднего эпизода метаморфизма, возможно, происходило в ходе сочленения и совместной деформации пород разной компетентности — консолидированных метаморфических пород и терригенно-вулканогенных образований, ранее не вовлеченных в процессы метаморфизма.

В целом становление ЮАМП связано с развитием герцинского Южно-Монгольского палеоокеанического бассейна, в котором активное многоэтапное развитие проявлено в обрамлении каледонского палеоконтинента. Однако следует отметить, что структурно-метаморфические преобразования ЮАМП не проявлены в толщах его обрамления: ни в структурах венда-кембрия северного обрамления, ни в герцинидах южного обрамления, между которыми он расположен. В них нет признаков наложения герцинского метаморфизма. Следовательно, положение тектонических пластин ЮАМП в современной структуре обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями, оторванными во времени от проявленных в них процессов регионального метаморфизма, что может быть связанно с вращением Сибирской платформы (Метелкин, 2012) относительно структур фанерозойского обрамления.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам А.Н. Диденко, А.М. Ларину и А.Б. Котову за замечания и рекомендации, которые улучшили понимание сделанных авторами выводов в представленной статье. Авторы также глубоко признательны Г.П. Плескач за многолетнее высокопрофессиональное выполнение картографических и оформительных работ для представления результатов наших исследований.

Источники финансирования. Исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках программы НИР: FMUW-2022-0003 (Санкт-Петербург) и тем государственного задания Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (UHT/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162. https://doi.org/10.7868/ S0869565218080108

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.М. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.

Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 59–75.

Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимов И.А., Полянский Н.В., Пономарева А.П., Найденов Б.М., Хохлов П.И. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61–74.

Козаков И.К.Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 159–160.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. 635–645.

Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 23–36.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 1. С. 82–87.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 133–159.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В. Возраст источника метатерригенных пород Южно-Алтайского

метаморфического пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 41–48.

Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Оюунчимэг Ц., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамическая обстановка формирования полии монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 233–257.

Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Гороховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 3–26.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. Этапы формирования Южно-Алтайского метаморфического пояса (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 356–370.

Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

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

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., Алехин И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термохронологических данных и Р–Т параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1256–1275.

Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 111–117.

Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.

Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Руднев С.Н., Оюунчимэг Ц. Рь и Nd изотопная систематика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.

Салоп Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано- Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие подвижных поясов (Северное Приладожье). Ленинград: Наука, 1969. С. 1–27.

Сухоруков В.П. Состав и условия формирования андалузит-кианит-силлиманитовых сегрегаций в метаморфических породах Целского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 478–482.

Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В. Реконструкция *Р*–*Т* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. С. 441–466.

Эскола П. Докембрий Финландии // Докембрий Скандинавии. Ред. Ранкама К. М.: Мир, 1967.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Энжин Г. Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 6. С. 804–809.

Burenjargal U., Okamoto A., Kuwata T., Sakata S., Hirata T., Tsuchiya N. Thermal evolution of the Tseel Terrane, SW Mongolia and its relation to granitoid intrusions in the Central Asian Orogenic Belt // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. P. 765–790.

Hanħl P., Schulmann K., Vojtwch Janouek V., Ondrej Lexa O., Hrdliukov K., Jiang Yi., Burianek D., Battushig Altanbaatar B., Ganchuluun T., Erban V. Making continental crust: origin of Devonian orthogneisses from SE Mongolian Altai // J. Geosci. 2016. V. 61. P. 25–50.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation—inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

Jiang Y., Sun M., Zhao G., Yuan C., Xiao W., Xia X., Long X., Wu F. Precambrian detrital zircons in the Early Paleozoic Chinese Altai: their provenance and implications for the crustal growth of Central Asia // Precambrian Res. 2011. V. 189. P. 140–154.

Jiang Y., Sun M., Kröner A., Tumurkhuu D., Long X., Zhao G.C., Yuan C., Xiao W.J. The high-grade Tseel terrane

in SW Mongolia: an early Paleozoic arc system or a Precambrian sliver? // Lithos. 2012. V. 142–143. P. 95–115.

Kröner A., Lehmann J., Schulmann K., Demoux A., Lexa O., Tomurhuu D., Štípská P., Liu D., Wingate M. T.D. Devonian orthogneisses from SE Mongolian Altai: lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by Late Paleozoic accretion // Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.

Ludwig K.R. Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2008. \mathbb{N} 4. 76 p.

Sederholm J.J. On migmatites and associated rocks of Southwestern Finland, pt. 3. The Aland Islands // Bull. Comm. Geol. Finlande. 1934. № 107.

van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // Proc. 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts, 1999. 305 p. *Wang T., Hong D., Jahn B., Tong Yi., Wang Ya., Han B., Wang Xi.* Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from Altay Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of accretionary orogen // J. Geol. 2006. V. 114. P. 735–751.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Newslett. 1995. V. 19. P. 1–23.

Windley B.F., Kröner A., Guo Ji., Qu G., Li Y., Zhang Ch. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geol. 2002. V. 110. P. 719–737.

Zheng Ch.Q., Kato T., Enami M., Xu U. CHIME monazite ages of metasediments from Altai orogen in northwestern China: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance // Island Arc. 2007. V. 16. P. 598–604.

Рецензенты А. Н. Диденко, А. М. Ларин, А. Б. Котов

Polymetamorphism in the Geological Development of the South Altai Metamorphic Belt, Central Asian Folded Belt

I. K. Kozakov^{a, #}, M. O. Anosova^b, T. I. Kirnozova^b, Yu. V. Plotkina^a, E. V. Tolmacheva^a, Ch. Erdenezhargal^{c, d}

^aInstitute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia ^bVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^cInstitute of Geology, Academy of Sciences of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia ^dMongolian National University, Ulaanbaatar, Mongolia [#]e-mail: ivan-kozakov@vandex.ru</sup>

The crystal complexes of the Hercynian South Altai Metamorphic Belt (SAMP), which is a part of the Central Asian Folded Belt, with a length of more than 1500 km, compose tectonic plates of different scales, in which the level of metamorphism in the early stages reached the conditions of hightemperature subfacies of amphibolite and, in places, granulite facies. In tectonic terms, the band of their exits is confined to the outskirts of the North Asian Caledonian continent, stretching from southeast to northwest along the southern slope of the Gobi, Mongolian and Chinese Altai to Eastern Kazakhstan, where they are represented in the Irtysh shear zone. Poly- and monometamorphic complexes have been established as a part of the SAMP. The age of granitoids of the late episode of metamorphism was determined for the Tsel tectonic plate of the Gobi Altai in the southeastern part of the SAMP: from 374 \pm 2 to 360 \pm 5 million years. These and previously obtained results show that the early episode of lowpressure metamorphism and the late episode of high-pressure metamorphism occurred in the intervals of ~390–385 and 375–360 MA, respectively, almost throughout this belt. In the interval between them, a short-term stabilization stage is fixed. These processes occurred during the closure of the basin with the oceanic crust of the Tethys series of the South Mongolian Ocean (Paleothesis I). The spatial position of the SAMP is due to the asymmetry of the structure of the basin, in which the active continental margin is represented along its northern part, and the passive one along the southern (in modern coordinates).

Keywords: Central Asian folded belt, Hercynides, South Altai Metamorphic Belt, polymetamorphism, dike swarms, geodynamic conditions

УДК 551.762.23:564.53(571.5)

ГРАНИЦА СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ЮРЫ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ: ПРОБЛЕМЫ ОБОСНОВАНИЯ

© 2024 г. В. Г. Князев¹, А. С. Алифиров^{2,*}

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов ЯНЦ СО РАН, Якутск ²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск *e-mail: aalifirov@gmail.com Поступила в редакцию 28.01.2023 г. После доработки 21.03.2023 г.

Принята к публикации 05.04.2023 г.

Критически обсуждаются основания для выделения в верхнем келловее Сибири зоны Eboraciceras subordinarium. Подробно рассмотрены ключевые разрезы этой зоны и характеризующий ее комплекс аммонитов. Сделан вывод о невозможности выделения зоны Eboraciceras subordinarium и ее дальнейшем использовании в стратиграфических схемах. Северосибирские формы, определявшиеся ранее как позднекелловейские Eboraciceras, в большинстве своем отнесены к Rondiceras и указывают на среднекелловейский возраст вмещающих пород. В качестве приблизительного аналога европейской зоны Q. lamberti в верхнем келловее Сибири предложены слои с Cadoquenstedtoceras begichevi.

Ключевые слова: аммониты, зональная шкала, верхний келловей, Eboraciceras

DOI: 10.31857/S0869592X24010039, EDN: ZKDVGO

ВВЕДЕНИЕ

Со времени выделения в сибирском келловее зоны Eboraciceras subordinarium, а в оксфорде — Cardioceras obliteratum (Князев, 1975; Меледина, 1977) граница между этими зонами совпадает с границей ярусов в зональных шкалах юры Сибири. Выделение обеих зон в разрезах на севере Сибири считалось обоснованным. Они использовались при разработке стратиграфических схем и составлении бореального стандарта (Захаров и др., 1997; Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004; Никитенко и др., 2013). В последние годы авторы данной статьи занимались ревизией системы келловейских аммонитов Сибири (Князев и др., 2020; Князев, Алифиров, 2022; Алифиров, Князев, 2020) и столкнулись с проблемой обоснования зоны Eboraciceras subordinarium, которая подробно будет изложена ниже.

Западноевропейским аналогом зоны Subordinarium считается зона Lamberti, которая присутствует в стратиграфической схеме Западной Сибири и в некоторых версиях бореального стандарта (Решение..., 2004; Zakharov, Rogov, 2014). Сомнения в том, что зоны Subordinarium и Lamberti полностью соответствуют друг другу, были высказаны еще в работе (Callomon, Wright, 1989), где авторы не согласились с присутствием в Сибири рода Еboraciceras Buckman, к которому были отнесены аммониты в трудах С.В. Мелединой (1977, 1994 и др.). Представления Дж. Калломона и Дж. Райта

не были приняты отечественными специалистами вплоть до выхода статей Ю.С. Репина (Репин, 2002, 2008; Репин и др., 2006), в которых он отнес изображенные в публикациях сибирские "Eboraciceras" к новому роду Dolganites Repin и выделил в верхнем келловее новые зоны Adzvensis и Adzvavomense с иной корреляцией по отношению к зоне Lamberti, нежели зона Subordinarium.

Проблема определения рода Eboraciceras в Сибири рассматривалась в работе (Князев, Алифиров, 2022). В результате проведенных исследований был выделен новый род кардиоцератид — Саdoquenstedtoceras Knyazev et Alifirov. В данной статье детально рассмотрены ключевые сибирские разрезы для пограничного келловейско-оксфордского интервала с целью уточнения в них положения границы данных ярусов.

МАТЕРИАЛ

В распоряжении авторов имеется богатейшая коллекция аммонитов из пограничных отложений келловея и оксфорда Сибири, собранная В.Г. Князевым (ИГАБМ СО РАН), С.В. Мелединой (ИНГГ СО РАН), А.Н. Алейниковым (СНИИГГиМС), А.С. Алифировым (ИНГГ СО РАН) на протяжении пяти десятилетий и представленная многочисленными экземплярами великолепной сохранности. В работе использованы палеонтологические и стратиграфические данные по разрезам келловея и оксфорда на р. Анабар, восточном берегу Анабарской губы, о-ве Большой Бегичев, Восточном Таймыре (р. Чернохребетная).

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

История исследований

В 1972 г. в верхнем келловее Сибири над зоной Keyserlingi были выделены слои с Eboraciceras (Сакс и др., 1972), которые характеризовались следующим комплексом аммонитов: Quenstedtoceras (Q.) aff. novosemelicum (Bodylevsky), Q. (Eboraciceras) innocentii (Bodylevsky), Q. (E.) subordinarium (Buckman), Cadoceras (Stenocadoceras) stenolobum (Keyserling), C. (S.) spp., Longaeviceras bodylevskyi Meledina, Pseudocadoceras spp. (Князев и др., 1973, табл. 1). Приведенный комплекс аммонитов был определен С.В. Мелединой и использован В.Г. Князевым в его монографии (1975).

В ранге зоны Subordinarium данный биостратон впервые выделен С. В. Мелединой (Стратиграфия..., 1976, с. 224–226) в разрезах келловея севера Сибири: на Восточном Таймыре, р. Анабар, о-ве Большой Бегичев. В комплексе аммонитов зоны были приведены Eboraciceras subordinarium Buckman, E. ordinarium Buckman, E. taimyrense Meledina, E. nikolaevi (Bodylevsky), E. bjegitchevi (Bodylevsky), Longaeviceras sp. nov., Quenstedtoceras (Soaniceras) subgen. nov., Q. (Q.) leachi (Sowerby), Vertumniceras nikitinianum (Lahusen), V. woodhamense Arkell, V. holtedahli Salfeld et Frebold. Детальное описание зоны Subordinarium приводилось С.В. Мелединой в ее монографиях (1977, 1994).

В 1977 г. С.В. Меледина сообщает, что "нижняя граница зоны Eboraciceras subordinarium, постепенно, без видимых перерывов перекрывающей зону Keyserlingi, устанавливается на о. Большой Бегичев" (Меледина, 1977, с. 208). Необходимо отметить, что описание и характерный аммонитовый комплекс приводятся по изолированному выходу на р. Иннокентьевка (обн. 3), все находки аммонитов здесь "приурочены к горизонту конкреций в 6 м нал основанием пачки" песчанистых алевролитов мощностью 7.2 м (Меледина, 1977, с. 209). Таксономический состав аммонитов был дополнен видами Longaeviceras filarum Meledina, Quenstedtoceras (Soaniceras) angustatum Meledina, Q. (S.) parvulum Meledina, Stenocadoceras multicostatum Imlay. В 1994 г. описание зоны Subordinarium практически не изменилось, за исключением одного, но важного обстоятельства — вид Eboraciceras taimyrense, первоначально описанный из разреза этой зоны на р. Чернохребетная (Восточный Таймыр), стал рассматриваться С.В. Мелединой (1994) в составе рода Rondiceras Troizkava как индикатор среднего келловея. В последующих работах зона Subordinarium, как часть бореального зонального

стандарта (Захаров и др., 1997), использовалась при составлении стратиграфических схем (Шурыгин и др., 2000; Решение..., 2004) и расчленении келловея в скважинах (Алифиров, Меледина, 2010).

В начале 2000-х годов были описаны находки аммонитов Pavloviceras Buckman и Anabariceras Stolyarova из зоны Subordinarium на р. Анабар (Столярова, Меледина, 2004; Столярова, 2007). Однако данных, подтверждающих совместное нахождение Anabariceras с Eboraciceras subordinarium, приведено не было.

В 2006 г. Ю.С. Репин предложил альтернативный подход к расчленению верхнего келловея Сибири, основываясь на отнесении сибирских экземпляров "Eboraciceras" к Dolganites Repin. Вместо зоны Subordinarium он выделил два стратона: нижний — Dolganites sibiricus, верхний — обозначен знаком "?" (Репин, 2005; Репин и др., 2006, табл. 4).

Зона Eboraciceras subordinarium в разрезах келловея Сибири

Река Анабар. В одной из недавних работ по юре Анабарского района подробно проиллюстрирована эволюция взглядов на зональное расчленение местных келловейских разрезов (Никитенко и др., 2022, рис. 3). Выходы на поверхность юрских пород известны на правом берегу р. Анабар, между устьями рек Средняя и Содиемыха (рис. 1), где на протяжении 24 км они характеризуются значительной фациальной изменчивостью. В сводном разрезе (Стратиграфия..., 1976) к зоне Subordinarium отнесена пачка 39 глауконитового песчаника мощностью 1.6 м (обн. 8). В основании пачки — линзовидные скопления гальки, заключающие куски древесины и стволы до 0.2-0.3 м в поперечнике. Возможно, из этого местонахождения происходит экземпляр Eboraciceras subordinarium (Князев и др., 1973, рис. 1, фиг. 2, экз. № 489-1), который был изображен без точной стратиграфической привязки.

Уточнение описания батско-волжских отложений в данном районе приведено в работе (Князев и др., 2017). Авторами показано, что упомянутая пачка песчаников (№ 39) с кусками древесины в основании не может заключать приводимый ранее С.В. Мелединой (1977) комплекс позднекелловейских аммонитов, так как в слое над ней был найден Arcticoceras ishmae (Keyserling) (Князев и др., 2017, табл. IV, фиг. 3, табл. V, фиг. 4, табл. VI, фиг. 3). Непосредственно под оксфордскими отложениями были обнаружены аммониты рода Cadochamoussetia Mitta (Князев и др., 2017, табл. I, II, III), которых Д.Н. Киселев (2022, с. 484) относит к другим группам кадоцератин.

При описании вида Eboraciceras subordinarium С.В. Меледина (1977, с. 107–111) сообщает о шести экземплярах с р. Анабар, обн. 3 (сборы В.Г. Князева). В коллекции обнаружен единственный



экземпляр № 489-1 (Князев и др., 1973, рис. 1, фиг. 2), который рассматривается нами в составе рода Cadoquenstedtoceras Knyazev et Alifirov (Князев, Алифиров, 2022). Вид Quenstedtoceras angustatum Meledina представлен одним экземпляром № 489–115 (обн. 1, сл. 1). Кроме того, Мелединой упомянуты по одному экземпляру видов Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum Meledina (не обнаружен в коллекции) и Vertumniceras nikitinianum (Lahusen), привязанных к обн. 8. Таким образом, характеристика пачки 39 (обн. 8, сл. 2, 3) (Меледина, 1977, с. 185) как зоны Subordinarium дана по экземплярам из разных обнажений, найденных, вероятно, не in situ.

Новые данные, полученные нами в 2013 г. (см. Обсуждение), позволяют предположить, что на некоторых участках между устьями рек Половинная и Содиемыха на правом берегу р. Анабар есть выходы пород позднекелловейского возраста.

Восточный берег Анабарской губы. В разрезе келловея на восточном берегу Анабарской губы к зоне Subordinarium по С.В. Мелединой (1994) отнесена пачка 476 (обн. 109, рис. 1), в основании которой отмечалась поверхность размыва с галькой

и кусками окремненной древесины. Из конкреций этой пачки ею был определен Eboraciceras subordinarium (не изображен). Переизучение данного разреза проводилось в разные годы авторами настоящей работы (Алифиров, Князев, 2020), и присутствие E. subordinarium не подтвердилось. Крупные аммониты из пачки 476 нами определены как Longaeviceras nikitini (Sokolov) (Алифиров, Князев, 2020, табл. I, фиг. 1).

Остров Большой Бегичев. На о-ве Большой Бегичев, по данным С.В. Мелединой (1977), отмечается наиболее полная таксономическая характеристика зоны Subordinarium и проводится ее нижняя граница с зоной Keyserlingi. Непрерывная последовательность пород вскрывается в береговом обнажении (обн. 503, рис. 1). Однако весь аммонитовый комплекс, приводимый во многих публикациях в качестве характерного для зоны Subordinarium, был обнаружен в изолированном обнажении на р. Иннокентьевка (обн. 3) (Меледина, 1977, с. 184). Авторы настоящей статьи (Князев и др., 2020; Князев, Алифиров, 2022), а также Д.Н. Киселев (2022) пришли к выводу о том, что аммониты из обн. 3 на **Рис. 2.** Корреляция разрезов пограничных отложений келловея и оксфорда на севере Сибири: о. Большой Бегичев (а), р. Анабар, обн. OK/S1 (б), р. Анабар, обн. OK/S2 (в). Зональная последовательность по (Никитенко и др., 2022), с уточнениями авторов, принятыми в данной работе.

1— глины алевритовые; 2— алевролиты известковистые; 3— алевролиты; 4— пески; 5— песчаники известковистые; 6— пески алевритовые; 7— известняки и мергели; 8— разрыв масштаба; 9а— глауконит, 9б— пирит, 9в— глендониты; 10— конкреции: а— известковистые, б— фосфатные; 11— углистые прослои; 12а— галька, 12б— брекчированные породы. Сокращения: Бк— буолкалахская свита, A-I— Cadoquenstedtoceras begichevi, A-II— Cardioceras praecordatum.

р. Иннокентьевка позволяют отнести вмещающую толщу к среднему келловею.

С.В. Меледина (1977, с. 111) указывает 9 экземпляров вида Eboraciceras subordinarium в сл. 2, обн. 3 на р. Иннокентьевка. В монографии (Меледина, 1977, табл. 43, фиг. 1) из этого обнажения изображен единственный экземпляр № 489-7, который был отнесен Ю.С. Репиным к виду Dolganites sibiricus Repin, а нами — к среднекелловейскому роду Protolongaeviceras Knyazev, Alifirov et Meledina (Князев и др., 2019; Князев, Алифиров, 2022).

Проведенная нами ревизия прежних сборов позволила установить следующее.

1. Большая часть экземпляров, собранных в обн. 3 (сл. 2) на р. Иннокентьевка, принадлежит к виду Rondiceras nikolaevi (Bodylevskyi). К этому виду, вероятно, относятся также экземпляры, определенные как Eboraciceras stenolobum (Keyserling) и Longaeviceras filarum Meledina. Отмечается, что практически все образцы этих видов (около 40 штук), как крупные кадиконы, так и средние (мелкие) платиконы (субоксиконы), не имеют жилых камер. Однако скульптура и форма раковины разных сталий роста, наблюдаемых на наших образцах, не позволяет рассматривать их в составе родов Eboraciceras и Longaeviceras. Тип ребристости до диаметра 45-50 мм в целом идентичен таковому у типичных Stenocadoceras (Imlay, 1953), затем происходит сглаживание ребер, начиная от умбиликального перегиба. Форма раковины на внутренних и средних оборотах имеет некоторую изменчивость по степени уплощенности, однако, еще не достигая взрослой жилой камеры, она начинает приобретать форму кадикона или сферокона, характерную для Rondiceras, тогда как раковины Stenocadoceras на этой стадии остаются уплощенными. Ю.С. Репин поместил указанные выше виды в род Rondiceras (Репин и др., 2006; Репин, 2008), к этому мнению мы присоединяемся.

2. Выборка экземпляров Е. subordinarium Buckman sensu Meledina, 1977 разделяется на две группы: I — экземпляры № 489/7 (Меледина, 1977, табл. 43, фиг. 1а, 1б) и 489/2 (не изображен) и II экз. № 489/13–489/18 (Меледина, 1977, табл. 5, фиг. 2а, 2б, только экз. № 489/18). Первая группа имеет крупные конечные размеры раковины (более 65 мм), дифференцированную скульптуру с усиленными первичными ребрами и высоким реберным отношением. Изгиб ребер на боковой и вентральной сторонах приобретает форму, близкую к таковой у Longaeviceras. Форма раковины до 65 мм имеет вид приостренного овала, однако в дальнейшем становится более широкой, близкой к форме R. nikolaevi. Эти экземпляры мы относим к роду Protolongaeviceras.

Вторая группа представлена раковинами диаметром до 50 мм без жилых камер. Для нее характерны слегка усиленные первичные ребра на последнем наблюдаемом полуобороте (Меледина, 1977, табл. 5, фиг. 2), однако форма сечения, ширина умбиликуса в целом и ребристость предыдущих стадий свидетельствуют о сходстве этих экземпляров с внутренними оборотами вида R. nikolaevi из этого местонахождения.

3. Виды Е. taimyrense Meledina (Меледина, 1977, табл. 34, фиг. 1, табл. 35, фиг. 1, табл. 42, фиг. 1, табл. 45, фиг. 1, табл. 47, фиг. 1) и Е. aff. taimyrense (Меледина, 1977, табл. 42, фиг. 2, табл. 45, фиг. 3) следует рассматривать в составе рода Rondiceras (Меледина, 1994 и др.).

4. Крупные экземпляры, определенные как E. mologae (Nikitin), E. aff. grande (R. Douville), имеют форму раковины, не характерную для позднекелловейских Eboraciceras, а по внутренним оборотам близки к среднекелловейским Stenocadoceras из работы Р. Имлея (Imlay, 1953).

5. Несколько образцов, отнесенных к видам Vertumniceras nikitinianum (Lahusen) (Меледина, 1977, табл. 9, фиг. 3, табл. 10, фиг. 2, табл. 16, фиг. 3) и V. woodhamense Arkell (Меледина, 1977, табл. 17, фиг. 3, 4), по-видимому, принадлежат к роду Percacosticeras Kiselev (Киселев, 1999, 2022).

Таким образом, опорный для зоны Subordinarium разрез, а именно слой 2, содержащий весь комплекс аммонитов, относится к среднему келловею, а вид-индекс по нашим данным отсутствует. Данные о зоне Subordinarium в обн. 503 о-ва Большой Бегичев в работах С.В. Мелединой не приведены.

Восточный Таймыр (р. Чернохребетная). В качестве наиболее полного разреза пограничных отложений келловея и оксфорда на севере Сибири рассматривались выходы юры Восточного Таймыра на р. Чернохребетная (Меледина, 1977, 1994; Меледина, Алейников, 1995).

Зона Subordinarium, вскрытая в береговом обрыве правого берега р. Чернохребетная, в 17.2 км от





Таблица I. Здесь и в табл. II все изображенные экземпляры собраны авторами, кроме специально указанных. Коллекция хранится в Центре геологических коллекций "ГЕОХРОН" ИНГГ СО РАН под номером 2060. Все экзем-

пляры изображены в натуральную величину. Длина масштабной линейки 1 см. 1, 4 — Quenstedtoceras nikitinianum (Lahusen, 1883): 1a, 16 — экз. № 2060/100, 1a — вид сбоку, 16 — вид с вентральной стороной стороны; 4a—4в — экз. № 2060/101: 4a — вид сбоку, 4б — вид со стороны устья, 4в — вид с вентральной стороны; р. Анабар, обн. OK/S2, слой 3, 0.4 м выше подошвы, нижний оксфорд, зона Cardioceras obliteratum—Cardioceras scarburgense; 2–3 — Cadoquenstedtoceras sp. juv: 2a–2в — экз. № 2060/10: 2a — вид сбоку, 26 — поперечное сечение, 2в — вид с вентральной стороны; за–3з — экз. № 2060/11, 3a, 3r, 3ж — вид сбоку, 36, 3д, 33 — поперечное сечение, 3в, 3e, 3u — вид с вентральной стороны; р. Анабар, обн. OK/S1, слой 2, 0.2 м выше подошвы, верхний келловей, слои с Cadoquenstedtoceras begichevi; 5 — Cadoquenstedtoceras begichevi Knyazev et Alifirov: 5a—56 — экз. № 2060/12, 5a — вид сбоку, 5б — вид с вентральной стороны; р. Анабар, обн. OK/S1, слой 2, 0.2 м выше подошвы, верхний келловей, слои с Cadoquenstedtoceras begichevi; 6 — Scarburgiceras scarburgense (Young et Bird, 1828), экз. № 2060/13, вид сбоку (образец полностью сдавлен); р. Анабар, обн. OK/S2, слой 3, 0.4 м выше подошвы, нижний оксфорд, зона Cardioceras obliteratum—Cardioceras scarburgense.

устья, первоначально рассматривалась в объеме сл. 1–5, обн. 1 видимой мощностью "не менее" 40 м (Меледина, 1977, с. 181, 182). Следует отметить, что контакт с подстилающими отложениями (нижняя граница зоны) в этом разрезе не наблюдался.

Позднее было высказано предположение об ошибочности отнесения слоя 1 (пачка 1) (Меледина, 1994; Меледина, Алейников, 1995) к верхнему келловею. С учетом данных А.Н. Алейникова эта пачка (мощностью 35 м) была разделена на 5 частей (с буквенными символами а-д), ограниченных пятью выделенными здесь конкреционными горизонтами (Меледина, 1994, рис. 21; Меледина, Алейников, 1995, рис. 2). На основании находок Cadoceras aff. septentrionale Frebold (Меледина, Алейников, 1995; уровень 1а; табл. II, фиг. 2) и С. septentrionale (Меледина, Алейников, 1995; уровни 1а и 1в; табл. І, фиг. 2) была выделена зона Septentrionale (Меледина, 1994; Меледина, Алейников, 1995). Ознакомление с приведенными в цитируемых выше работах экземплярами, последний из которых был утрачен, позволило установить, что на самом деле по форме раковины и ширине умбиликуса они являются типичными среднекелловейскими Rondiceras ex gr. nikolaevi.

С уровня 1г ранее указывались Eboraciceras cf. subordinarium, E. taimyrense и E. stenolobum (Keyserling) (экз. № 489-284 из сборов Т. П. Кочеткова с Восточного Таймыра, без точной привязки), сейчас включенные в состав рода Rondiceras (Меледина, 1994), а также Quenstedtoceras (Soaniceras) sp. (Меледина, 1977). Последние, судя по внешнему облику (все экземпляры окатанные и потертые), вероятнее всего найдены не in situ. Позднее эти формы были указаны в сл. 2 (Меледина, 1994; Меледина, Алейников, 1995). Таким образом, в обн. 1 на р. Чернохребетная к среднему подъярусу келловея относятся уровни 1а–1 г. Мощность среднего келловея здесь может составлять 3–5 м (Меледина, 1994, с. 76), однако это предположение требует уточнения.

В перекрывающих отложениях (уровень 1д) этими авторами был отмечен Longaeviceras keyserlingi (Sokolov) (Меледина, Алейников, 1995, табл. II, фиг. 4), морфологически не отличающийся от Cardioceras (Scarburgiceras) scarburgense (Young et Bird) (Меледина, Алейников, 1995, табл. I, фиг. 3), приведенного из слоя 7, отнесенного к нижнему оксфорду (зона Obliteratum) (Меледина, Алейников, 1995).

По последним данным в районе р. Чернохребетная к зоне Eboraciceras subordinarium относятся пачки 2–5, обн. 1 (Меледина, 1994; Меледина, Алейников, 1995).

С.В. Меледина (1977) указывает на наличие 3 экземпляров вида Eboraciceras subordinarium из келловея на р. Чернохребетная (1/1а, 1/2, 5/2). Изображен был лишь один экз. № 489-4, обн. 5, сл. 2 (Меледина, 1977, табл. 39, фиг. 4, табл. 41, фиг. 2, табл. 43, фиг. 2). Ранее (Каплан и др., 1974, с. 74) этот экземпляр относился С.В. Мелединой к виду Quenstedtoceras (Eboraciceras) innocentii (Bodylevskyi) (Каплан и др., 1974, с. 107, 111), что, по нашему мнению, было верным, кроме родовой принадлежности данного вида. Авторами (Князев и др., 2019) этот вид относится к среднекелловейскому роду Protolongaeviceras.

Ознакомление с многочисленными не изображенными раковинами небольшого размера из сл. 2–5, обн. 1, определенными как Eboraciceras spp. и Longaeviceras filarum Meledina из коллекций С.В. Мелединой (1977) и С. В. Мелединой и А.Н. Алейникова (1995), позволило установить их принадлежность к раннеоксфордским Cardioceras (Scarburgiceras) spp.

Дополнительный комплекс аммонитов зоны Subordinarium, который был собран из разрозненных выходов безымянного левобережного ручья (Меледина, Алейников, 1995, обн. 4, 5), содержит Eboraciceras subordinarium (обсуждаемый выше экз. № 489-4); E. nikolaevi (Bodylevskyi) (теперь Rondiceras); Stenocadoceras multicostatum Imlay, первоначально (Меледина, 1977, табл. 30, фиг. 1, табл. 33, фиг. 1) верно определенный как Rondiceras; Q. (Soaniceras) parvulum Meledina, по-нашему мнению относящийся к Percacosticeras Kiselev; L. filarum Meledinae (?среднекелловейский R. nikolaevi); Longaeviceras novosemelicum (Bodylevsky) (в Меледина, 1994, с. 77 — это



Таблица II.

1, 2 — Cadoquenstedtoceras begichevi Knyazev et Alifirov, 2022: 1а–13 — экз. № 2060/14: 1а, 1г, 1ж — вид сбоку, 16, 1д, 13 — поперечное сечение, 1в, 1е, 1и — вид с вентральной стороны; 2а–23 — экз. № 2060/15: 2а, 2г, 2ж — вид сбоку, 26, 2д, 2з — поперечное сечение, 2в, 2е, 2и — вид с вентральной стороны; о-в Большой Бегичев, обн. 503, осыпь, верхний келловей, слои с Cadoquenstedtoceras begichevi; 3 — Soaniceras cf. angustatum (Meledina, 1977): 3а–36 — экз. № 2060/102: 3а — вид сбоку, 36 — поперечное сечение, р. Анабар, обн. OK/S2, слой 3, 0.4 м выше подошвы, нижний оксфорд, зона Cardioceras obliteratum–Cardioceras scarburgense.

"Vertumniceras" nikitinianum (Lahusen)). Таким образом, в единый комплекс зоны Subordinarium сведены разновозрастные раннекелловейские—раннеоксфордские аммониты.

Упомянутый в этом же комплексе Quenstedtoceras (Soaniceras) angustatum Meledina (Меледина, 1977, с. 209) является типовым видом рода Soaniceras Meledina, 1977 (субъективный синоним — Anabariceras Stolvarova, 2007). Вертикальный диапазон распространения рода Soaniceras (поздний келловей (зона Subordinarium)-ранний оксфорд (зона Obliteratum)) ставится нами под сомнение из-за следующих обстоятельств: голотип типового вида Soaniceras angustatum, судя по сохранности (окатанный и потертый), найден не in situ (Меледина, 1977, табл. 46, фиг. 1а-1г), что подтверждается полевой этикеткой, указывающей на находку образца в русле р. Иннокентьевка (о-в Большой Бегичев) в районе устья. Раковина представлена лишь фрагмоконом. Наиболее полная характеристика Soaniceras составлена с учетом детального онтогенеза типового вида рода Anabariceras — S. meledinae (Stolyarova) (Столярова, 2007, табл. 4), происходящего из разреза на правом берегу р. Анабар (между устьями рр. Половинная и Содиемыха). Анализ вертикального распространения экземпляров анабарицерасов (в том числе и A. meledinae) свидетельствует в пользу их раннеоксфордского возраста, что подтверждается многочисленными совместными находками с Cardioceras (Scarburgiceras) obliteratum Knyazev, тогда как совместное нахождение с Е. subordinarium Buckman не установлено. Таким образом, виды рода Soaniceras нельзя использовать в качестве индикатора зоны Subordinarium.

В результате проведенной ревизии таксономического состава кардиоцератид из келловейско-оксфордских обнажений на р. Чернохребетная сделаны следующие выводы. В обн. 1 средний келловей (сл. 1а–1г) перекрывается нижним оксфордом (сл. 1д). Слои 2–5 относятся к нижнему оксфорду, зоне Obliteratum–Scarburgense. Зона Subordinarium не подтверждается находками вида-индекса, а приведенный С.В. Мелединой и А.Н. Алейниковым (1995) комплекс аммонитов не может быть использован для ее выделения.

ОБСУЖДЕНИЕ

Проведенный выше анализ разрезов келловея на предмет возможности установления в них зоны Subordinarium показывает, что такие разрезы на севере Сибири достоверно не установлены. Неточности в определениях аммонитов и недостоверная стратиграфическая привязка не оставляют возможности на основе прежних данных (Меледина, 1977, 1994; Меледина, Алейников, 1995) выделять в верхнем келловее Сибири зону Subordinarium.

Единственным среди обсуждаемых в данной статье разрезов, в котором может быть прослежена непрерывная последовательность зон верхнего келловея, является обн. 503 на о-ве Большой Бегичев (рис. 2а). Здесь в основании слоя 15, а также в осыпи В.Г. Князевым были собраны аммониты, которые описаны нами под новым родовым названием — Cadoquenstedtoceras Knyazev et Alifirov (Князев, Алифиров, 2022). Подстилающие отложения (пачки 9–14) относятся к зоне Longaeviceras keyserlingi по находкам Longaeviceras sp. ind. (Алифиров и др., 2017). Перекрывающая пачка 16 содержит Cardioceras arcticum Pavlov, позволяющий отнести эту пачку к зонам Percaelatum и Cordatum нижнего оксфорда.

Как показано в работе (Князев, Алифиров, 2022), аммониты Cadoquenstedtoceras имеют квенштедтоцерасовые внутренние обороты (субтреугольная форма раковины, дифференцированная ребристость), а на внешних оборотах формируют раковину, близкую к Cadoceras sublaeve (Sowerby). Мы предполагаем, что аммониты этого рода характерны для терминальной части келловея Сибири. Наиболее близкими к Cadoquenstedtoceras по форме раковины являются представители родов Goliathiceras Buckman и Pavloviceras Buckman, от которых он отличается онтогенезом скульптуры (Князев, Алифиров, 2022).

На р. Анабар оксфордский ярус, по-видимому, залегает на различных горизонтах келловея. В работе (Князев и др., 2017) описано обн. OK/S2 (рис. 2в), в котором нижний оксфорд с Cardioceras obliteratum Knyazev подстилается нижним келловеем с Cadochamoussetia Mitta. Нами в этом районе установлено присутствие нового позднекелловейского рода Cadoquenstedtoceras. В линзовидном выходе карбонатизированного песчаника (обн. OK/S1) (рис. 2б) обнаружены Cadoquenstedtoceras

Таблица 1. Список определений келловейсі и А. Н. Алейникова с авторской интерпрет	ких аммонитов из разрезов на о-ве Боль ацией	люй Бегичев и Восточном Т	аймыре в работах С. В. Мелединой
Меледина, 1977	Меледина, Алейников, 1995	Настоящая работа	Комментарий
	О-в Большой Бегичев, р. Инноке	нтьевка, обн. 3	
экз. 489/1, Eboraciceras subordinarium Buckm.		Cadoquenstedtoceras begichevi Knyazev et Alifirov	Изображен в (Князев и др., 1973, рис. 1, фиг. 2)
экз. 489/7, Eboraciceras subordinarium Buckm. (табл. 43, фиг. 1)		Protolongaeviceras sp.	Dolganites sibiricus Repin (Репин, 2002)
экз. 489/2, Eboraciceras subordinarium Buckm. (не изображен)		Protolongaeviceras sp.	
экз. 489/18, Eboraciceras subordinarium Buckman (табл. 5, фиг. 2)		R. nikolaevi (Bodylevskyi)	
экз. 489/13—489/17, Eboraciceras subordinarium Buckman (не изображены)		R. nikolaevi (Bodylevskyi)	
	Восточный Таймыр, р. Чернс	хребетная	
	экз. 489/343, Cadoceras aff. septentrionale Frebold (табл. 2, фиг. 2)	Rondiceras ex gr. nikolaevi (Bodylevskyi)	
	экз. 489/42, Cadoceras septentrionale Frebold (табл. 1, фиг. 2)	Rondiceras ex gr. nikolaevi (Bodylevskyi)	
	экз. 489/284, Eboraciceras stenolobum (Keyserling)	Rondiceras stenolobum (Keyserling)	
	экз. 489/347, Longaeviceras keyserlingi (Sokolov)	Cardioceras (Scarburgiceras) scarburgense (Young et Bird)	
экз. 489/4, Eboraciceras subordinarium (Bodyl.)		Protolongaeviceras innocentii (Bodyl.)	Quenstedtoceras (Eboraciceras) innocentii (Bodylevskyi) в (Me- ледина, 1977 с. 111); Dolganites sibiricus Repin (Репин, 2002)
экз. 489/299, Rondiceras tschefkini(d'Orbigny) (табл. 30, фиг. 1, табл. 33, фиг. 1)	Stenocadoceras multicostatum Imlay	Rondiceras nikolaevi (Bodylevskyi)	
Bce экземпляры Quenstedtoceras (Sooniceras) патилити Meladina (табл. 44	Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum Meledina	Pseudocadoceras parvulum (Meledina)	
фиг. За, 36 и др.)	Longaeviceras filarum Meledina (не изображен)	? Rondiceras nikolaevi (Bodylevskyi)	

КНЯЗЕВ, АЛИФИРОВ

28

sp. juv. (табл. I, фиг. 2, 3) и Cadoquenstedtoceras begichevi Knyazev et Alifirov (табл. I, фиг. 5).

В бассейне р. Чернохребетная также был обнаружен вид Cadoquenstedtoceras begichevi, свидетельствующий о присутствии в данном районе возможных аналогов зоны Lamberti, но не имеющий точной стратиграфической привязки (Князев, Алифиров, 2022, табл. II, фиг. 1).

Граница между келловеем и оксфордом в Сибири

В обсуждаемых в данной статье разрезах достоверно установлены нижнеоксфордские отложения. Однако контакт слоев с С. begichevi и базальной зоной оксфорда Obliteratum ни в одном из них не обнаружен.

На о-ве Большой Бегичев в обн. 503 самая нижняя зона оксфорда Obliteratum—Scarburgense не обнажена. На р. Чернохребетная в обн. 1 нижняя граница оксфордского яруса должна быть опущена с основания пачки 6 на уровень 1г (см. Меледина, Алейников, 1995), с которого появляются Cardioceras scarburgense и С. obliteratum (= Quenstedtoceras (Soaniceras) parvulum Meledina). Позднекелловейские аммониты обнаружены здесь в осыпи (не привязаны даже к обнажению), поэтому переход от верхнего келловея к нижнему оксфорду на р. Чернохребетная явным образом не установлен.

На р. Анабар нижняя граница оксфордского яруса маркируется появлением комплекса аммонитов: Soaniceras cf. angustatum (Meledina) (табл. II, фиг. 3), Quenstedtoceras nikitinianum (Lahusen) (табл. I, фиг. 1, 4), Cardioceras scarburgense (Yong et Bird). Находки Cadoquenstedtoceras sp. juv. и C. begichevi обнаружены в изолированном выходе (OK/S1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зона Subordinarium долгое время считалась надежно обоснованной и использовалась в бореальном стандарте келловея. Однако, как показали наши исследования, на севере Сибири нет аммонитов, которые относятся к роду Eboraciceras. Разрезы, по которым приводилось обоснование этой зоны, как оказалось, не имеют непосредственных контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями и поэтому не могут быть использованы для ее выделения.

Верхний келловей частично или полностью отсутствует в ряде обнажений на севере Сибири (р. Анабар, восточный берег Анабарской губы, р. Чернохребетная), а комплекс аммонитов, по которым он устанавливался, в настоящее время относится к среднему келловею (Князев и др., 2020).

На основании находок Cadoquenstedtoceras в разрезах келловея на о-ве Большой Бегичев, р. Анабар и р. Чернохребетная могут быть выделены слои с С. begichevi. Наиболее подходящим разрезом в качестве стратотипа считаем обн. 503 на о-ве Большой Бегичев, слой 15. Характерный комплекс аммонитов включает только вид-индекс. Стратиграфический объем и корреляция слоев с С. begichevi остаются во многом неопределенными. Необходимо провести дополнительные исследования на уже изученных разрезах.

Благодарности. Авторы признательны Д.Н. Киселёву, Д.Б. Гуляеву и М.А. Рогову за сделанные ими рецензии, весьма способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00058, https://rscf.ru/ project/23-27-00058/, на базе Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН (Алифиров А.С.). Материал для исследования подготовлен в рамках работ по госзаданиям ИНГГ СО РАН (проект FWZZ-2022-0004) и ИГАБМ СО РАН (проект FUEM 19002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алифиров А.С., Князев В.Г. Аммониты семейства Cardioceratidae из верхнего келловея севера Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 5. № 28. С. 78–100.

Алифиров А.С., Меледина С.В. Келловейские аммониты Западной Сибири: хронология и хорология // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика". 2010. Т. 51. Вып. 14. С. 61–84.

Алифиров А.С., Князев В.Г., Меледина С.В. К систематике и филогении позднебатских-среднекелловейских Cardioceratidae (Ammonoidea) // Интегративная палеонтология: перспективы развития для геологических целей. Материалы LXIII сессии Палеонт. общества при РАН (3–7 апреля 2017 г., Санкт-Петербург). Санкт-Петербург, 2017. С. 12–15.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Каплан М.Е., Князев В.Г., Меледина С.В., Месежников М.С. Юрские отложения мыса Цветкова и р. Чернохребетная, Восточный Таймыр // Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск: Наука, Сиб. отдние, 1974. С. 66–82.

Киселев Д.Н. Зональные и подзональные аммонитовые комплексы среднего келловея центральной России // Проблемы стратиграфии и палеонтологии мезозоя. Научные чтения, посвященные М. С. Месежникову. Санкт-Петрбург, 1999. С. 87–115. *Киселев Д.Н.* Аммониты и инфразональная стратиграфия бореального и суббореального бата и келловея. М.: ГЕОС, 2022. 667 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 628).

Князев В.Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда Севера Сибири. М.: Изд-во Наука, 1975. 139 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 275).

Князев В.Г., Алифиров А.С. Cadoquenstedtoceras — новый макроконховый род семейства Cardioceratidae (Ammonoidea) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2022. № 2. С. 3–9.

Князев В.Г., Меледина С.В., Месежников М.С., Сакс В.Н. О зональном расчленении пограничных слоев келловея и оксфорда на севере СССР // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 3. С. 655–658.

Князев В.Г., Меледина С.В., Алифиров А.С., Никитенко Б.Л. Раннекелловейский род Cadochamoussetia (Ammonoidea, Cardioceratidae) в низовьях р. Анабар, север Средней Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 26–41.

Князев В.Г., Меледина С.В., Алифиров А.С. Монографическое описание среднекелловейского рода Protolongaeviceras // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2019. Т. 38. № 2. С. 16–23.

Князев В.Г., Меледина С.В., Алифиров А.С. Средний келловей Сибири: аммониты и зональное деление // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 63–81.

Меледина С.В. Аммониты и зональная стратиграфия келловея Сибири. М.: Наука, 1977. 289 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 356).

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России. Новосибирск: Наука, 1994. 184 с. (Тр. ИГиГ СО РАН. Вып. 819).

Меледина С.В., Алейников А.Н. Зональная шкала келловея и пограничных отложений оксфорда Восточной Сибири по аммонитам // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 3–14.

Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Пещевицкая Е.Б., Лебедева Н.К., Глинских Л.А., Хафаева С.Н., Горячева А.А. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.

Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Пещевицкая Е.Б., Попов А.Ю., Фурсенко Е.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия, литология и геохимия прибрежно- и мелководно-морских разрезов верхов средней юры — низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. 2022. Т. 3. № 5. С. 673–708. *Репин Ю.С.* Новые аммониты из Печорского верхнего келловея // Палеонт. журн. 2002. № 5. С. 33–38.

Репин Ю.С. Аммонитовые шкалы циркумарктической средней юры // Материалы Первого Всероссийского совещания "Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии". Ред. Захаров В. А., Рогов М.А., Дзюба О.С. М.: ГИН РАН, 2005. С. 203–205.

Репин Ю.С. Новости аммонитологии печорской юры // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. № 3. С. 1–15.

Репин Ю.С., Захаров В.А., Меледина С.В., Нальняева Т.И. Атлас моллюсков Печорской юры // Бюлл. ВНИГРИ. 2006. № 3. 262 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Ред. Гурари Ф.Г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Сакс В.Н., Дагис А.А., Дагис А.С., Меледина С.В., Месежников М.С., Пергамент М.А. Совещание по биостратиграфии морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока (Новосибирск, март 1972 г.) // Геология и геофизика. 1972. № 7. С. 136–147.

Столярова Л.Р. Новый род кардиоцератид (Ammonoidea) из верхнего келловея—нижнего оксфорда севера Сибири // Палеонтол. журн. 2007. № 3. С. 10–15.

Столярова Л.Р., Меледина С.В. Первые находки Pavloviceras (Cardioceratidae, аммониты) в верхнем келловее Северной Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика". 2004. Т. 45. Вып. 6–7. С. 177–181.

Стратиграфия юрской системы Севера СССР. Ред. Сакс В.Н. М.: Наука, 1976. 436 с.

Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Ильина В.И., Меледина С.В., Гайдебурова Е.А., Дзюба О.С., Казаков А.М., Могучева Н.К. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Callomon J.H., Wright J.K. Cardioceratid and kosmoceratid ammonites from the Callovian of Yorkshire // Palaeontology. 1989. V. 32. Pt. 4. P. 799–836.

Imlay R.W. Callovian (Jurassic) ammonites from the United States and Alaska. Pt. 2. Alaska Peninsula and Cook Inlet regions // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1953. N° 249-B. P. 41–108.

Zakharov V., Rogov M. Review of the Jurassic System of Russia: stages, boundaries, and perspectives // STRATI 2013. First Int. Congr. on Stratigraphy. At the Cutting Edge of Stratigraphy. Springer Geology, 2014. P. 629–634.

Рецензенты Д. Б. Гуляев, Д. Н. Киселев, М. А. Рогов

The Middle-Upper Jurassic Boundary in the North of Siberia: Problems of the Evidence

V. G. Knyazev^{*a*}, A. S. Alifirov^{*b*, #}

^aDiamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia ^bTrofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia [#]e-mail: alifirovas@ipgg.sbras.ru

The evidence for identifying the Eboraciceras subordinarium Zone in Siberian upper Callovian are discussed. Main outcrops with ammonite assemblages are studied in details. It is concluded that Subordinarium Zone is invalid and cannot be used in stratigraphic schema further. Beds with Cadoquenstedtoceras begichevi are proposed instead of Subordinarium Zone in the upper Callovian of Siberia.

Keywords: ammonites, zone scale, upper Callovian, Eboraciceras

УДК 551.76+552.313+550.93(51)

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ВОСТОЧНО-МОНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА¹

© 2024 г. В. В. Ярмолюк^{1, *}, А. М. Козловский^{1, **}, Е. А. Кудряшова¹, Ц. Оюунчимэг²

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия ²Институт геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

> *e-mail: yarm@igem.ru **e-mail: amk@igem.ru Поступила в редакцию 17.02.2023 г. После доработки 18.04.2023 г. Принята к публикации 23.05.2023 г.

Геохронологические исследования вулканических пород, относимых к позднемезозойскому Восточно-Монгольскому вулканическому поясу (ВМВП), позволили выделить среди них несколько групп, различающихся возрастом и составом магматических ассоциаций, а также закономерностями их размещения в пределах области. Наиболее раннюю группу (около 215 млн лет) представляют породы бимодальной ассоциации, распространенные в западной части ВМВП. Следующую группу (170–150 млн лет) образуют преимущественно кислые лавы шошонит-латитовой ассоциации, слагающие крупные вулканические поля в восточной части ВМВП. Породы с возрастом 140–105 млн лет образуют чехол ВМВП и представлены преимущественно трахиандезибазальтами, поля которых сопровождаются небольшими вулканами трахидацитов и трахириолитов. В интервале 105–80 млн лет формировались отдельные скопления экструзий щелочных базальтоидов.

Породы разновозрастных ассоциаций характеризуются разными геологическими связями с окружающими магматическими комплексами. Позднетриасовый бимодальный комплекс по возрасту и составу сопоставляется с аналогичными ассоциациями, развитыми в Центральной Монголии и Западном Забайкалье по обрамлению Хэнтей-Даурского батолита. Их формирование связывается с образованием раннемезозойского Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала. Средне-позднеюрские магматические комплексы распространены преимущественно в восточной части ВМВП. Поля их выходов вписываются в зону распространения позднеюрских вулканических полей вулканического пояса Большого Хингана, с которыми они близки не только по времени формирования, но и по составу вулканических ассоциаций. Меловой магматизм определил основную историю формирования ВМВП. Его развитие сопровождалось рифтогенезом с образованием многочисленных впадин и грабенов, а также закономерной эволюцией его мантийных источников, направленной в сторону возрастания доли внутриплитного компонента.

Уточнены размеры, границы и характеристики магматизма ВМВП. Западная граница области смещена к востоку и определяется торцевой системой разломов СЗ простирания, контролирующей цепь раннемеловых гранитных массивов, а также пород позднемелового экструзивного комплекса. Восточная граница области смещена к западу, где совпадает с ареалом развития пород раннемелового экструзивного комплекса. С учетом данных об инородном положении позднетриасовых и средне-позднеюрских комплексов в строении ВМВП, установлено, что магматические продукты ВМВП представлены главным образом основными вулканитами. Это согласуется с представлениями о сходстве ВМВП с другими позднемезозойскими вулканическими областями внутриконтинентальной части востока Азии, в строении которых доля кислых магматических пород является подчиненной.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, геохронология, вулканизм, мезозой

DOI: 10.31857/S0869592X24010046, EDN: ZJNJTP

введение

Восточно-Монгольский вулканический пояс (ВМВП) является крупнейшим среди

позднемезозойских вулканических областей внутриконтинентальной части востока Азии. Он протянулся в северо-восточном направлении более чем на 900 км при ширине до 280 км (рис. 1). Его северной границей служат разломы, принадлежащие системе Монголо-Охотской сутуры, южной границей — разломы, связанные

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24010046 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Схема размещения вулканических пород позднего мезозоя (J₂₋₃–K) в пределах Восточной и Центральной Монголии. Составлена по материалам геологических карт Монголии масштаба 1 : 500000. 1–3 — вулканические породы: 1 — щелочно-основного состава, 2 — основного состава, 3 — кислого состава; 4 — меловые впадины; 5 — домеловое основание региона; 6 — разломы; 7 — сутуры Монголо-Охотского океана. На врезке: 8 — вулканические поля Восточно-Монгольского вулканического пояса; 9 — вулканические поля вулканического пояса Большого Хингана; 10 — раннемезозойский магматический ареал; 11–14 — складчатые области: 11 — Монголо-Охотского пояса, 12 — средне-позднепалеозойские, 13 — раннепалеозойские, 14 — докембрийские.

с Дзун-Баин-Хайларской системой меловых впадин (Мезозойская..., 1975; Ярмолюк и др., 2020). Пояс прослеживается вдоль южного подножия Хэнтейского нагорья, охватывая значительные пространства Центральной и Восточной Монголии.

Территория, занимаемая ВМВП, на протяжении мезозоя неоднократно вовлекалась в процессы магматизма (врезка на рис. 1). Она служила южной фланговой зоной в строении раннемезозойского зонального магматического ареала (Коваленко и др., 1984), возникшего в пределах Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса, а в средней– поздней юре вовлекалась в образование Больше-Хинганского вулканического пояса. После этого в позднем мезозое она была охвачена процессами позднемезозойского рифтогенеза, в ходе которых сформировался собственно ВМВП.

Среди магматических продуктов пояса преобладают трахибазальты, трахиандезибазальты, но, кроме того, широко распространены трахириолиты

и трахириодациты, в меньшей степени породы промежуточного состава — трахиандезиты и трахиты. Однако примерно такой же набор пород был характерен и для других периодов мезозойской магматической активности в регионе (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003; Zhang J. et al., 2010; Zhang K., 2014). При отсутствии данных о возрасте пород, опирающихся на результаты стратиграфических или геохронологических исследований, подобное сходство создает проблемы при корреляциях магматических комплексов только на основе петрографических характеристик пород. В частности, оно ведет к ошибочным заключениям об особенностях строения вулканической области, о масштабах магматизма в ее пределах и о закономерностях ее геологической эволюции.

Геохронологическая изученность вулканических толщ Восточной Монголии пока еще очень слабая и серьезно уступает, например, изученности плутонических пород. Последние активно

исследовались геохронологическими методами в последние десятилетия. Благодаря им было установлено, например, что формирование Хэнтей-Даурского батолита произошло в интервале 229–195 млн лет (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003), а многочисленные небольшие интрузии гранитоилов. в том числе релкометалльных. развитые вдоль Монголо-Охотского пояса, возникли в интервалах 229-206, 180-165, 165-145, 145-135, 135-110 млн лет назад (Wang T. et al., 2017). В то же время вулканическими породами перекрыты значительные (более 200000 км²) пространства Центральной и Восточной Монголии. Большинство развитых здесь вулканических полей на геологических картах региона отнесено к позднеюрской-раннемеловой группе. Однако первые геохронологические исслелования таких порол. выполненные еще в середине второй половины прошлого века Д. И. Фрих-Харом и А. И. Лучицкой (1978), показали, что они не являются однородными в возрастном отношении и включают также ранне-среднеюрские и триасовые образования. За прошедшие годы ситуация изменилась слабо. Дополнительно были получены сравнительно немногочисленные геохронологические данные (Соловьев и др., 1977; Шувалов, 1987; Graham et al., 2001; Johnson, Graham, 2004; Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Hasegawa et al., 2018; Ступак и др., 2018, 2020; Чернышев и др., 2019; Sheldrick et al., 2020a, 2020b; Кузнецов и др., 2022), которых пока недостаточно, чтобы более или менее строго определиться с тем набором ассоциаций пород, который действительно определяет строение ВМВП. В данной статье представлены результаты систематических геохронологических исследований вулканических и ассоциирующих с ними плутонических комплексов Центральной и Восточной Монголии. отнесенных на геологических картах Монголии к позднемезозойскому ВМВП. Полученные возрастные оценки разделились на ряд кластеров, в том числе не имеющих отношение к позднему мезозою. В совокупности с опубликованными данными других исследователей эти результаты позволяют рассмотреть вопрос об основных эпохах и закономерностях проявления разновозрастного континентального магматизма в Восточной Монголии, об изменении состава магматических продуктов от эпохи к эпохе и о геодинамическом фоне их формирования. В частности, показано, что при петрографическом сходстве пород разновозрастных комплексов существуют четкие геохимические различия между ними, которые можно использовать при возрастном расчленении комплексов. Все эти данные позволяют уточнить возрастные и географические границы, в пределах которых произошло образование позднемезозойского ВМВП, а также определить направленность магматических процессов, участвовавших в его формировании.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Территория Центральной и Восточной Монголии сформировалась в результате аккреционных процессов, протекавших в связи с образованием Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского складчатых поясов, а также Тихоокеанской активной континентальной окраины Азиатского континента (Parfenov et al., 1999, 2010). Структурный каркас территории определяют (по Badarch et al., 2002): палеопротерозойский Эренлабанский, неопротерозойский Идэрмекский и раннепалеозойские Керуленский и Мандалгобийский террейны, объединенные в результате раннепалеозойской аккрешии в обший континентальный блок. структуры которого выделяются также как Центрально-Монгольская зона (Тектоника..., 1974). Блок с юга граничил с Палеоазиатским океаном, а с севера с Монголо-Охотским бассейном.

Закрытие бассейнов Палеоазиатского океана в позднем палеозое сопровождалось аккрецией островодужных комплексов последнего к Центрально-Монгольской зоне (в современных координатах с юга) и переходом территории в режим активной континентальной окраины с образованием краевого позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса (Моссаковский, 1975; Li J., 2006; Chen et al., 2009; Wu et al., 2011; Eizenhöfer et al., 2015; Li Y. et al., 2016; Li S. et al., 2017).

Геологическая история Монголо-Охотского пояса началась в силуре (Ярмолюк и др., 2018) или ранее, а закрытие этого океанического бассейна происходило в позднем палеозое-раннем мезозое послеловательно с запала на восток (Zonenshain et al., 1990; Scotese, 1991; Parfenov et al., 1999; Tomurtogoo et al., 2005; Wu et al., 2011; Donskaya et al., 2013; Wang W. et al., 2015; Wang T. et al., 2022). В пределах Монголии структуры пояса представлены Хангайским и Хэнтейским прогибами, завершение формирования которых произошло к перми и раннему триасу соответственно. Закрытие этих прогибов к указанным рубежам зафиксировано поясами щелочных гранитов соответственно пермского (Ярмолюк и др., 2016) и позднетриасового-раннеюрского (Ярмолюк и др., 2019а) возраста, пересекающими и сшивающими борта этих прогибов в районе Хангая и к югу от него в первом случае и в районе южного склона Хэнтея во втором. В позднем триасе-ранней юре в пределах Хэнтейской части сформировавшегося орогена (Восточная Монголия) возник зональный магматический ареал с Хэнтейским батолитом в центре (Коваленко и др., 2003) (врезка на рис. 1). Южная периферия ареала, или зона распыленного магматизма по (Коваленко и др., 1984), представлена полями вулканитов и многочисленными небольшими плутонами гранитоидов, которые распространились на значительные пространства Восточной Монголии.

Развитые в ее строении магматические комплексы сформировались по обе стороны Монголо-Охотской сутуры, зафиксировав тем самым закрытие здесь палеоокеана к середине триаса. Сшивающий характер этих образований наиболее эффектно демонстрируют позднетриасовые—раннеюрские щелочные (агпаитовые) граниты. Они образуют цепь массивов, пересекающую Джаргалантуинский прогиб и обрамляющие его структуры, которые на территории Монголии трассируют сутурную зону на месте Монголо-Охотского бассейна (Ярмолюк и др., 2019а).

В средней-поздней юре территория Восточной Монголии находилась в области развития процессов, действовавших, во-первых, со стороны завершавшейся коллизии в зоне Монголо-Охотского бассейна и, во-вторых, со стороны Тихоокеанской конвергентной границы Азиатского континента. С последними связывается заложение магматического пояса Большого Хингана (Faure, Natalin, 1992; Zhang J. et al., 2008, 2010; Ouyang et al., 2015; Deng et al., 2019) (врезка на рис. 1), протянувшегося поперек структур Центрально-Монгольской зоны вблизи границы Монголии и Китая. К середине юры Монголо-Охотский пояс завершил свое формирование (Sorokin et al., 2020). Еще небольшие остаточные седиментационные бассейны сохранялись в поздней юре в Западном и Восточном Забайкалье (Arzhannikova et al., 2022), а основная территория Восточной Монголии оказалась во внутриконтинентальной части Азии, расположенной в удаленном тылу Тихоокеанской активной континентальной окраины. Однако именно здесь на протяжении раннего мела протекали интенсивные магматические процессы, сформировавшие Восточно-Монгольский вулканический пояс.

Этот краткий экскурс в геологическую историю показывает, что в течение практически всего мезозоя территория Восточной Монголии служила ареной магматической деятельности. Однако причины магматизма на разных этапах этой истории были разные, и, соответственно, разными были составы магматических ассоциаций и структурные закономерности их распространения.

МЕТОДИКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования опирались на коллекцию образцов вулканических пород, собранную практически из всех крупных вулканических полей Центральной и Восточной Монголии, которые на геологических картах были отнесены к позднему мезозою. Кроме того, были использованы пробы из ряда массивов кислых вулканических пород, которые лишены стратиграфических соотношений с датированными породами, и поэтому их геологическая позиция определялась по-разному.

Для исследований привлекались наиболее свежие породы, не затронутые вторичными изменениями, о чем свидетельствуют величины потерь при прокаливании, в целом не превышающие 2.5 мас.%. Изученные вулканические породы, как правило, афировые, реже порфировые, содержащие редкие вкрапленники пироксена и плагиоклаза (в базальтах) или калиевого полевого шпата, слюды и амфибола (в кислых породах), заключенные в тонкокристаллическом (реже стекловатом) базисе. Для геохронологических исследований использовался очищенный под микроскопом от вторичных изменений микролитовый матрикс пород или фракции калиевого полевого шпата (кислые породы). Изотопный возраст вулканических образований определен в ИГЕМ РАН (г. Москва) К-Аг методом по методике, разработанной ранее (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020). Концентрация радиогенного ⁴⁰Ar в изученных образцах измерена методом изотопного разбавления (трассер — моноизотоп ³⁸Ar) на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ высокого разрешения, а содержание калия — методом пламенной спектрометрии на фотометре ФПА-01.

Для ряда пород кислого состава были использованы модельные оценки возраста на основе Rb–Sr изотопной системы как пород, так и содержащихся в них минералов с высокими значениями ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (> 50) в предположении, что первичный изотопный состав Sr не превышал величины 0.705 (Ярмолюк и др., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результаты новых K-Ar определений возраста приведены в табл. 1, а в табл. 2 и на рис. 2а суммированы полученные нами и опубликованные данные о возрасте вулканических пород Центральной и Восточной Монголии, распространенных на территории позднемезозойского ВМВП. Кроме того, эти данные систематизированы на гистограмме, демонстрирующей частоту распределения установленного возраста вулканических пород в геологическом времени (рис. 2б). В соответствии с гистограммой, среди пород, отнесенных на геологических картах к позднему мезозою, выделяется несколько разновозрастных групп: позднетриасовая, средне-позднеюрская, раннемеловая и позднемеловая. Это деление в определенной степени согласуется с данными Е. В. Девяткина и В. Ф. Шувалова (1990), которые выделяли в Восточной Монголии раннесреднеюрский (162–184 млн лет), позднеюрский (156–145 млн лет) и раннемеловой (141-119 млн лет) этапы вулканизма. Породы этих этапов характеризуются различными пространственными и структурными особенностями
ЯРМОЛЮК и др.

Номер образца	Порода	Калий, % ± σ	⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± о	⁴⁰ Ar _{атм} ,% в образце	Возраст, млн лет ± 2σ
ЮХ-29/7	Серый К-Fsp-порфировый трахит	4.69±0.05	74.30±0.23	5.3	215±5
ЮХ-29/11	Черный афировый трахиандезибазальт	$2.07 {\pm} 0.03$	31.05±0.13	16.2	204±6
ЮХ-29/16	Светло-серый афировый риолит	$4.88 {\pm} 0.05$	$75.94{\pm}0.24$	4.3	212±4
ВГ-3/1	Светло-сиреневый K-Fsp-Qtz-порфировый риолит	1.87±0.02	27.99±0.09	6.0	204±4
ВГ-3/4	Темно-бурый К-Fsp-порфировый риолит	4.91±0.05	64.23±0.21	7.4	179±4
ВГ-3/6	Темно-серый К-Fsp-порфировый риолит	$4.14 {\pm} 0.05$	53.22±0.19	10.5	176±4
ВГ-3/30	Ol-порфировый тонкозернистый базальт	$1.18 {\pm} 0.02$	17.77±0.06	10.0	205±6
ВГ-3/35	Светло-серый К-Fsp-порфировый риолит	4.09±0.05	$62.25{\pm}0.20$	7.1	207±5
ВГ-3/37	Сиреневато-серый тонкозернистый афировый трахит	3.55±0.04	53.50±0.17	7.1	205±4
ВГ-3/40	Светло-сиреневый тонкозернистый афировый риолит	4.03±0.05	49.71±0.15	2.4	170±4
ВГ-3/44	Светло-серый Qtz-порфировый тонкозернистый риолит	4.26±0.05	38.42±0.12	2.3	126±3
ВГ-5/8	Бурый Pl-порфировый тонкозернистый трахит	3.39±0.04	31.95±0.11	10.8	131±3
ВГ-5/25	Черный тонкозернистый афировый трахибазальт	$1.78 {\pm} 0.02$	21.46±0.07	6.3	166±4
ВГ-5/30	Голубоватый Pl-Amph-порфировый дацит	$0.387{\pm}\ 0.010$	4.18±0.02	20.5	149±7
ВГ-5/32	Голубоватый K-Fsp-Bt-порфировый риолит	5.10±0.06	55.77±0.18	7.2	151±3
ВГ-5/34	Сиреневый К-Fsp-Bt-порфировый риолит	4.33±0.05	53.00±0.16	2.4	168±4
ВГ-5/42	Темно-бурый тонкозернистый афировый трахибазальт	2.16±0.03	20.85±0.06	4.9	134±3
ВГ-5/69	Серый K-Fsp-Amph-порфировый трахит	4.71±0.05	41.91±0.14	8.4	124±3
ВГ-5/72	Темно-бурый тонкозернистый афировый базанит	2.30±0.03	20.42±0.06	5.2	124±3
ВГ-5/78	Черный тонкозернистый афировый трахиандезибазальт	1.77±0.02	14.91±0.05	10.3	118±3
ВГ-7/16	Серый тонкозернистый афировый трахиандезит	2.43±0.03	27.03±0.09	6.2	154±4
ВΓ-7/18	Светло-сиреневый Qtz-K-Fsp-порфировый рио- литовый туф	7.39±0.08	80.40±0.25	3.8	151±3
ΒΓ-7/40	Светло-серый Qtz-K-Fsp-порфировый риолит	$6.00 {\pm} 0.07$	57.39±0.18	4.2	133±3
ВГ-7/43	Черный афировый тонкозернистый трахиандезибазальт	2.53±0.03	19.11±0.06	5.3	105.7± 2.6
ВΓ-7/48	Черный афировый стекловатый трахиандезибазальт	2.34±0.03	25.33±0.08	7.7	150±4
ВГ-7/53	Черный афировый тонкозернистый трахиандезибазальт	1.98±0.02	18.17±0.06	6.0	128±3

Таблица 1. Результаты К–Аг геохронологических исследований вулканических пород, распространенных на территории Восточно-Монгольского вулканического пояса

Примечание. Исследования выполнены В. А. Лебедевым в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике (Чернышев и др., 2006; Лебедев и др., 2020). Анализированный материал — матрикс породы, кроме образцов ВГ-7/18 и ВГ-7/40, представленных K-Fsp. Координаты точек отбора образцов приведены в табл. 2.

Номер образца (район, формация ЮХ-29/11 Тиgrug ЮХ-29/7 ЮХ-29/16 СГ-3/1 СГ-4/4 СГ-4/15	Порода	Возраст,	Метод	Коорд	Источник				
(район, формация)	Порода	млн лет	материал	° в.д.	° с.ш.	данных			
Район Ахарын-Ула (I на рис. 2)									
ЮХ-29/11	ТАБ	204±6	K-Ar Mat	103.7162	45.1032	1			
Tugrug	Базальт	219±1	Ar-Ar WR	103.3116	45.4178	2			
ЮХ-29/7	Трахит	215±5	K-Ar Mat	103.8334	45.0785	1			
ЮХ-29/16	Риолит	212±4	K-Ar Mat	103.7809	45.0047	1			
		Юго-Запад	материал Координаты Источ ов.д. Источ ов.д. Источ данно ов.д. Источ данно ов.д. Район Ахарын-Ула (I на рис. 2) 1 0 0 1						
СГ-3/1	ТАБ	150±4	K-Ar Mat	109.4230	44.8158	3			
СГ-4/4	Базанит	87±2.5	K-Ar Mat	107.6452	44.8156	4			
СГ-4/15	ТА	133±3	K-Ar Mat	107.8249	44.9774	3			
СГ-4/20	Базанит	51±2	K-Ar Mat	106.5819	45.3341	4			
СГ-4/24	АБ	82.5±2.5	K-Ar Mat	106.5548	45.5136	4			
СГ-4/28	Базальт	47.5±2.5	K-Ar Mat	106.6110	45.7841	4			
СГ-4/40	ТБ	124±3	K-Ar Mat	106.4021	46.1683	3			
СГ-4/31	ТБ	123±4	K-Ar Mat	106.9311	46.0460	3			
Har Hotol	Базальт	131±1	Ar-Ar Pl	109.3876	44.4663	5			
Har Hotol	Базальт	126±1	Ar-Ar Pl	109.7994	44.6193	5			
Dundgobi	ТБ	113±2	K-Ar WR	106.4233	46.1500	6			
Dornogobi	ТА	99±2	K-Ar WR	110.0941	44.7825	6			
Khootin Khotgor Fm	Туф	165±2	LA-ICPMS Zr	107.7038	45.7016	7			
Khukhteeg Fm	Туф	119±1	LA-ICPMS Zr	107.8710	44.7358	7			
	1	Центральн	ный сегмент (III на	рис. 2)					
ΒΓ-1/4	ТАБ	128±3	K-Ar Mat	111.3807	45.2109	3			
ΒΓ-1/12	ТАБ	126±2.5	K-Ar Mat	111.4575	45.4435	3			
ВГ-3/8	ТАБ	127±3	K-Ar Mat	109.8204	46.6829	3			
ВГ-3/19	TA	140±4	K-Ar Mat	108.8857	47.2059	3			
ВГ-3/30	Базальт	205±6	K-Ar Mat	110.5096	46.9114	1			
ВГ-3/31	ТАБ	113±3	K-Ar Mat	110.4093	46.8536	3			
ВΓ-3/47	TA	128±3	K-Ar Mat	110.1855	46.4266	3			
ВГ-3/53	ТБ	109±4	K-Ar Mat	109.8196	46.3117	3			
ВГ-5/17	ТАБ	126±3	K-Ar Mat	112.4641	46.5612	3			
ВГ-5/25	ТБ	166±4	K-Ar WR	112.3011	46.9704	1			
ВГ-5/26	Базанит	208±4	K-Ar Mat	112.2295	47.0297	3			
ВГ-7/53	ТАБ	128±3	K-Ar Mat	111.7245	47.1677	1			
Tsagantsav Fm	Базальт	131±3	K-Ar WR	111.9357	45.4317	7			

Таблица 2. Геохронологические данные для мезозойских—раннекайнозойских вулканических пород, распространенных на территории позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса

Таблица	2.	Продолжение
---------	----	-------------

Номер образца	Порода	Возраст,	Метод	Коорд	Источник			
(район, формация)	порода	млн лет	материал	° в.д.	° с.ш.	данных		
Tsagantsav Fm	Базальт	129±3	K-Ar WR	111.9357	45.4317	7		
Bruun-Urt	ТА	171±1	Ar-Ar Mat	113.1560	46.6831	8		
ВГ-3/1	Риолит	204±4	K-Ar WR	109.1891	46.5371	1		
ВГ-3/4	Риолит	179±4	K-Ar WR	109.2633	46.6145	1		
ВГ-3/6	Риолит	176±4	K-Ar WR	109.2561	46.6250	1		
ВГ-3/9	Риолит	136±3	K-Ar Mat	109.8214	46.6833	3		
ВГ-3/9	Риолит	129±1	Rb-Sr Mod	109.8214	46.6833	3		
ВГ-3/35	Риолит	207±5	K-Ar WR	110.4415	46.6817	1		
ВГ-3/37	Трахит	205±4	K-Ar Mat	110.7499	46.4695	1		
ВΓ-3/40	Риолит	170±4	K-Ar Mat	110.7409	46.1695	1		
ВΓ-3/44	Риолит	128±1	Rb-Sr Mod	110.3299	46.3261	3		
ВГ-3/44	Риолит	126±3	K-Ar Mat	110.3299	46.3261	1		
ВГ-3/50	Риолит	128±3	K-Ar Mat	110.2290	46.0229	3		
ВГ-5/8	Трахит	131±3	K-Ar WR	112.3140	46.9174	1		
Uulbayan	Трахит	132±1	Ar-Ar Mat	112.4334	46.6088	8		
Грабен р. Онон (IV на рис. 2)								
ВГ-5/72	Базанит	124±3	K-Ar Mat	111.0312	48.0019	1		
ВΓ-5/78	ТАБ	118±3	K-Ar Mat	111.9068	48.7876	1		
ВГ-5/86	ТАБ	95±3	K-Ar Mat	111.3610	48.8837	3		
ΒΓ-5/100	ТБ	120±3	K-Ar Mat	110.2703	48.5049	3		
ВΓ-5/104	ТБ	122±3	K-Ar Mat	110.2342	48.1886	3		
Khentii	ТБ	111±2	K-Ar WR	110.7602	48.5477	6		
Erendavaa	ТАБ	138±3	Ar-Ar WR	111.7005	48.3138	9		
Erendavaa	ТАБ	139±1	Ar-Ar WR	111.7005	48.3138	9		
Erendavaa	Базальт	121±1	Ar-Ar WR	111.4888	47.8936	9		
ВГ-5/69	Трахит	124±3	K-Ar Mat	111.2370	48.0252	1		
	Северо-	Восточный с	егмент, грабен р. У	'лдза (V на рис.	2)			
ВΓ-5/42	ТБ	134±3	K-Ar Mat	114.1778	48.6530	1		
ΒΓ-7/7	TA	123±2.7	K-Ar Mat	113.1022	49.3626	10		
ВΓ-7/16	TA	154±4	K-Ar Mat	113.6920	49.4946	1		
ВΓ-7/22	ТАБ	104.2±2.6	K-Ar Mat	114.4577	49.4402	10		
ΒΓ-7/31	ТАБ	99.7±2.6	K-Ar Mat	114.7675	49.7225	10		
ВΓ-7/34	ТАБ	90.4±2.3	K-Ar Mat	114.7980 49.7243		10		
ВГ-7/43	ТАБ	105.7±2.6	K-Ar Mat	115.3265 48.7313		1		
Duch Gol	Базанит	104.7±0.3	Ar-Ar WR	115.0031	50.0008	11		
ΒΓ-5/50	Риолит	158±2	Rb-Sr Mod	114.1020	49.0695	3		

Номер образца	Пополо	Возраст,	Метод	Коорд	Источник		
(район, формация)	Порода	млн лет	датирования, материал	° в.д.	° с.ш.	данных	
ΒΓ-7/18	Риолит	151±3	K-Ar K-Fsp	113.7888	49.2797	1	
ΒΓ-7/40	Риолит	133±3	K-Ar K-Fsp	115.2928	48.7213	1	
		Восточни	ый сегмент (VI на р	оис. 2)		1	
ΒΓ-7/48	ТАБ	150±4	K-Ar Mat	115.1042	46.8231	1	
Choibalsan	TA	158±1	Ar-Ar Mat	113.7841	48.8833	8	
Choibalsan	ТА	160±3	Ar-Ar Mat	114.5739	48.6631	8	
ВГ-5/30	Дацит	149±7	K-Ar Mat	114.2672	47.4952	1	
ВГ-5/32	Риолит	151±3	K-Ar Mat	114.0581	47.5906	1	
ВГ-5/34	Риолит	168±4	K-Ar Mat	114.0466	47.7796	1	
ВГ-5/34	Риолит	156±2	Rb-Sr WR-Bt	114.0466	47.7796	3	
ΒΓ-7/46	Трахит	154±2	Rb-Sr Bt-Pl	115.0495	47.0984	3	
Dornod	Риолит	118±5	K-Ar WR	115.1845	46.6013	6	
Uldz-Gol	Трахит	153±1	Ar-Ar Mat	113.7940	49.5246	8	
Khukhteeg Fm	Туф	120±2	LA-ICPMS Zr	115.3536	46.7627	7	
Shinekhudag Fm	Туф	122±2	LA-ICPMS Zr	115.3536	46.7627	7	
Shinekhudag Fm	Туф	121±1	LA-ICPMS Zr	115.4056	46.7767	7	
Tsagantsav Fm	Туф	124±2	LA-ICPMS Zr	115.4056	46.7767	7	

Таблица 2. Окончание

Примечание. ТБ — трахибазальт, ТАБ — трахиандезибазальт, АБ — андезибазальт, ТА — трахиандезит. Материал датирования: Mat — матрикс породы, WR — порода в целом, Zr — циркон, Bt — биотит, Pl — плагиоклаз, K-Fsp — калиевый полевой шпат, Mod — модельный возраст пород с 87 Rb/ 86 Sr > 50. Источники геохронологических данных: 1 — настоящая статья, 2 — Johnson et al., 2015, 3 — Ярмолюк и др., 2020, 4 — Ярмолюк и др., 2019б, 5 — Graham et al., 2001, 6 — Bars et al., 2018, 7 — Hasegawa et al., 2018, 8 — Sheldrick et al., 2020a, 9 — Sheldrick et al., 2020b, 10 — Кузнецов и др., 2022, 11 — Dash et al., 2015.

проявления, что свидетельствует об их автономном образовании. Тем не менее они отмечаются в пределах вулканического пояса, что ведет к необходимости их вычленения из строения последнего. Для этого характеристика пород будет сопровождаться сведениями об их геохимических особенностях, необходимых для демонстрации не только возрастных, но и вещественных различий разновозрастных вулканических ассоциаций. В качестве эталона магматизма, типичного для ВМВП, будет использован состав покровов базальтов с геохронологически подтвержденным раннемеловым возрастом (Ярмолюк и др., 2019б, 2020; Кузнецов и др., 2022).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Позднетриасовые комплексы. Им отвечают магматические ассоциации, характеризующиеся широким развитием пород основного состава, возрастная позиция которых не была определена геохронологическими методами, но которые по своему облику имели сходство с основными вулканитами раннемеловой цаганцабской серии. Здесь, прежде всего, следует выделить ряд вулканических полей, которые наблюдаются в районе гор Ахарын-Ула в юго-восточном обрамлении Хангайского нагорья (рис. 3). Такая необходимость связана с тем, что эти поля на геологических картах определяют западную границу распространения позднемезозойских вулканических толщ ВМВП (Карта..., 1979, 1989; Монгол..., 2010).

Вулканические поля района гор Ахарын-Ула распространены на площади более 3000 км² на западном борту р. Онгийн-гол в Центральной Монголии (рис. 3). На геологических картах они отнесены к раннему мелу (Карта..., 1979; Монгол..., 2010). Вулканические поля сопряжены с серией субширотных грабенов и сложены породами бимодальной базальт-трахит-пантеллеритовой ассоциации. В строении наиболее крупных грабенов



Рис. 2. Схема геохронологической изученности вулканических полей (а) и гистограмма распределения возрастов пород, отнесенных на геологических картах к позднемезозойскому Восточно-Монгольскому вулканическому поясу (б). Римскими цифрами на схеме выделены районы, в соответствии с которыми в табл. 2 представлены геохронологические данные. 1, 2 — поля вулканических пород: 1 — основного состава, 2 — среднего и кислого состава; 3, 4 — места отбора проб для геохронологических исследований и их возраст в млн лет (прямой шрифт — К-Аг данные, полученные в лаборатории ИГЕМ РАН, курсив — иные геохронологические данные): 3 — основных пород, 4 — средних и кислых пород; 5–7 — показатели гистограммы: 5 — основные породы, 6 — средние и кислые породы, 7 — перерывы в магматической активности.



Рис. 3. Схема распределения вулканических полей мезозоя в районе гор Ахарын-Ула. На врезке показано положение района относительно ВМВП.

1, 2 — терригенные комплексы: 1 — кайнозойские, 2 — меловые; 3 — вулканические комплексы; 4 — домеловое основание территории; 5 — разломы; 6 — места отбора проб для геохронологических исследований и возраст пород в млн лет. На врезке: 7 — вулканические поля, относимые к ВМВП на картах (Карта..., 1979; Монгол..., 2010); 8 — границы вулканической области.

основной объем пород приходится на трахибазальты и трахиандезибазальты; следующими по распространенности являются трахириолиты, трахириодациты, щелочные риодациты (пантеллериты) и трахиты. В разрезе толщ, превышающих по мощности 1200 м, нижние горизонты сложены гиалокластитами и шаровыми лавами базальтов, указывающими на внутриозерный характер излияний. Средние уровни разреза представлены многочисленными маломощными потоками базальтов. Кислые и средние породы появляются в верхних частях разреза, где они переслаиваются с базальтами. Возраст пород этой ассоциации установлен в диапазоне 219-204 млн лет (табл. 1, 2), хотя повышенное содержание атмосферного ⁴⁰Ar в образце ЮХ-29/11 с наиболее молодым значением возраста

 204 ± 6 млн лет (табл. 1) может свидетельствовать о нарушении К—Аг изотопной системы и, следовательно, о более узком интервале вулканизма в районе гор Ахарын-Ула около 215 млн лет.

Петрохимические характеристики пород из вулканических полей района гор Ахарын-Ула приведены в дополнительных материалах к этой статье и отражены на рис. 4 и 5. Эти породы образуют бимодальную ассоциацию, их составы отвечают субщелочной и щелочной петрохимическим сериям. По петрохимическим характеристикам они достаточно близки к породам ВМВП, в частности по содержанию TiO_2 (> 2 мас.%), но отличаются менее кремнекислым составом пород базитовой части ассоциации (SiO₂ < 50 мас.%) и более высокой щелочностью, прежде всего калиевой, средних и кислых пород.

12 -Na₂O+K₂O, мас.% (a) рахиандез 11 10. 9 8 7 00 риолиты 6 ланить 0 5 4 0 базальты 2 4.0 (б) TiO₂, мас.% 3.5 Вулканические породы 3.0 Восточной Монголии Позднетриасовые 2.5 • Средне-позднеюрские • Раннемеловые 2.0 1.5 1.0 0.5 0.0 К₂О, мас.% 7 6 Высококалиевые 5 4 3 0 0 2 Умерено-калиевые Низкокалиевые 0 74 78 42 46 50 54 58 62 SiO₂, мас.% . 66 $\frac{1}{20}$

Рис. 4. Вариации составов разновозрастных пород мезозоя Восточной Монголии.

Поля составов на диаграмме (а) по (Шарпенок и др., 2009), на диаграмме (в) по (Peccerillo, Taylor, 1976).

Основные породы этой ассоциации отличаются от раннемеловых базальтоидов менее фракционированным распределением рассеянных элементов (рис. 5), они заметно беднее элементами левой части спайдерграмм (LILE, HFSE, LREE), но обладают более высокими содержаниями средних и тяжелых редкоземельных элементов (REE). По сравнению с OIB они обогащены большинством элементов, за исключением Th, U, Ta, Nb. На спайдерграммах отмечаются также минимумы Sr, Eu и Ti.

Кислые породы бимодальной ассоциации являются высокощелочными, коэффициент агпаитности в них нередко превышает 1, высокая щелочность пород определяет появление в их составе шелочного амфибола и эгирина. По сравнению с ассоциирующими с ними базальтами, кислые породы обогащены большинством несовместимых элементов, особенно

Th, U, Zr, Hf, REE. Дефицит содержания Ba, Sr, P, Eu и Ti, очевидно, вызван фракционированием этих элементов полевыми шпатами, апатитом и титаномагнетитом. Содержания Nb и Ta также относительно понижены, хотя и существенно выше, чем в ассоциирующих с ними базальтах. Редкоземельные элементы слабо фракционированы ((La/Yb)_n = 3–10), особенно в части средних и тяжелых REE ((Dy/Yb)_n = 0.96–1.2), характеризуются глубоким минимумом Eu, что сближает рассматриваемые породы с гранитоидами А-типа.

Содержания большинства несовместимых элементов в вулканических породах района возрастают с ростом SiO_2 и увеличением отрицательной Eu-аномалии. Это позволяет предполагать, что формирование магматических ассоциаций района в основном было связано с кристаллизационной дифференциацией исходной базальтовой магмы.

Средне-позднеюрские комплексы. Прежде всего, эти комплексы прелставлены кислыми вулканическими породами, слагающими крупные вулканические поля в восточной части ВМВП. В работе (Dash et al., 2015) породы этих полей отнесены к шошонит-латитовой ассоциации. Е.В. Девяткин и В.Ф. Шувалов (1990) рассматривали соответствующие породы в объеме шарилинской и тормохонской свит. Для отложений существенно конгломератовой шарилинской свиты и ее аналогов, распространенных на обширных площадях к югу от Монголо-Охотской сутуры, были получены значения возраста, отвечающие диапазону 165-155 млн лет (Graham et al., 2001; Johnson, Graham, 2004; Hasegawa et al., 2018). По данным (Соловьев и др., 1977), кислые лавы к северу и северо-востоку от Чойбалсана имеют значения возраста 152, 158, 162 млн лет, а к югу от него, в районе сомона Матад — 148-163 млн лет. С этими оценками вполне согласуются полученные нами данные (табл. 1, 2). Помимо К-Аг датирования, для пород кислого состава были получены возрастные оценки на основе изохронного Rb–Sr метода (Ярмолюк и др., 2020). Возраст трахириолитов шошонит-латитовой ассоциации Чойбалсанской впадины составил ~156 млн лет. Возраст пород той же ассоциации в районе г. Барун-Матадан-Ула определен в ~154 млн лет. Возраст риолитов района U-месторождения Мардай (Дорнод) оценен в ~158 млн лет. В целом диапазон всех полученных значений возраста для этих пород оценивается интервалом 150-168 млн лет.

Наиболее крупное поле пород этого комплекса расположено к югу от г. Чойбалсан на правобережье р. Керулен. Его размеры превышают 110×40 км. Поле сложено мощной (более 1000 м) толщей переслаивающихся лав, игнимбритов и туфов трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов, для которых характерны вкрапленники полевых шпатов, кварца и биотита. Эти породы



Рис. 5. Спектры распределения нормированных содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах позднетриасового и средне-позднеюрского комплексов.

Поле составов раннемеловых основных пород покровного комплекса по (Ярмолюк и др., 2020). ОІВ и UCC — составы базальтов океанических островов (Sun, McDonough, 1989) и верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014) соответственно. Нормирование к составам примитивной мантии и хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

относятся к субщелочной и известково-щелочной сериям пород, отвечая их высококалиевым (преимущественно $K_2O > 4$ мас.% (дополнительные материалы)) разновидностям (рис. 4). В геохимическом отношении они имеют большое сходство с составом верхней коры (по Rudnick, Gao, 2014). Распределение REE характеризуется обогащением пород легкими REE ((La/Yb)_n = 7–15) и в целом подобно их распределению (и содержанию) в верхней коре ((La/Yb)_n = 10) (рис. 5).

Основные породы этой возрастной группы неоднородны по петрохимическим и геохимическим характеристикам. Среди них преобладают умеренно-титанистые базальты, суммарная щелочность в породах варьирует от 3 до 7.5 мас.% при преобладании высококалиевых разностей. Содержание рассеянных элементов в базальтах варьирует в широком диапазоне при более или менее сходном типе распределения, характеризующемся дефицитом Nb, Ta и Ti и повышенными содержаниями Ва и Sr (рис. 5). По этим показателям они сближаются с базальтами IAB-типа. По сравнению с раннемеловыми основными породами цаганцабской серии эти базальты в целом отличаются более низким уровнем содержания рассеянных элементов (рис. 5).

От одновозрастных трахириолитов средне-позднеюрские базальты систематически отличаются более низкими содержаниями Rb, Th, U и HREE, более высокими LREE, Sr, P, Ti и более или менее близкими содержаниями Nb, Ta, Zr и Hf. Эти характеристики свидетельствуют об отсутствии геохимических, а следовательно, и генетических связей между кислыми и основными породами в вулканических ассоциациях средней и поздней юры.

Раннемеловые комплексы. Эти комплексы вулканических пород являются наиболее распространенными в строении ВМВП. Они обычно рассматриваются в рамках позднеюрской—раннемеловой $(J_3 - K_1^{-1})$ цаганцабской серии (Мезозойская...,



Рис. 6. Спектры распределения нормированных к составам примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах раннемелового вулканического комплекса. Состав верхней континентальной коры (UCC) приведен по (Rudnick, Gao, 2014).

1975; Фрих-Хар, Лучицкая, 1978). Среди них наиболее широко развиты основные породы трещинных излияний; кислые вулканиты распространены более локально и контролируются вулканами центрального типа, лавовыми куполами и кальдерами (Dash et al., 2015). Детальная характеристика строения и состава раннемеловых магматических комплексов была дана в работе (Ярмолюк и др., 2020). В соответствии с особенностями состава, раннемеловые вулканические породы Восточно-Монгольского пояса подразделяются также на базальт-трахибазальт-трахиандезитовую и риолит-трахириолитовую формации (Карта..., 1989; Геологические..., 1995).

Согласно полученным геохронологическим данным (табл. 1, 2), в раннемеловой истории ВМВП выделяются две фазы активности, отвечающие первой (140–120 млн лет) и второй (120–105 млн лет) половинам раннего мела (рис. 2б). В результате был сформирован вулканический чехол области, выделяемый также как покровный комплекс.

Извержения ранней фазы начались трещинными излияниями базальтов, которые сопровождали формирование системы грабенов и горстов, определивших структурный каркас ВМВП (Ярмолюк и др., 2020). Наряду с основными вулканитами, но, как правило, в завершение соответствующих им импульсов активности, формировались также кислые вулканические комплексы в виде штоков, лавовых куполов, экструзий. Основной объем проявлений кислого вулканизма пришелся на интервал 135-120 млн лет. Близкие оценки были получены В. Ф. Шуваловым (1987), определившим возраст базальтов цаганцабской серии в интервале 124-138 млн лет, а залегающих обычно несколько выше кислых эффузивов — 120-128 млн лет.

Следующая фаза активности (120–105 млн лет) характеризовалась преимущественно базитовым типом вулканизма трещинного типа. Кислый магматизм если и проявлялся, то имел резко подчиненное распространение. С этим этапом связана также смена центров извержений. Они локализовались в пределах системы грабенов, протянувшейся вдоль северного края вулканической области, контролируемой разломами Монголо-Охотской сутуры. При этом, как отмечал В. Ф. Шувалов (1987), излияния протекали на фоне интенсивного осадконакопления.

Основные вулканиты первой половины раннего мела представлены трахибазальтами и трахиандезибазальтами (Dash et al., 2015; Bars et al., 2018; Ярмолюк и др., 2020: Кузнецов и др., 2022). Они характеризуются повышенными содержаниями TiO₂ > 2 мас.%, обладают общей высокой щелочностью (Na₂O + K₂O > 5 мас.%) и в основном отвечают высоко-К петрохимической серии. По большинству петрохимических параметров они слабо отличаются от основных пород позднетриасовых и средне-позднеюрских ассоциаций (рис. 4). Однако геохимические их отличия достаточно выразительны. Раннемеловые базиты выделяются существенно более высокими содержаниями большинства рассеянных элементов, превышающими в том числе их содержания в OIB, исключения составляют Ta, Nb и Ti, содержания которых являются относительно пониженными. Распределение REE в породах фракционированное ((La/Yb)_{*n*} = 21-31).

Породы кислого состава этих ассоциаций представлены главным образом трахириодацитами, щелочными риодацитами, трахириолитами (рис. 4). Они характеризуются субщелочным составом и отвечают высококалиевой серии. Породы демонстрируют обогащение легкими REE при



Рис. 7. Спектры распределения нормированных к составам примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний микроэлементов и редкоземельных элементов в породах экструзивного комплекса. Поле составов раннемеловых основных пород покровного комплекса по (Ярмолюк и др., 2020), OIB по (Sun, McDonough, 1989).

слабо фракционированном распределении средних и тяжелых REE. Они имеют сходство с составом верхней континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014), однако отличаются от него более высокими содержаниями высокозарядных элементов (Th, U, Ta, Nb, Zr, Hf) и REE и более низкими содержаниями Ba, Sr, P, Eu, Ti (рис. 6). Резко варьирующие согласованные минимумы последних указывают на глубокую дифференциацию исходных кислых расплавов, связанную с фракционированием полевых шпатов, а также рудных минералов. В отличие от кислых пород юры, эти породы являются более обогащенными как высокозарядными, так и редкоземельными элементами.

Ассоциирующие с кислыми вулканитами раннемеловые базальты в целом обладают более высокими содержаниями таких элементов, как LREE, Zr, Hf (рис. 6). В ряду пород от базальтов до риолитов, как правило, отсутствует накопление высоко несовместимых элементов, что указывает на отсутствие между ними генетических связей.

Вулканические ассоциации второй половины раннего мела. в соответствии с полученными геологическими и геохронологическими данными, сосредоточены главным образом в северной части вулканического пояса, трассируемой Монголо-Охотской сутурой. Наиболее заметной структурой, связанной с этой фазой излияний, является Ононский грабен, выполненный преимущественно базальтами второй половины раннего мела (<120-100 млн лет). По составу эти породы близки к базальтам первой половины раннего мела. Они также представлены высокотитанистыми (TiO₂ > 2 мас.%) трахибазальтами и трахиандезибазальтами, отвечающими высоко-К петрохимической серии. По геохимическим характеристикам эти породы практически не отличаются от аналогичных пород, сформировавшихся на

протяжении начала раннего мела. Они также обогащены литофильными элементами по сравнению с OIB. Нормированные содержания Та и Nb в них понижены относительно La ((La/Nb)_n ~ 2.4), но близки к Th ((Th/Nb)_n ~ 1.2). Распределение REE в породах фракционированное ((La/Yb)_n = 15–29). Все эти характеристики свидетельствуют о большом сходстве базитов первой и второй половин раннего мела.

Позднемеловые-раннекайнозойские комплексы вулканитов. Для вулканизма этого возраста характерен экструзивный тип — штоки, некки, лакколиты, вулканические купола, сопровождаемые лавовыми потоками небольшой протяженности. Они сложены базанитами, пикробазальтами, трахибазальтами, фонотефритами и трахиандезибазальтами. Характерной особенностью пород является наличие в них мантийных и нижнекоровых ксенолитов, а также мегакристовых ассоциаций глубинного происхождения. Эти ассоциации участвуют в строении двух ареалов, разобщенных не только территориально, но и по возрасту формирования (Ярмолюк др., 2019б; Кузнецов и др., 2022). Один из них возник у восточной оконечности вулканической области в самом конце раннего и начале позднего мела (104–90 млн лет), тогда как другой – у западной границы в позднем мелу-палеогене (87 — ~50 млн лет). В соответствии с имеющимися геохронологическими данными, породы этих ареалов условно определены как раннемеловой и позднемеловой экструзивные комплексы.

Породы раннемелового экструзивного комплекса распространены в бассейне нижнего течения р. Улдза-гол. Они возникли в интервале 104—90 и представлены ассоциациями, включающими пикробазальты, трахибазальты, фонотефриты и трахиандезибазальты. Ими сложены лавовые потоки, купола и лакколиты, а также шлаковые конусы (Bars et

al., 2018). По сравнению с ОІВ, породы комплекса в целом обогащены большинством рассеянных элементов, но по геохимическим характеристикам распадаются на две группы (рис. 7). В породах одной из них, сложенной преимущественно трахибазальтами и трахиандезибазальтами, отмечается отрицательная Ta-Nb аномалия ((La/Nb), ~ 1.8), пониженное содержание Sr и повышенные содержания REE. Эти породы сохраняют сходство с основными породами раннемелового покровного комплекса. В породах другой группы, представленной преимущественно щелочными базальтоидами, аномалии содержаний Sr и Ta–Nb ((La/Nb), от 0.95 до 1.11) отсутствуют. При этом спектр распределения других несовместимых элементов такой же, как в породах первой группы, но при несколько более низких их содержаниях.

Породы позднемелового экструзивного комплекса прослеживаются узкой цепочкой выходов вдоль западной торцевой границы вулканической области. В составе комплекса участвуют пикробазальты и трахибазальты, слагаюшие дайки, штоки, лакколиты, лавовые купола. Породы выделяются повышенной основностью (SiO₂ = 44-47 мас.%) и общей высокой суммарной щелочностью, определяющей наличие в составе пород нормативного нефелина (в среднем Ne_{норм} >10 мас.%). Для геохимического спектра вулканитов характерен Ta-Nb максимум и небольшой Ті-минимум, а также знакопеременное поведение Sr. По составу, прежде всего по содержанию REE, они близки к OIB, но отличаются более высокими содержаниями Rb, Ba и более низкими К. При сравнении с породами раннемелового экструзивного комплекса отмечается их большое сходство с породами второй геохимической группы, в которых Ta-Nb минимум отсутствует.

ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные данные о возрасте и составе вулканических комплексов, отнесенных на картах (Карта..., 1979, 1989; Монгол..., 2010) к ВМВП, позволяют более строго оценить возрастные и пространственные рамки, в которых произошло его формирование. Кроме того, они отражают специфику состава вулканических продуктов разных этапов, которая может быть использована как для возрастного расчленения вулканических пород при отсутствии других способов их разделения на возрастные группы, так и для расшифровки геодинамической обстановки, определившей магматизм той или иной эпохи.

Позднетриасовые вулканические комплексы

Среди изученных пород, отнесенных к ВМВП, наиболее ранними оказались позднетриасовые вулканические образования. Крупные поля этих пород установлены в районе гор Ахарын-Ула, которые на геологических картах выделялись в качестве западной границы ВМВП (Карта..., 1979; Монгол..., 2010). Как показано выше, строение этих полей определяют бимодальные вулканические ассоциации, сложенные главным образом основными и кислыми породами повышенной щелочности. При общем сходстве спектра составов пород этих ассоциаций с вулканическими ассоциациями раннемеловой цаганцабской серии различия между ассоциациями достаточно существенные.

Так. в целом базитовые составляющие позднетриасовых бимодальных ассоциаций являются более основными, а кислые породы более шелочными по сравнению с соответствующими им по составу раннемеловыми породами (рис. 4, 5). Отличаются они и по геохимическим характеристикам. Позднетриасовые базальты в меньшей степени обогащены несовместимыми элементами, прежде всего Th, U, Nb, Ta и LREE; они также характеризуются меньшей степенью фракционирования REE. Кислые породы позднетриасовых бимодальных ассоциаций демонстрируют геохимические связи с основными породами и характеризуются последовательным ростом содержания несовместимых элементов (Th, U, Nb, Ta, REE) по мере роста SiO₂ и углубления отрицательной Eu-аномалии, являющихся показателями степени дифференцированности расплавов. В отличие от них, меловые кислые породы геохимически не связаны с основными породами (Ярмолюк и др., 2020) и по сравнению с последними существенно обеднены несовместимыми элементами.

Ассоциации, близкие по составу к вулканическим комплексам района Ахарын-Ула, но с преобладанием кислых пород, широко распространены в западном обрамлении ВМВП в Центральной Монголии. При этом их возраст оценивался достаточно широко в диапазоне от позднего палеозоя до раннего мезозоя. Они представлены отдельными вулканическими массивами (палеовулканами), сложенными преимущественно щелочными риолитами (комендитами, пантеллеритами, щелочными риодацитами), близкими по составу к соответствующим породам района гор Ахарын-Ула (Ярмолюк и др., 2019а). В строении таких вулканов основные породы имеют, как правило, подчиненное распространение, но их петро-геохимические характеристики полностью согласуются с характеристиками базитов района г. Ахарын-Ула. Геохронологические исследования подобных ассоциаций, выполненные в последние годы, показали, что их формирование происходило около 210 млн лет назад (Zhu et al., 2016; Ярмолюк и др., 2019а), то есть одновременно с вулканическими ассоциациями района гор Ахарын-Ула. Возрастным аналогом таких палеовулканов в центральных участках ВМВП являются, прежде всего, щелочные гранитоиды, слагающие ряд массивов: Баян-Уланский,

Гал-Шаринский, Чойренский и др., которые по возрасту, минеральному и редкоэлементному составу вполне сопоставляются со щелочными риолитами Центральной Монголии (Ярмолюк и др., 2002, 2019а).

Вулканические ассоциации, подобные рассматриваемым, известны и сушественно севернее в Западном Забайкалье (цаган-хуртейская бимодальная вулканическая серия и щелочные граниты малокуналейского комплекса (Литвиновский и др., 2001)). В целом все эти проявления одновозрастного бимодального и шелочно-гранитоидного магматизма рассредоточены по обрамлению Хэнтей-Даурского гранитоидного батолита того же возраста, что позволяет рассматривать их совместно с батолитом в составе общего для них раннемезозойского Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала (Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003). Западное и южное крылья этого ареала, выделяемые как Хархоринская и Северо-Гобийская зоны, захватывают значительные пространства Центральной и Восточной Монголии, что определило появление раннемезозойских магматических комплексов, в том числе вулканических, в пределах территории, занятой ВМВП. Формирование зонального ареала связывается с воздействием мантийного плюма на литосферу молодой орогенной области, возникшей в пределах Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса (Ярмолюк и др., 2016). Предполагается, что масштабное плавление коры под влиянием плюма привело к образованию Хэнтей-Даурского гранитоидного батолита; одновременно по его обрамлению мантийные расплавы проникали в верхние уровни коры и контролировали зоны развития бимодального и щелочно-гранитоидного магматизма.

Средне-позднеюрские комплексы

На геологических картах Монголии возрастной интервал пород ВМВП определен как поздняя юра-ранний мел. В соответствии с полученными нами и опубликованными возрастными данными, породы этого возрастного интервала действительно широко представлены в пределах пояса. Однако они распадаются на две возрастные группы: средне-позднеюрскую и раннемеловую, разделенные возрастным перерывом между 150 и 140 млн лет (рис. 26). Этот перерыв хорошо согласуется с данными (Yang et al., 2015) о существовании паузы в магматической и тектонической активности в регионе в интервале 150-135 млн лет. Ему также соответствует перерыв в осадконакоплении (Jerzykiewicz, Russell, 1991), зафиксированный угловым несогласием между отложениями ширилинской и цаганцабской свит (Graham et al., 2001).

Различаются эти группы также по составу пород и закономерностям их размещения в пределах области. Так, средне-позднеюрскую группу



Рис. 8. Положение составов магматических пород ВМВП на диаграммах Y–Sr/Y (Castillo, 2006) и Y–Nb (Pearce et al., 1984). Условные обозначения см. рис. 4.

представляют средние и кислые вулканиты — андезиты, трахиты, трахидациты, трахириолиты и риолиты. Для некоторых из них установлены высокие значения Sr/Y и La/Yb, типичные для адакитов (рис. 8). Эти породы по своим геохимическим характеристикам близки к составу верхней коры (рис. 5). Основные породы этой возрастной группы по сравнению с раннемеловыми базальтами обеднены большинством несовместимых микроэлементов (рис. 5), особенно Ta—Nb, что сближает их с надсубдукционными породами.

Область распространения позднеюрских вулканических пород ограничена восточной частью Восточной Монголии (рис. 2а, 9, 10). Здесь они слагают крупные поля, сложенные мощными толщами переслаивающихся лав, туфов и игнимбритов кислого состава. В западной части вулканической области позднеюрские вулканиты практически отсутствуют, в связи с чем возникает вопрос о правомочности их отнесения к структурам ВМВП.

На рис. 9 показано распределение позднемезозойских вулканических комплексов в пределах ВМВП и прилегающего к нему с востока



Рис. 9. Схема распределения юрских магматических комплексов в пределах Восточной Монголии и вулканического пояса Большого Хингана. Составлена на основе данных (Zhang J. et al., 2008; Zhang K., 2014; Ступак и др., 2020) и материалов настоящей статьи.

вулканического пояса Большого Хингана (БХВП). Поля позднеюрских вулканитов Монголии тесно примыкают к западному краю БХВП, и их границы совпадают с границами юрских вулканических полей БХВП.

В развитии БХВП выделяются две стадии (Zhang K., 2014), продукты которых в пространстве разобщены, — средне-позднеюрская и раннемеловая (рис. 10). Породы ранней (средне-позднеюрской) стадии распространены вдоль западного края БХВП. Они представлены андезитами, дацитами и риодацитами, в том числе с адакитовыми характеристиками (высокие содержания Sr и низкие Y), низкими содержаниями Ta, Nb, Ti и высокими Rb, Ва, К, отвечающими субдукционным условиям магмогенерации (например, Zhang K., 2014; Deng et al., 2019). По составу эти магматические ассоциации сопоставляются со средне-позднеюрскими вулканическими комплексами ВМВП. Совместно с последними они образуют общий вулканический чехол. Этот чехол прослеживается к северу и югу за пределы широтных рамок ВМВП, вписываясь в общую структуру полей БХВП (рис. 9).

Сходство БХВП и ВМВП на средне-позднеюрской стадии их развития хорошо видно на схеме (рис. 10) корреляции магматических процессов, протекавших в этих областях. Северная часть БХВП, граничащая с ВМВП, сложена рядом свит



Рис. 10. Схема корреляции вулканических комплексов, развитых в пределах северной части Большого Хингана (по Xu et al., 2013) и Восточной Монголии.

1—4 — вулканические комплексы: 1 — щелочные базальтоиды, 2 — трахибазальты и трахиандезибазальты, 3 — андезибазальты, андезиты и кислые туфы, 4 — кислые вулканические породы; 5 — терригенные комплексы; 6 — перерывы в вулканической деятельности.

(формаций), возрастное положение которых остается не вполне определенным. Так, согласно данным (Xu et al., 2013), возраст одного из важнейших подразделений БХВП формации Tamulangou (преимущественно андезибазальты и андезиты) определен в интервале средней юры (>155 млн лет), тогда как Жанг с соавторами (Zhang J. et al., 2008) на основе геохронологических данных оценивают образование этих пород в интервале 185–135 млн лет. То же относится и к другим формациям (Zhang J. et al., 2008). Поэтому на схеме (рис. 10) мы отразили точку зрения Жанга с соавторами (Zhang J. et al., 2010), согласно которой в северном сегменте БХВП вулканизм протекал в четыре этапа: ~180 млн лет, 165-160 млн лет (формация Tamulangou), 150-125 млн лет (формации Jixiangfeng, Shangkuli) и 125-105 млн лет (формация Yiliekede). Породы раннеюрского этапа отделены от более молодых проявлений структурными несогласиями и толщами терригенных пород.

Средне-позднеюрские магматические образования широко распространены в строении БХВП и ограниченно зафиксированы в ВМВП. Образование формации Tamulangou завершилось около 155 млн лет назад (Xu et al., 2013). После этого рубежа в обеих вулканических областях проявился кислый магматизм, при этом в ВМВП только в восточной его части, прилегающей к БХВП. Подобное распространение его продуктов позволяет предположить общую для них генетическую природу и связать средне-позднеюрский вулканизм Восточной Монголии с теми же процессами, которые определили образование БХВП, то есть с процессами конвергенции на восточной границе континента (Zhang K., 2014).

Раннемеловые комплексы

Строение ВМВП в полной мере определяют раннемеловые вулканические образования, наиболее широко распространенные в пределах Восточной Монголии. Они выполняют грабены и прогибы, вытянутые согласно с общим простиранием области до 200 км при ширине до 50 км (Мезозойская..., 1975; Dobrolubov, Filippova, 1990). Формирование структурных депрессий, судя по различиям в строении отдельных впадин, протекало одновременно с вулканическими излияниями. Подобный сопряженный характер вулканической и тектонической активности свидетельствует о рифтогенной природе области. В строении области преобладают основные породы. Кислые породы менее распространены, они участвуют в строении вулканических ассоциаций, как правило завершая базальтовые излияния.

Раннемеловая история ВМВП по времени совпадает со второй стадией развития БХВП (рис. 10). Породы этой стадии развития БХВП смещены относительно юрских к востоку. Они представлены широким спектром пород, включающим разновидности от базальтов до кислых вулканитов (Zhang К., 2014). Разные по составу породы формировались близко по времени (Deng et al., 2019), что определило преобладание в строении раннемелового вулканического чехла пояса вулканических ассоциаций смешанного состава. Геохимические характеристики этих пород несут ярко выраженные субдукционные метки, поэтому, несмотря на их одновозрастность с бимодальными и существенно трахиандезибазальтовыми раннемеловыми вулканическими комплексами ВМВП, следует отметить различную природу магматизма в этих по соседству расположенных областях.

Как уже было показано, в истории формирования ВМВП выделяется несколько этапов. Ранний импульс магматизма (140–120 млн лет) протекал на фоне формирования структурного каркаса области в виде системы грабенов и прогибов, к которым тяготели центры излияний. В большинстве случаев излияния компенсировали прогибания, что исключило образование значительных терригенных прослоев в строении вулканических разрезов. Базальтовые излияния этого времени сформировали основной объем вулканических продуктов области. Подъем расплавов к поверхности, очевидно, сопровождался значительным прогревом недр, что



Рис. 11. Схема строения позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области. Условные обозначения см. рис. 1. Красной штриховкой на схеме выделены ареалы распространения пород экструзивного комплекса.

привело к появлению анатектических кислых расплавов, извержения которых завершили этот этап развития области.

Следующая фаза извержений охватила интервал 120—100 млн лет. Она была менее масштабной, вулканизм протекал в унаследованных и новообразованных грабенах, трассируемых зоной разломов Монголо-Охотской сутуры вдоль северного края вулканической области. Смена интенсивности в целом не повлияла на состав мантийных источников магматизма, но существенно ограничила тепловое воздействие магм на породы коры, поэтому во второй половине раннего мела продукты корового плавления если и формировались, то имели резко подчиненное распространение.

Завершающие фазы развития вулканической области растянулись с конца раннего мела на весь поздний мел и начало кайнозоя. Они были связаны преимущественно с небольшими проявлениями щелочно-базальтоидного вулканизма экструзивного типа на торцевых границах вулканической области.

Полученные данные об инородной природе домеловых комплексов вносят коррективы в определение размеров и границ ВМВП (рис. 11). После выяснения раннемезозойского возраста вулканических полей в районе гор Ахарын-Ула западная граница ВМВП существенно сместилась к востоку.

Ее позицию определяет система разломов СЗ простирания, к которой приурочена цепочка раннемеловых гранитных массивов Их-Хаирханской группы, а также зона развития пород позднемелового экструзивного комплекса. Подобный характер этой границы, определяющий контроль над размещением разновозрастного и разноглубинного магматизма, по-видимому, указывает на нее как на крупный литосферный раздел в фундаменте Центральной Монголии. Восточная граница области совпадает с ареалом развития пород раннемелового экструзивного комплекса. К востоку от него породы с геохимическими характеристиками, типичными для раннемеловых базальтов ВМВП, не прослеживаются (Ступак и др., 2020). Южной границей области, очевидно, следует считать систему впадин Дзун-Баин–Хайлар, южнее которой позднемезозойский вулканизм практически не проявлен. Эти уточнения позволяют связать структурный каркас вулканической области с разломами, входящими в систему сутурных границ Монголо-Охотского пояса (рис. 11).

Геодинамические условия формирования ВМВП

Образование ВМВП, как и других вулканических поясов востока Азии, связывают с разными причинами. Так, достаточно активно развиваются



Рис. 12. Схема размещения позднемезозойских вулканических областей внутриплитного магматизма в пределах позднемезозойской провинции внутриконтинентального растяжения Восточной Азии (Daoudene et al., 2009). Вулканические области: Ал — Алданская, 33 — Западно-Забайкальская, ВМ — Восточно-Монгольская, ГА — Гоби-Алтайская, СКК — Северо-Китайского кратона.

идеи о том, что пояс возник вследствие процессов конвергенции, сопровождавших закрытие Монголо-Охотского океана (Wang F. et al., 2006; Metelkin et al., 2010; Wang T. et al., 2022). Выдвигаются также представления о возможной связи пояса с зоной субдукции со стороны Тихого океана (Zonenshain et al., 1990; Zhou, Li, 2000; Ying et al., 2010). Нами рассматривается вариант внутриплитного образования пояса над мантийным плюмом (Ярмолюк и др., 2020). При этом мы исходим из того, что ВМВП сформировался вне зоны воздействия конвергентных границ. Закрытие Монголо-Охотского бассейна на его Монгольском отрезке завершилось к раннему мезозою (Ярмолюк и др., 2019а), а со стороны Тихого океана ВМВП был огражден Больше-Хинганским вулканическим поясом. Формирование ВМВП, как и других позднемезозойских рифтогенных областей Центральной Азии, протекало на фоне регионального растяжения (рис. 12),

охватившего в позднем мезозое всю территорию Центральной Азии (Daoudene et al., 2009). По оценке Донской и соавторов (Donskaya et al., 2008, 2013), начало процессов растяжения оценивается рубежом ~140 млн лет, то есть тем же временем, что и заложение позднемезозойской магматической провинции востока Азии (Ярмолюк и др., 2019в). Контуры области растяжения согласуются с границами магматической провинции, что соответствует ранее высказанному предположению о размещении в основании провинции горячего поля мантии, воздействие которого на литосферу стало основной причиной ее растяжения. В пределах ВМВП образование грабенов сопровождалось вулканической деятельностью, свидетельствующей о размещении в основании области активно действующего центра магматизма. Его мантийные производные формировались при участии двух источников магм: одного, близкого к составу надсубдукционных базальтов

(ІАВ), и другого, характерного для внутриплитных базальтов океанических островов (OIB) (Ярмолюк и др., 2020). Преобладающими в строении ВМВП являются породы с промежуточными между OIB и ІАВ характеристиками, образование которых определялось взаимодействием обоих источников в области магмогенерации. Породы OIB-типа стали доминировать на заключительных этапах развития области в вулканических ассоциациях экструзивного комплекса. Смена состава источников, по-видимому, была связана с изменением уровня магмогенерации на поздних фазах развития ВМВП. Наиболее выразительно она проявилась в породах раннемелового экструзивного комплекса, в строении которого участвуют базальты с геохимическими характеристиками, отвечающими, с одной стороны, раннемеловым базальтам покровного комплекса (смешанного ОІВ и ІАВ типов), а с другой — OIB. Геохимические различия между ними на спайдерграммах зафиксированы изменением величины Ta-Nb аномалии от отрицательной в первой группе до положительной во второй ((La/Nb), от 0.7 до 1.8), а также исчезновением Sr-минимума. При этом содержания и распределение других несовместимых элементов в породах обеих групп остаются очень близкими. Несколько более высокое $(La/Yb)_n$ в базальтах с характеристиками OIB (14-16 против 11-13 в базальтах смешанного ОІВ и ІАВ типов), вероятно, указывает на более глубокий уровень зарождения их расплавов. Сходные изменения составов базальтоидов на рубеже около 100 млн лет зафиксированы и в других позднемезозойских-раннекайнозойских вулканических областях Центральной Азии (Donskaya et al., 2013; Yarmolyuk et al., 2015; Sheldrick et al., 2020a).

Позднее, при образовании позднемезозойского экструзивного комплекса, доминирование внутриплитного источника OIB-типа становится окончательным. Сходство пород этого комплекса с OIB особенно отчетливо прослеживается в характеристиках REE, как по их содержанию, так и по характеру распределения. По сравнению с породами раннемелового экструзивного комплекса, эти породы являются менее обогащенными несовместимыми элементами. Несмотря на то что спектры распределения у тех и других являются очень близкими, позднемеловые породы в большей степени обогащены легкими REE ((La/Yb)_n = 15–22), что, вероятно, указывает на более глубокие уровни их формирования.

Отмеченная возрастная последовательность изменения состава основных пород ВМВП была связана нами (Ярмолюк и др., 2020) с постепенным выведением из магматических источников субдукционно измененного мантийного компонента и усилением влияния внутриплитного компонента. Эти геологические характеристики позволяют предложить модель формирования ВМВП. Его образование было связано с импульсом

внутриплитного магматизма, проявившимся в различных участках Центральной Азии в конце юрыраннем мелу (Ярмолюк и др., 2019в). Этот импульс был вызван активностью мантийного плюма, который стал источником магм OIB-типа. Воздействие плюма на литосферную мантию, метасоматически измененную при сублукции, сопровожлавшей закрытие Монголо-Охотского бассейна, привело к появлению расплавов с геохимическими характеристиками, промежуточными между ОІВ и ІАВ. Затухание магматической деятельности, очевидно, сопровождалось погружением температурного фронта; область плавления сместилась ниже уровня распространения метасоматизированной мантии, поэтому продукты завершающих стадий развития области несли характеристики только плюмового источника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди вулканических комплексов, отнесенных на геологических картах Монголии к позднемезозойскому ВМВП, помимо меловых вулканитов геохронологическими исследованиями выявлены также позднетриасовые и средне-позднеюрские образования. Установлено их вещественное отличие от меловых вулканитов, а также показано, что условия их распространения в пределах ВМВП определялись особенностями строения магматических областей, формировавшихся в соответствующие интервалы времени в восточной части Азиатского континента.

Позднетриасовые магматические комплексы широкое развитие получили к западу от ВМВП в районе гор Ахарын-Ула. Они характеризуются значениями возраста около 215 млн лет и представлены бимодальными базальт-щелочно-риолитовыми вулканическими ассоциациями, формирование которых было связано с образованием раннемезозойского Хэнтей-Даурского зонального магматического ареала. Внешние зоны ареала частично захватили ту территорию, в пределах которой позднее сформировался позднемезозойский ВМВП. Эти зоны, выделяемые также как зоны распыленного магматизма (Коваленко и др., 1984). характеризуются развитием субщелочных и щелочных гранитоидов, формирование которых происходило в то же время, что и пород района гор Ахарын-Ула (Ярмолюк и др., 2019а). Специфика магматизма зонального магматического ареала связывается с его формированием под воздействием мантийного плюма, вызвавшего крупнообъемное коровое плавление в центральной части ареала (Хэнтей-Даурский батолит) и сформировавшего зоны рифтогенеза по его обрамлению. Образование бимодальных магматических ассоциаций в зонах рифтогенеза контролировалось механизмами дифференциации базальтовых магм плюмовой природы.

Средне-позднеюрские магматические комплексы выделяются, прежде всего, благодаря крупным полям кислых вулканитов — трахидацитов, трахириолитов, их туфов и игнимбритов, которые сформировались в интервале 170-150 млн лет. Эти вулканические породы распространены преимущественно в восточной части ВМВП, а также к северо-востоку и юго-востоку от нее (Ступак и др., 2020). Их распределение согласуется с распределением юрских вулканических полей в западной части Больше-Хинганского вулканического пояса, с которыми они близки не только по времени формирования, но и по составу вулканических ассоциаций. Подобное сходство свидетельствует о связи позднеюрского магматизма с развитием БХВП, формирование которого определялось субдукционными процессами со стороны Тихого океана.

Меловой магматизм стал определяющим для ВМВП. Выделяется ряд фаз, отвечавших последовательным стадиям его развития. Ранняя фаза, охватившая первую половину раннего мела, протекала на фоне становления рифтогенного каркаса области и сопровождалась наиболее крупнообъемными излияниями трахиандезибазальтов, завершавшимися проявлениями кислого магматизма. Во второй половине раннего мела отмечается спад вулканической активности. Излияния происходили в грабенах северного борта области, контролируемого разломами Монголо-Охотской сутуры. В конце раннего мела и начале позднего мела вулканизм локализовался у восточного края ВМВП, сформировав здесь ряд небольших вулканов центрально типа, экструзий, лакколитов, штоков и шлаковых конусов, сложенных трахибазальтами и базанитами. На этом этапе произошла смена состава источника основных магм, который доминировал на протяжении всего раннего мела и отвечал источнику, сочетавшему характеристики субдукционно измененной и примитивной мантии. В породах раннемелового экструзивного комплекса метки субдукционно измененной мантии исчезли, и продукты вулканизма приблизились к составу внутриплитных базальтоидов. Этот тип источника продолжал действовать в позднем мелу, когда у западной границы ВМВП сформировался позднемеловой экструзивный комплекс щелочных пород. Участие внутриплитного источника в магматизме ВМВП на протяжении всего времени его формирования решает вопрос о геодинамической природе области и позволяет связать ее образование с воздействием мантийного плюма.

Полученные данные о связи крупных полей позднеюрских кислых вулканитов восточной части ВМВП с формированием БХВП изменяют представления о характере вулканизма этой части пояса. Здесь, как и в западной части ВМВП, в строении вулканических полей ведущая роль принадлежала основным вулканитам. Это соответствует представлениям о сходстве ВМВП с другими позднемезозойскими вулканическими областями внутриконтинентальной части востока Азии, в строении которых доля кислых магматических пород является резко подчиненной (Ярмолюк и др., 2019в).

Источники финансирования. Исследование выполнено в Лаборатории редкометалльного магматизма Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00033, https://rscf.ru/project/22-17-00033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологические формации Монголии. М.: Шаг, 1995. 179 с.

Девяткин Е.В., Шувалов В.Ф. Континентальный мезозой и кайнозой Монголии (стратиграфия, геохронология, палеогеография) // Эволюция геологических процессов и металлогении Монголии. М.: Шаг, 1990. С. 165–177.

Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб 1: 1500000. Гл. ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК, 1979.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК СССР, 1989.

Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Козлов В. Д., Владыкин Н.В. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.

Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457-479.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И. Происхождение адакитовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалкалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ) // Петрология. 2020. № 3. С. 327–351.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандимирова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–456. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.

Монгол улсын мезозой-кайнозойн тектоникийн зураг. Масштаб 1: 1000000. Гл. ред. Томортогоо О. Улан-Батор: МАН, 2010.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.

Соловьев Н.С., Шатков Г.А., Якобсон Т.Н., Владимирский Г.М. Приаргунско-Монгольский вулканический пояс // Геология и геофизика. 1977. № 3. С. 20–31.

Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. Строение, состав и условия формирования раннемелового Монголо-Восточно-Забайкальского вулканического пояса на примере Дурулгуй-Торейского района (Южное Забайкалье, Россия) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 35–47.

Ступак Ф.М., Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А. Позднемезозойский вулканизм Усть-Карской впадины (Восточное Забайкалье) и его соотношения с магматизмом Большехинганского и Восточно-Монгольского вулканических поясов // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. С. 19–33.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 273.

Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 157 с.

Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К–Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. С. 69–89.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Поведение изотопов ²³⁸U, ²³⁵U, ²³⁴U в процессах выветривания вулканических пород с урановой минерализацией (на примере месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье) // Петрология. 2019. № 4. С. 446–467.

Шарпенок Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е. Новые положения петрографического кодекса о вулканогенных образованиях // Вулканология и сейсмология. 2009. № 4. С. 64–80.

Шувалов В.Ф. Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 68–77.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 457–475. Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Травин А.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В. Раннепалеозойская активная окраина Хангайского сегмента Монголо-Охотского океана // Докл. АН. Науки о Земле. 2018. Т. 480. № 1. С. 73–79.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов М.В. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология. 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Ээнжин Г. Раннемезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиция // Докл. АН. Науки о Земле. 2019а. Т. 488. № 1. С. 62–66.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. Поздние стадии развития позднемезозойской Восточно-Монгольской вулканической области: возраст и состав вулканических пород // Докл. АН. Науки о Земле. 2019б. Т. 487. № 3. С. 283–288.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019в. № 4. С. 60–77.

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.

Bars A., Miao L., Fochin Z., Baatar M., Anaad Ch., Tog-tokh K. Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // Geol. J. 2018. V. 53. P. 2449–2470.

Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51. № 3. P. 257–268.

Chen B., Jahn B.M., Tian W. Evolution of the Solonker suture zone: constraints from zircon U–Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd–Sr isotope compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments // J. Asian Earth Sci. 2009. V. 34. P. 245–257.

Daoudene Ya., Gapais D., Ledru P., Cocherie A., Hocquet Ś., Donskaya T.V. The Ereendavaa Range (north-eastern Mongolia): an additional argument for Mesozoic extension throughout eastern Asia // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. P. 1381–1393.

Dash B., Ying A., Jiang N., Tseveendorj B., Han B. F. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: constraints on their tectonic origin // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 281–299.

Deng C., Suna D., Lib G., Lu S., Tang Z., Gou J., Yang Y. Early Cretaceous volcanic rocks in the Great Xing'an

nam. 2019. V. 124. P. 38-51.

Dobrolubov B.A., Filippova I.B. The geology, rock chemistry, and fluorine mineralizations of north west part, Eastern Mongolian rift belt // Geology and Mineral Resources of Mongolia. Ed. Marinov N.A. Moscow: Nedra Press, 1990. V. 3. P. 108-123.

Donskaya T.V., Windley B.F., Mazukabzov A.M., Kröner A., Sklvarov E.V., Gladkochub D.P., Ponomarchuk V.A., Badarch G., Reichow M.K., Hegner E. Age and evolution of late Mesozoic metamorphic core complexes in southern Siberia and northern Mongolia // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 405-421.

Donskava T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic-Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.

Eizenhöfer P.R., Zhao G., Suns M., Zhang J., Han Y., Hou W. Geochronological and Hf isotopic variability of detrital zircons in Paleozoic strata across the accretionary collision zone between the North China craton and Mongolian arcs and tectonic implications // Geol. Soc. Am. Bull. 2015. V. 127. P. 1422-1436.

Faure M., Natalin B. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // Tectonophysics. 1992. V. 208. P. 397-411.

Graham S.A., Hendrix M.S., Johnson C.L., Badamgarav D., Badarch G., Amory J., Porter M., Barsbold R., Webb L.E., Hacker B.R. Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia // Geol. Soc. Am. Bull. 2001. V. 113. P. 1560-1579.

Hasegawa H., Ando H., Hasebe N., Ichinnorov N., Ohta T., Hasegawa T., Yamamoto M., Li G., Erdenetsogt B.O., Heimhofer U., Murata T., Shinya H., Enerel G., Oyunjargal G., Munkhtsetseg O., Suzuki N., Irino T., Yamamoto K. Depositional ages and characteristics of Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous lacustrine deposits in southeastern Mongolia // Island Arc. 2018. V. 27. P. 1–17.

Jerzykiewicz T., Russell D.A. Late Mesozoic stratigraphy and vertebrates of the Gobi basin // Cretaceous Res. 1991. V. 12. P. 345-377.

Johnson C.L., Graham S.A. Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia // J. Sedimentary Res. 2004. V. 74. P. 786-804.

Johnson C.L., Constenius K.C., Graham S.A., Mackey G., Menotti T., Payton A., Tully J. Subsurface evidence for late Mesozoic extension in western Mongolia: tectonic and petroleum systems implications // Basin Res. 2015. V. 27. P. 272–294.

Li J.Y. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate // J. Asian Earth Sci. 2006. V. 26. P. 207-224.

Li Y., Xu W.L., Wang F., Tang J., Zhao S., Guo P. Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic-Early Mesozoic igneous rocks of the Erguna Massif, NE China:

Range: late effect of a flat-slab subduction // J. Geody- implications for the early evolution of the Mongol-Okhotsk tectonic regime // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 144. P. 205-224.

> Li S., Chung S.L., Wilde S.A., Jahn B.M., Xiao W.J., Wang T., Guo O. O. Early-Middle Triassic high Sr/Y granitoids in the southern Central Asian Orogenic Belt: implications for ocean closure in accretionary orogens // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 122. P. 2291-2309.

> Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M. T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 400-419.

> Ouyang H.G., Mao J.W., Zhou Z.H., Su H.M. Late Mesozoic metallogeny and intracontinental magmatism, southern Great Xing'an Range, northeastern China // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1153-1172.

> Parfenov L.M., Popeko L.I., Tomurtogoo O. Problems of tectonics of the Mongol-Okhotsk Orogeny // Pac. Geol. 1999. V. 18. P. 24-43.

> Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A., Hwang D.H., Khanchuk A.I., Kuzmin M.I., Nokleberg W.J., Obolenskiy A.A., Ogasawara M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Smelov A. P., Yan H.Q. Metallogenesis and tectonics of northeast Asia; Chapter 1 // U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2010. V. 1765. P. 1.1-1.36.

> Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

> Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // Contrib. Min. Pet. 1976. V. 58. P. 63–81.

> Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, 2014. V. 4. P. 1-51.

> Scotese C.R. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstruction // Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 1991. V. 87. P. 493-501.

> Sheldrick T.C., Barry T.L., Dash B., Gan Ch., Millar I.L., Barfod D.N., Halton A.M. Simultaneous and extensive removal of the East Asian lithospheric root // Scientific Rep. 2020a. V. 10. P. 4128.

> Sheldrick T.C., Barry T.L., Millar I.L., Barfod D.N., Halton A.M., Smith D.J. Evidence for southward subduction of the Mongol-Okhotsk oceanic plate: implications from Mesozoic adakitic lavas from Mongolia // Gondwana Res. 2020b. V. 79. P. 140-156.

> 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.

> Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ Nº 1 2024 том 32

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. London. 2005. V. 162. P. 125–134.

Wang F., Zhou X.H., Zhang L.X., Ying J.F., Zhang Y.T., Wu F.Y., Zhu R.X. Late Mesozoic volcanism in the Greater Xing'an Range (NE China): timing and implications for the dynamics setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 179–198.

Wang T., Tong Y., Zhang L., Lia S., Huang H., Zhang J., Guo L., Yang Q., Hong D., Donskaya T., Gladkochub D., Tserendash N. Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145. P. 368–392.

Wang T., Tong Y., Xiao W., Guo L., Windley B.F., Donskaya T., Li S., Narantsetseg Ts., Zhang J. Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and formation of an orocline: magmatic migration based on a large archive of age data // Nat. Sci. Rev. 2022. V. 9. nwab210.

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.

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

Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Ji W.Q., Yang D.B., Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 74. P. 167–193.

Yang Y.T., Guo Zh.X., Song Ch.Ch., 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. Yarmolyuk V. V., Kudryashova E. A., Kozlovsky A. M., Lebedev V. A., Savatenkov V. M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 604–623.

Ying J.F., Zhou X.H., Zhang L.Ch., Wang F., Zhang Y.T. Geochronological and geochemical investigation of the late Mesozoic volcanic rocks from the Northern Great Xing'an Range and their tectonic implications // Int. J. Earth Sci. 2010. V. 99. P. 357–378.

Zhang J.H., Ge W.C., Wu F.Y., Wilde S.A., Yang J.H., Liu X.M. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China // Lithos. 2008. V. 102. P. 138–157.

Zhang J.H., Gao S., Ge W.C., Wu F.Y., Yang J.H., Wilde S.A., Li M. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, north-eastern China: implications for subduction-induced delamination // Chem. Geol. 2010. V. 276. P. 144–165.

Zhang K.J. Genesis of the Late Mesozoic Great Xing'an Range Large Igneous Province in eastern central Asia: a Mongol-Okhotsk slab window model // Int. Geol. Rev. 2014. V. 56. P. 1557–1583.

Zhou X.M., Li W.X. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in Southeastern China: implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas // Tectonophysics. 2000. V. 326. P. 269–287.

Zhu M., Zhang F., Miao L., Baatar M., Anaad Ch., Yang S., LiX. Geochronology and geochemistry of the Triassic bimodal volcanic rocks and coeval A-type granites of the Olzit area, Middle Mongolia: implications for the tectonic evolution of Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 122. P. 41–57.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. Washington: Geodynamic Monograph. Am. Geoph. Union, 1990. 450 p.

Рецензенты А. В. Иванов, И. К. Козаков, А. Б. Котов

Structure, Age, and Evolution of the Late Mesozoic East Mongolian Volcanic Belt

V. V. Yarmolyuk^{a, #}, A. M. Kozlovsky^{a, ##}, E. A. Kudryashova^a, Ts. Oyunchimeg^b

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia ^bInstitute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar 15160, Mongolia [#]e-mail: yarm@igem.ru ^{##}e-mail: yarm@igem.ru

##e-mail: amk@igem.ru

Geochronological studies of volcanic rocks ascribed to the Late Mesozoic East Mongolian volcanic belt (EMVB) allow to distinguish several groups among them that differ in age and composition of igneous associations, as well as in the features of their distribution within the region. The earliest group (about 215 Ma) is represented by rocks of the bimodal association distributed in the western part of the EMVB. The next group (170–150 Ma) is predominantly formed by felsic lavas of the shoshonitic–latite association, which compose large volcanic fields in the eastern part of the EMVB. The rocks with an age of 140–105 Ma form the EMVB cover and are predominantly represented by trachyandesite basalts, whose fields are accompanied by small volcanoes of trachydacites and trachyrhyolites. Separate groups of extrusions of alkaline basaltoids were formed in the interval of 105–80 Ma.

The rocks of different age associations are characterized by different geological position. The age and composition of the Late Triassic bimodal complex are compared with similar associations developed in central Mongolia and Western Transbaikalia framing the Khentey-Daur batholith. Their formation is associated with the evolution of the Early Mesozoic Khentey-Daur zonal magmatic area. Middle–Late Jurassic igneous complexes are distributed mainly in the eastern part of the EMVB. The fields of their outcrops fit into the distribution zone of the Late Jurassic volcanic fields of the Great Xing'an volcanic belt, with which they are close both in the formation time and composition of volcanic associations. Cretaceous magmatism determined the main history of the formation of the EMVB. Its development was accompanied by rifting of numerous depressions and grabens, as well as the regular evolution of its mantle sources, directed towards an increase in the proportion of the intraplate component.

The dimensions, boundaries, and characteristics of the EMVB magmatism have been refined. The western boundary of the region is displaced to the east and is determined by a NW-trending end fault system that controls a chain of Early Cretaceous granite massifs, as well as rocks of the Late Cretaceous extrusive complex. The eastern boundary of the region is shifted to the west, where it coincides with the area of development of the rocks of the Early Cretaceous extrusive complex. Taking into account the data on the foreign position of the Late Triassic and Middle–Late Jurassic complexes in the structure of the EMVB, it has been established that the composition of the magmatic products of the belt is mainly determined by basic volcanic rocks. This is consistent with the idea that the EMVB is similar to other Late Mesozoic volcanic areas of the inland part of East Asia, in whose structure the proportion of felsic igneous rocks is subordinate.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Mesozoic, volcanism, geochronology

УДК 563.45(116.3:470.4)

БИО-МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ТУРОНСКИХ–КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА НИЖНЯЯ БАННОВКА, ЮГО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛИТЫ

© 2024 г. Е. М. Первушов*, И. П. Рябов, А. Ю. Гужиков, В. Б. Сельцер, Е. А. Калякин, В. А. Фомин

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

> *e-mail: pervushovem@mail.ru Поступила в редакцию 02.12.2022 г. После доработки 15.04.2023 г. Принята к публикации 03.05.2023 г.

Представлено описание, палеонтологическая и биостратиграфическая характеристика туронскихконьякских отложений в опорном разрезе Нижняя Банновка, стратотипе банновской свиты (турон Нижнего Поволжья). Дополнена и уточнена магнитостратиграфическая характеристика данных отложений. Петромагнитные данные способствуют дополнительному расчленению разреза и выявлению седиментационной ритмичности. Палеомагнитные данные в сочетании с данными по бентосным фораминиферам способствуют проведению наиболее детальной корреляции туронских-коньякских отложений Поволжья. По результатам комплексного изучения рассматриваемого интервала отложений в пределах юго-восточного свода Ульяновско-Саратовского прогиба обозначены закономерности в распространении губкинского горизонта, обусловленные существовавшим структурным планом территории и процессами, предшествовавшими осадконакоплению в коньякское и сантонское время.

Ключевые слова: верхний мел, банновская свита, вольская свита, бентосные фораминиферы, иноцерамы, цефалоподы, иглокожие, магнитостратиграфия, петромагнетизм, Поволжье

DOI: 10.31857/S0869592X24010058, EDN: ZJJEBT

ВВЕДЕНИЕ

Разрезы верхнемеловых отложений в окрестностях с. Нижняя Банновка, в частности с интервалами туронских-коньякских карбонатных пород, принято считать опорными при рассмотрении вопросов стратиграфии верхнего мела Поволжья. Это выразилось в том, что разрез Нижняя Банновка был предложен в качестве стратотипа банновской свиты (турон юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба) (Олферьев, Алексеев, 2005). Представления о стратиграфии литологически однообразного интервала карбонатных пород в этом разрезе неоднозначны. Отчасти это обусловлено тем, что ранее стратиграфические построения основывались на двучленной структуре туронского и коньякского ярусов без опоры на материалы микрофачнистических исследований. Присутствие и положение в разрезе границы турона-коньяка, как и более детальное расчленение этого интервала, остаются дискуссионными.

Авторы публикации предприняли изучение полного разреза туронских—коньякских отложений разреза Нижняя Банновка с целью представить обоснованное зональное расчленение этого интервала пород и уточнить положение подошвы коньякского яруса. В основу проведенных работ положено комплексирование результатов анализа вертикального распределения бентосных фораминифер и представителей макрофауны с полученной магнитостратиграфической и петромагнитной характеристикой разреза.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТУРОНСКИХ– КОНЬЯКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА НИЖНЯЯ БАННОВКА

Описания верхнемеловых образований, слагающих гору Сырт и ограничивающего ее с севера Можжевелового оврага, стали известны по работам А.Д. Архангельского (Архангельский, 1912; Архангельский, Добров, 1913), А.Н. Мазаровича (1924) и Е.Е. Милановского (1940). В середине 1950-х годов нижнебанновские разрезы были выбраны в качестве опорных при проведении ознакомительных полевых

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24010058 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Расположение района стратотипической местности банновской свиты на территории исследований губкинского горизонта (а) и местоположение стратотипа банновской свиты (б).

1— стратотип банновской свиты; 2— линия профиля сопоставления опорных разрезов губкинского горизонта (рис. 3): 1— Коммунар, 2— Сплавнуха, 3— Нижняя Банновка, 4— Каменный Брод, 5— Чухонастовка.

маршрутов Всесоюзного стратиграфического совещания (Решения..., 1955, 1962). До начала двадцать первого века суждения о геологическом возрасте и детальности расчленения интервала карбонатных пород, заключенного между терригенными породами сеномана и карбонатно-кремнистыми образованиями нижнего сантона, основывались на представлениях авторов первых описаний.

Изначально исследователи (Архангельский, 1912; Милановский, 1940; Глазунова, 1972) относили эти карбонатные породы к туронскому ярусу. Позже были представлены разные варианты детального стратиграфического расчленения туронских и коньякских пород в разрезе Нижняя Банновка. Д.П. Найдин (1995) и Р.А. Габдуллин (2007) выделяли в этом разрезе средний и верхний турон,

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024

Таблица 1. Эволюция взглядов на строение туронских-коньякских отложений Поволжья и современные представления о лито- и биостратиграфии турона-коньяка Восточно-Европейской платформы

L00	ì							Стратиграфическая схема 2004:				Бентосные фораминиферы			Иноцерамы (Прикарпатье)		
dstei 20		DVC	Pavlow	Архангель-	Решения	Гпазунова	Найдин,	탈	Д Олферьев, Алексеев, 2005		Беньямовский, 200	Беньямовский, 2008а, б)8а, б Биособытия		Ernst et al.,1983;	
Gra	NC NC	дЪ	1897	СКИЙ, 1012	1955, 1962	1972	Морозов,	з, <mark>о</mark> р		Ло	ОНЫ	с дополнениями		(Поволжье)	Walaszczyk, 1992;		
млн лет	R	Ĕ		1912	,		1986	CBI CBI		моллюски	БФ	Зона/Подзона	à	<u>ca</u>	Зоны		
	E E	КНИЙ		Inoceramus						texanus-	Gavelinella		8c	ulpt olon			
86.3	AH ⁻	ŤН		pachti						propinqua	infrasantonica	Stensioeina	8b	a ¶a.			
00,0		epx.			Inoceramus					subgudratus		exculpta (LC 8)	82		pachti >		
		m			Involutus	Inoceramus	Inoceramus				Gavelinella		00				
	Ň	ÌИЙ			Incooromuc	involutus	involutus		垳	involutus	thalmanni	Gavelinella		omt ca	involutus		
	X	едн		SI SI	wandereri				S	kaanani		thalmanni (LC 7)	_	nica ti <			
	R K	g		utus	Wandoron				P	KOeneni		· · · · · ·		hen ben	Koeneni 5		
	E			<u> MI</u> Docei					H H	crassus-			6h	acre	gibbosus crassus crassus/		
	X						Inoceramus		۵	deformis		Drotostonaioaina		sisis 🛉 🖡	deformis deformis		
		ЦЙ					schloenbachi			brongniarti	Gavelinella	granulata /		nen ata ₁	crassus inconstans		
		КИН	ел"								kelleri	Gavelinella	fak	selr Ileri nula	waltersdorfensis		
			ĬЙМ					Ň		rotundatus		kelleri (LC 6)	i) Oak	gra	deformis erectus		
89,8			10Bb	_'			Inoceramus costelatus [= woodsi]	KI		scupini -			6at		waltersdorfensis		
		ЙŇ	рам					E		incertus	-	Protostensioeina	50	Ipta Init			
		рхн	оце	<i>"</i> , ,	емой Inoceramus Iamarcki	Inoceramus			striato-		praeexculpta /	iforn excu					
		Be	Å Å	"немой		lamarcki			-		Gavelinella	Ataxophragmium	5b	erini bel rae(striatoconcentricus		
	РОНСКИЙ				мел			Iamarcki			costelatus	moniliformis	compactum -	-	P des Dispansion	perplexus/lamarcki	
							Inocoramus		₹ S	lomoroki		(LC 5)	5a		lamareki		
		Ϊ					apicalis		P	Iamarcki		Gavelinella	4b	T ilino			
		JH							ğ			G ammonoides		a n			
	P	cbe	cbe	cbe					Inoceramus			apicalis		(LC 4)	4a		hercinycus
									Inocoramus	mus Incorramus	Inoceramus	labiatus			hercinycus -		
				brongniarti	niarti labiatus	lahiatus	labiatus	lahiatus	Inoceramus			subhercinycus	Gavelinella	Gavelinella	3b	she	Subherchrycus
		ЧЙ					hercinycus			labiatus-	nana	nana (LC 3)		R.	mytiloides		
		¥								triangulus		, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	3a	Ū			
93,9						1				ulaliyulus	Lingulogavelinella						
		JMAH							hattini	globosa				hattini			

Примечание. В. – Berthelini, G. – Gavelinella, Gr. – Grammostomum, P. – Protostensioeina, S. – Stensioeina, T. – Tappanina.

том 32

<u>№</u> 1

2024

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



Рис. 2. Опорный разрез Нижняя Банновка.

(а) — правый борт оврага, выходящего к р. Волга, стратотипический разрез банновской свиты; (б) — базальный фосфоритовый прослой в основании банновской свиты; (в) — плита желваковых фосфоритов в основании банновской свиты; (г) — базальный фосфоритовый "губковый" прослой в основании можжевелоовражной свиты; (д) — детальное строение участка "губкового" прослоя, залегающего в основании можжевелоовражной свиты; с ксенолитами подстилающих карбонатных пород. К₂ml — меловатская свита (сеноман Поволжья), К₂bn — банновская свита (турон), К₂vl — вольская свита (коньяк), К₂mo — можжевелоовражной свиты). Сплошная красная линия — литологически обособленные поверхности подошвы банновской и можжевелоовражной свит, пунктирная линия — поверхность подошвы коньяка (вольской свиты) по данным БФ.



Рис. 3. Сводный магнитостратиграфический разрез турона—нижнего сантона Нижнего—Среднего Поволжья (по Гужикова и др., 2021а, 2021б, с дополнениями) и корреляция туронских—коньякских отложений Ульяновско-Саратовского прогиба. Номера разрезов соответствуют номерам в схеме расположения разрезов на рис. 1.



Рис. 4. Положение стратотипа банновской свиты в структуре губкинского горизонта на территории Нижнего и Среднего Поволжья, приведенное к подошве пород нижнего сантона (Первушов и др., 2019, с исправлениями и дополнением). (а) — палеогеологический профиль по линии разрезов Чухонастовка–Каменный Брод–Мирошники–Меловатка–Нижняя Банновка–Сплавнуха–Пудовкино–Багаевка–Озерки-2–Карамышка–Мизино-Лапшиновка-2–Вишневое–Коммунар; (б) — положение линии палеогеологического профиля и ее соотношение с современным структурным планом территории. Ульяновско-Саратовский наложенный прогиб: I — северо-восточная часть, II — юго-западная часть; 1 — Ольховская впадина, 2 — Каменско-Золотовская структурная ступень, 3 — Карамышская впадина, 4 — Елшано-Сергеевский вал, 5 — Татищевский вал, 6 — Саратовские дислокации, 7 — Степновский вал, 8 — Вольская впадина, 9 — Терсинская впадина. ВУА — Волго-Уральская антеклиза.

нижний коньяк. В.М. Харитонов с коллегами (2001, 2003), исходя из двучленной структуры ярусов, установил в этом разрезе нижний и верхний турон, нижний и верхний коньяк. История изучения туронских—коньякских отложений разреза Нижняя Банновка отражает в целом эволюцию взглядов на стратиграфию этого интервала в Поволжье (табл. 1).

В середине 90-х годов прошлого века был инициирован переход к выделению местных картируемых подразделений, что способствовало разработке проекта стратиграфической схемы верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья (Первушов и др., 1999). В этом варианте схемы весь интервал карбонатов турона-коньяка Волгоградского-Саратовского правобережья рассматривался как нижнебанновская свита, в составе двух подсвит: нижней, которая соотносилась с гулюшевской свитой северо-западного свода Ульяновско-Саратовского прогиба, и верхней, сопоставляемая с сурской свитой.

В Стратиграфической схеме верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (Стратиграфическая..., 2004; Олферьев, Алексеев, 2005) карбонатные породы турона-коньяка определены как губкинский горизонт. В структуре этого регионального стратона на территории Саратовского и северной части Волгоградского правобережья выделены банновская (турон) и вольская (коньяк) свиты. В качестве стратотипа банновской свиты указаны разрезы в окрестностях с. Нижняя Банновка (Красноармейский район Саратовской области) (Олферьев, Алексеев, 2005). В южной части Волгоградского Поволжья генетически близкие банновскую и вольскую свиты объединяют в захаровскую серию (Олферьев, Алексеев, 2005; Государственная..., 2009).

В окрестностях с. Нижняя Банновка, по итогам тематических работ (Харитонов и др., 2001; Суринский и др., 2016; Суринский, Гужиков, 2017; Guzhikova et al., 2019), нами выбран конкретный разрез (рис. 1), в котором уверенно по

ПЕРВУШОВ и др.

Рис. 5. Распределение бентосных фораминифер в разрезе Нижняя Банновка. Зоны/подзоны БФ — зоны/подзоны по бентосным фораминиферам (Беньямовский, 2008а, 2008б). Жирным шрифтом выделены зональные формы. Сокращения: зона БФ и подзона БФ — зона и подзона по бентосным фораминиферам, выделенные по схеме В. Н. Беньямовского (2008а, 2008б).

литологическим признакам прослеживается подошва и кровля губкинского горизонта (рис. 2). Проведено описание этого разреза (см. Дополнительные материалы), который представляется в качестве стратотипа банновской свиты, и впервые изложены результаты расчленения туронских-коньякских отложений на уровне зон по бентосным фораминиферам. Однозначная характеристика подошвы и кровли губкинского горизонта (см. Дополнительные материалы) позволяет сопоставить изученные разрезы туронских-коньякских отложений Поволжья (рис. 3) и проследить палеоструктурный план территории исследований на начало коньякского и раннесантонского времени (рис. 4).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Разрез Нижняя Банновка изучен с использованием доступных геофизических, палеонтологических и литологических методов, при этом особое внимание уделено идентификации положения подошвы коньякского яруса в литологически едином интервале карбонатных пород. Обоснование положения межъярусной границы основывалось на результатах анализа вертикального распределения макро- и микрофоссилий. Магнитостратиграфическая характеристика и зональное расчленение туронских–сантонских образований разреза Нижняя Банновка позволили сопоставить выделенные здесь биостратиграфические и палеомагнитные интервалы с таковыми синхронных отложений в разрезах Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 3, 4) (Первушов и др., 2017а, 2017б, 2019, 2022а, 2022б, 2022в; Гужикова и др., 2021а, 2021б, 2021в), представив положение стратотипа банновской свиты в регионе (рис. 4, табл. 2). Реперными уровнями туронских-коньякских отложений (губкинского горизонта) выбраны подошва карбонатных пород и "губковый" прослой нижнего сантона, залегающий на их кровле (рис. 3, 4). Находки макрофоссилий по всему разрезу соотнесены с точками отбора (через 0.5 м) микрофаунистических проб.

Для извлечения микрофоссилий использовалась методика ацетолиза (Wissing, Herrig, 2000), с дальнейшей промывкой через сито с ячеей 0.1 мм. Сухой порошок делился на фракции менее 0.4 мм и более 0.4 мм, которые изучались под микроскопом MC-2 ZOOM. В порошках микрофаунистических проб во фракции более 0.4 мм выделены мелкоразмерные элементы иглокожих и мелкие скелеты известковых губок. Изображения стратиграфически значимых форм получены с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 2 LMU (Tescan). Линейные измерения скелетных элементов иглокожих проведены с использованием программы ImageJ. Изображенные экземпляры фоссилий хранятся в Региональном музее землеведения Саратовского госуниверситета (СГУ), в составе монографических коллекций И.П. Рябова (IPR), В.Б. Сельцера (SVB) и Е.А. Калякина (EAK).

С целью дополнительного обоснования первичности намагниченности и уточнения информации об условиях осадконакопления проводились добавочные исследования магнитных свойств каменного материала, собранного ранее (Суринский и др., 2016; Суринский, Гужиков, 2017; Guzhikova et al., 2019). У 87 образцов кубической формы с ребрами по 2 см, отобранных по разрезу с интервалом 0.2 м, изучался широкий спектр петромагнитных характеристик, связанных с воздействием на породу искусственного магнитного поля и температуры. Остаточная намагниченность насыщения (J_{гs}), остаточная коэрцитивная сила (\mathbf{B}_{cr}) и отношение K/J_{rs} определялись у каждого образца. Затем после прогрева в муфельной печи при температуре 500°С в течение часа у образцов повторно измерялись объемная магнитная восприимчивость (K_t) и остаточная намагниченность насыщения (\mathbf{J}_{rst}) , определялись и анализировались значения $dK = K_t - K_t$, $dJ_{rs} = J_{rs} - J_{rst}$ и K_t/J_{rst} . Подробная информация о методике палео- и петромагнитных исследований изложена ранее (Суринский, Гужиков, 2017; Суринский и др., 2016; Guzhikova et al., 2019).

Описание разреза, графика и определение кремневых губок выполнены Е.М. Первушовым, бентосные фораминиферы (БФ) изучены И.П. Рябовым, двустворчатые моллюски, аммониты и белемниты — В.Б. Сельцером, брахиоподы — Е. И. Ильинским, иглокожие — Е.А. Калякиным. Палео- и петромагнитные исследования проводились А.Ю. Гужиковым и В.А. Фоминым, подготовившими соответствующие графические приложения, в полевом опробовании разреза Нижняя Банновка участвовали А.А. Гужикова, А.Г. Маникин и В.А. Грищенко.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Палеонтологическую характеристику турон-коньякских отложений составляют бентосные и планктонные фораминиферы (Pervushov et al., 2019; Рябов, 2021), белемниты и аммониты (Сельцер, 2018; Сельцер, Калякин, 2021), замковые брахиоподы, разнообразные иглокожие (Первушов и др., 2022а, 2022б, 2022в), известковые губки (Первушов, Худяков,



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

TOM

32

Ŗ

2024

65



Таблица I. Бентосные фораминиферы из разреза Нижняя Банновка. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 — Gavelinella ammonoides (Reuss), обр. 3, экз. СГУ IPR № 262/HБ-3-18; 2 — Berthelina berthelini (Keller), обр. 10, экз. СГУ IPR № 262/HБ-10-28; 3 — Berthelina berthelini (Keller), обр. 10, экз. СГУ IPR № 262/HБ-10-27; 4 — Gavelinella moniliformis (Reuss), обр. 3, экз. СГУ IPR № 262/HБ-3-21; 6 — Gavelinella vesca (Bykova), обр. 12, экз. СГУ IPR № 262/HБ-12-74; 7 — Gavelinella ukrainica (Vassilenko), обр. 4, экз СГУ IPR № 262/HБ-4-99; 8 — Reussella carinata Vassilenko, обр. 14, экз. СГУ IPR № 262/HБ-14-32; 9 — Protostensioeina praeexculpta (Keller), обр. 17, экз. СГУ IPR № 262/HБ-17-13; 10 — Gavelinella kelleri (Vassilenko), обр. 14, экз. СГУ IPR № 262/HБ-14-81; 11 — Gavelinella lorneiana (d'Orbigny), обр. 12, экз. СГУ IPR № 262/HБ-12-75; 12 — Eponides concinnus Brotzen, обр. 16, экз. СГУ IPR № 262/HБ-16-1.

2020), мшанки (Коромыслова, Первушов, 2022; Коготуslova, Pervushov, 2022) и селяхии (Первушов и др., 2017б; Бирюков, 2018). При биостратиграфических построениях использованы материалы вертикального распределения и площадного распространения бентосных фораминифер, иноцерамид, иглокожих и цефалопод, которые установлены и в разрезе Нижняя Банновка.

Бентосные фораминиферы (рис. 5, табл. I, II). По результатам изучения состава комплексов БФ, в соответствии со схемой В.Н. Беньямовского (2008а, 2008б), установлено четыре зоны в интервале туронских-коньякских отложений и одна зона — в нижнем сантоне, над губковым прослоем.

В нижней части разреза, от кровли сеномана и в интервале обр. 2-7, установлен комплекс среднетуронской зоны Gavelinella moniliformis/Gavelinella ammonoides LC4. В составе комплекса из основания разреза преобладают виды-индексы Gavelinella moniliformis (Reuss) и G. ammonoides (Reuss), а также G. vesca (Bykova). На уровне обр. 3 отмечается появление вида Gavelinella ukrainica (Vassilenko), что позволяет выделить подзону G. ukrainica LC4b. В кровле зоны, на уровне обр. 7, массово присутствует характерный для турона ВЕП вид Berthelina berthelini (Keller). Комплекс зоны LC4 здесь характеризуется смешанным составом, включая появившиеся еще в сеномане Gyroidinoides nitida (Reuss). Tappanina eouvigeriniformis (Keller), а также типично туронские Marssonella oxycona (Reuss), Eggerelina brevis (d'Orbigny), Globorotalites multiseptus Brotzen, Bifarina regularis (Keller), Reussella carinata Vassilenko.

На уровне обр. 8 отмечено появление Рготоstensioeina praeexculpta (Keller), что отражает начало "стенсиоинового" этапа развития позднемеловых фораминифер (Беньямовский, 2008а, 2008б). В интервале обр. 8-12 выделяется зона Рготоstensioeina praeexculpta LC5 в объеме нижней одноименной подзоны LC5а. Вверх по разрезу комплекс постепенно обновляется за счет появления новых видов: Eponides karsteni (Reuss), Verneuillina muensteri Reuss, единичных Ataxophragmium cf. сотрасtum Brotzen. В кровле интервала установлены находки Osangularia whitei Brotzen, Reussella aff. kelleri Vassilenko, Cibicides pollyrraphes (Reuss) и ряда переходных форм от Protostensioeina praeexculpta к P. granulata (Olbertz) (обр. 12). Здесь, в кровле слоя 9, отмечаются последние находки вида В. berthelini, исчезновение которого предлагается рассматривать в качестве биособытия, маркирующего кровлю туронских отложений в Поволжье (Рябов, 2021).

Таким образом, в стратотипе, в разрезе Нижняя Банновка, банновская свита представлена в объеме БФ зон LC4 (подзоны а и b) и LC5 (подзона а), которые характеризуют отложения среднего-верхнего подъярусов турона.

В основании слоя 11 (обр. 14) отмечено обновление комплекса за счет появления Arenobulimina frons Olszewski, Gavelinella praeinfrasantonica (Mjatluk), Eponides concinnus Brotzen, Reussella kelleri Vassilenko, Tappanina selmensis (Cushman). Присутствие видов-индексов Gavelinella kelleri (Mjatluk) и Protostensioeina granulata позволяет выделить здесь зону Gavelinella kelleri/Protostensioeina granulata LC6, основание которой было сопоставлено с основанием коньякского яруса (Беньямовский, 2008а). Однако впоследствии по результатам сопоставления фораминиферовой и иноцерамовой зональных схем выяснилось, что основание зоны LC6 находится в пределах верхнетуронской иноцерамовой зоны Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis (Walaszczyk et al., 2013). Это нашло подтверждение и по изученным разрезам Поволжья (табл. 2): в Каменном Броде найдены Cr. cf. waltersdorfensis waltersdorfensis (Pervushov et al., 2019), а в Сплавнухе установлены туронские иноцерамы Inoceramus lusatie, I. turonicus (Гужикова и др., 2021в). По опубликованным данным (Василенко, 1954, 1961; Koch, 1977) и по результатам исследований разрезов Правобережного Поволжья (Первушов и др., 2019, 2021, 2022а, 2022б, 2022в) виды-индексы зоны LC6 G. kelleri, P. granulata и P. emscherica различаются уровнями первого появления в позднем туроне и в раннем коньяке, что зависит от стратиграфической полноты изучаемого разреза.

Поэтому можно считать, что положение нижней границы зоны LC6 не соответствует подошве коньякского яруса, а находится ниже. Тогда граница турона и коньяка внутри этой зоны требует дополнительного обоснования с использованием новых биостратиграфических критериев. В качестве таковых ранее были предложены уровень исчезновения типичных туронских видов Berthelina berthelini



Таблица II. Бентосные фораминиферы из разреза Нижняя Банновка. а — вид с брюшной стороны, б — вид с периферического края, в — вид со спинной стороны. Длина масштабной линейки 100 мкм.

1 — Protostensioeina emscherica (Baryshnikova), обр. 16, экз. СГУ IPR № 262/НБ-16-44; 2 — Protostensioeina granulata (Olbertz), обр. 12, экз. СГУ IPR № 262/НБ-12-78; 3 — Gavelinella umbilicatula (Vassilenko et Myatlyuk), обр. 24, экз. СГУ IPR № 262/HБ-24-31; 4 — Protostensioeina emscherica (Baryshnikova), обр. 31, экз. СГУ IPR № 262/HБ-31-17; 5 — Loxostomum eleyi (Cushman), обр. 34, экз. СГУ IPR № 262/НБ-34-38; 6 — Tappanina selmensis (Cushman), обр. 14, экз. СГУ IPR № 262/HБ-14-80; 7 — Heterostomella carinata (Franke), обр. 19, экз. СГУ IPR № 262/HБ-19-30; 8 — Protostensioeina bohemica (Jirova), обр. 25, экз. СГУ IPR № 262/НБ-25-83; 9 — Gavelinella thalmanni (Brotzen), обр. 34, экз. СГУ IPR № 262/HБ-34-35; 10 — Gavelinella costulata (Marie), обр. 35, экз СГУ IPR № 262/HБ-35-36; 11 — Stensioeina exculpta (Reuss), обр. 27, экз. СГУ IPR № 262/НБ-27-55; 12 — Gavelinella vombensis (Brotzen), обр. 37, экз. СГУ IPR № 262/НБ-37-85.

и Tappanina eouvigeriniformis и уровень появления вида Tappanina selmensis (Первушов и др., 2022а, 20226, 2022в; Рябов, 2023). Эти биособытия прослеживаются во всех разрезах турона-коньяка Правобережного Поволжья, и для этого региона предложено выделять подзону Berthelina berthelini/ Gavelinella kelleri LC6at (терминальный турон) и подзону Tappanina selmensis/Protostensioeina granulata LC6ak (нижний коньяк) (Первушов и др., 2022в; Рябов, 2023).

В разрезе Нижняя Банновка установлена только подзона LC6ak (рис. 5, табл. 2), так как в ее основании отмечается как исчезновение Berthelina berthelini и Tappanina eouvigeriniformis, так и появление Tappanina selmensis (Cushman), Gavelinella kelleri (Mjatluk), P. granulata (Olbertz), G. praeinfrasantonica (Mjatluk).

Выше, на уровне обр. 24, над прослоем, обогащенным соединениями железа, установлено появление видов Protostensioeina bohemica (Jirova), Globorotalites michelinianus Brotzen и Gavelinella umbilicatula (Miatluk), что позволяет выделить здесь подзону Loxostomum eleyi LC6b, несмотря на отсутствие вида-индекса. На уровне обр. 25 также отмечается появление крупных форм P. emscherica (Baryshnikova) и Gavelinella costulata (Marie) — еще одного вида-индекса подзоны.

В интервале обр. 34-35 установлено присутствие типичной Gavelinella thalmmani (Brotzen) вида-индекса среднеконьякской зоны LC7, а также появление Gaudrvina laevigata Franke. В остальном состав комплекса преимущественно сохраняется.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что в разрезе Нижняя Банновка вольская свита установлена в объеме Б Φ зон LC6 (подзоны ak и b) и LC7, которые характеризуют отложения ранне- и среднеконьякского возраста.

Выше базального прослоя, представленного скелетами кремневых губок (слои 13, 14), в мергелях и глинах можжевелоовражной свиты установлен раннесантонский комплекс БФ в составе Stensioeina exculpta (Reuss) и типичных крупных Gavelinella vombensis (Brotzen), что позволяет выделять зону LC8. Комплекс бедный, раковины БФ

очень редки, а виды, характерные для коньякских отложений, здесь не установлены.

Белемниты (рис. 6, табл. III). Ростры белемнитов наиболее часты в интервалах пород, в которых фоссилии характеризуются той или иной степенью конденсированности. В разрезе Нижняя Банновка отчетливо выделяются три белемнитовых комплекса: раннетуронский, средне-позднетуронский и коньяк-раннесантонский.

Раннетуронский комплекс. Из слоя 2 определены Praeactinocamax crassus Naidin, P. triangulus Naidin и P. sozhensis (Makhlin). Вид sozhensis описан из верхнесеноманских и нижнетуронских отложений Смоленской, Брянской областей и Поволжья (Махлин, 1973; Košťák, 2004). По данным Д.П. Найдина (1964), виды crassus и triangulus известны из нижнего турона Волгоградской области и окрестностей г. Канева (Украина). Вместе с тем отсутствуют прямые указания, что упоминаемые выше виды характеризуют только нижний турон. В описаниях отмечается лишь то, что ростры происходят из основания туронских отложений, но из какого стратиграфического интервала турона не уточняется; и, кроме того, туронский ярус первоначально рассматривался в двучленном варианте. Поскольку представители туронских Praeactinocamax унаследовали многие черты предковых позднесеноманских форм, то закрепилось представление об упоминаемых выше видах как раннетуронских (Košťák, 2004, 2012). Вместе с тем обращает на себя внимание явная лакуна в вертикальном распространении белемнитов в среднетуронском интервале. Отметим и локальное распространение нижнетуронских отложений на изучаемой территории, что отражено в региональной стратиграфической схеме (Олферьев, Алексеев, 2005). Это позволяет предполагать, с учетом сохранности фоссилий, что упоминаемые выше ростры раннетуронских форм были переотложены либо их диапазон распространения достигает нижней части среднего турона.

Небольшая ремарка касается вида P. crassus Naidin. Выделяющийся облик ростра характеризует, по мнению М. Коштяка, геронтическую стадию вида triangulus (Košťák, 2004). Очевидно, имеет смысл такая запись — Praeactinocamax triangulus Naidin, forma crassus. Экземпляр, определенный нами как Р. sp., отличается подчеркнуто округлым очертанием



ЦЕРВУШОВ и др.

Таблица 2. Выделенные стратиграфические интервалы туронских-коньякских отложений в изученных разрезах Ульянов-



Рис. 6. Распределение цефалопод, иноцерамов и иглокожих в разрезе Нижняя Банновка.

Условные обозначения

см. рис.

ŝ




Таблица III. Белемниты турона и коньяка из разреза Нижняя Банновка. Ростры изображены с напылением NH₄Cl и представлены в натуральную величину. Длина масштабной линейки 10 мм.

1 — Praeactinocamax crassus (Naidin), экз. СГУ SVB24/10: а — спинная сторона со следами посмертной биоэрозии, б — вид сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 2; 2 — Praeactinocamax triangulus (Naidin), экз. СГУ SVB24/15: а — спинная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 2; 3 — Praeactinocamax sozhensis (Makhlin), экз. СГУ SVB24/16: а — спинная сторона, б — сбоку, в — со стороны альвеолы; банновская свита, слой 2; 4 — Praeactinocamax sp., экз. СГУ SVB24/16: а — спинная сторона, б — сбоку, в — со стороны альвеолы; банновская свита, слой 2; 5 — Goniocamax intermedius (Arkhangelsky), экз. СГУ SVB24/2: а — спинная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 2; 5 — Goniocamax intermedius (Arkhangelsky), экз. СГУ SVB24/42: а — спинная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 5; 6 — Goniocamax lundgreni (Stolley), экз. СГУ SVB24/43: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; вольская свита, слой 12; 7 — Praeactinocamax surensis (Naidin), экз. СГУ SVB24/49: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 9; 8 — Praeactinocamax surensis (Naidin), экз. СГУ SVB24/49: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 9; 8 — Praeactinocamax surensis (Naidin), экз. СГУ SVB24/49: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 5; 6 — Goniocamax surensis (Naidin), экз. СГУ SVB24/49: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; вольская свита, слой 9; 8 — Praeactinocamax coronatus (Makhlin), экз. СГУ SVB24/50: а — брюшная сторона, б — сбоку, в — спереди; банновская свита, слой 5.



Таблица IV. Аммониты турона из разреза Нижняя Банновка. Длина масштабной линейки 10 мм, за исключением фиг. 1а. 1 — Lewesiceras s.l., экз. СГУ SVB24/53: а — фрагмент фрагмокона и его положение на раковине, вид сбоку, б — спереди; банновская свита, слой 9; 2 — Scaphites geinitzii d'Orbigny, экз. СГУ SVB24/54: а — вид боку, б — вентральная сторона; банновская свита, слой 9; 3 — Lewesiceras mantelli Wright et Wright, экз. СГУ SVB24/55: * — начало жилой камеры; а — неполный фрагмокон, вид сбоку, б — со стороны перегородки; банновская свита, слой 9; 4 — Lewesiceras mantelli Wright et Wright, экз. СГУ SVB24/09: а — сбоку, б — со стороны перегородки (по Сельцер, Иванов, 2010, табл. 6, фиг. 1); банновская свита, осыпь слоя 7.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024



Таблица V. Иноцерамидные моллюски турона и коньяка из разреза Нижняя Банновка. Длина масштабной линейки 10 мм. 1 — Inoceramus lamarcki lamarcki Parkinson, экз. СГУ SVB 24/14, левая створка; банновская свита, слой 6; 2 — Inoceramus lamarcki stuemckei Heinz, экз. СГУ SVB 24/13, левая створка; банновская свита слой 6; 3 — Cremnoceramus deformis deformis Meek, экз. СГУ SVB 24/90, правая створка; вольская свита, слой 12; 4 — Tethyoceramus wandereri (Andert), экз. СГУ SVB 78/92, левая створка; вольская свита, слой 12.

альвеолярного края, что делает его весьма близким к раннетуронской форме P. sp. 1, изображенной из разреза Сурское (Ульяновская область) (Košťák, 2004, pl. 6, fig. 3). Возможно, это новый вид.

Средне-позднетуронский комплекс. В слоях 3–9 установлены ростры Goniocamax intermedius Arkhangelsky, Praeactinocamax planus (Makhlin) и Р. surensis (Naidin). Это типичные средне-позднетуронские виды востока Европейской палеобиогеографической области (ЕПО) (Найдин, 1964; Christensen, 1997; Košťák, 2012). В частности, вид Р. planus (Makhlin) первоначально описан из Ульяновской области (Махлин, 1965), где распространен как в верхах среднего турона, так и в верхнем туроне. Отметим, что P. planus (Makhlin) из разреза Сплавнуха найден нами в интервале, отнесенном по бентосным фораминиферам к нижнему коньяку (верхняя часть зоны LC6) (Первушов и др., 2019, рис. 7). В разрезе Нижняя Банновка один из представителей этого вида происходит из интервала, также отнесенного к нижнеконьякским отложениям (слой 11).

Коньяк-раннесантонский комплекс белемнитов представлен Goniocamax lundgreni lundgreni Stolley и Actinocamax verus fragilis Arkhangelsky. Наибольшее число находок ростров A. verus fragilis Arkhangelsky приурочено к "губковому" прослою, и эти формы считаются типичными для нижнего сантона.

Прослеженная последовательность распространения белемнитов в туронских-коньякских отложениях Поволжья уверенно сопоставляется с белемнитовыми зональными схемами Западной Европы, что позволяет соотнести выделенные в регионе белемнитовые комплексы с известными зонами по аммонитам и иноцерамам.

Сопоставить раннетуронский комплекс белемнитов затруднительно вследствие того, что они в стратотипическом разрезе банновской свиты переотложены, и поэтому их стратиграфическое положение неоднозначно. Формально, безотносительно к рассматриваемому разрезу, это может соответствовать последовательности аммонитовых зон devonense-catinus-nodosoides или иноцерамовым зонам puebloensis-kossmati-mytilloides. Для нижнего турона востока Европейской провинции М. Коштяк предлагает выделить белемнитовую зону (triangulus). Для среднего, за исключением базальных интервалов, и верхнего турона предлагается зона intermedius (Košťák, 2004). В Западной и Центральной Европе подобные зоны не выделялись, так как, по мнению В. Христенсена, диапазон распространения упоминаемых видов-индексов не в полной мере удовлетворял принципу последовательности зон. Некоторые из этих форм известны как в туронских, так и в коньякских отложениях (Christensen, 1982). Средне-позднетуронский комплекс сопоставляется с аммонитовыми зонами woolgari, neptuni и germari или целиком с семью иноцерамовыми зонами среднего и верхнего

турона (Walaszczyk, Wood, 1998; Walaszczyk et al., 2013; Niebuhr et al., 1999). Коньяк-раннесантонские белемниты Поволжья последовательно сопоставляются с белемнитовыми зонами lundgreni и lundgreni/praewestfalica (коньяк и нижний сантон Балто-Скандии) (Christensen, 1997).

Аммониты (рис. 6, табл. IV). Представители группы (Lewesiceras mantelli Wright et Wright и Scaphites geinitzii d'Orbigny) характеризуют средне-верхнетуронские отложения. Для вида mantelli характерны подковообразный оборот и наличие выраженных пупковых бугорков. Умбиликус занимает 33% от диаметра, как и у экземпляров из Франции (Kennedy, Gale, 2015). Описанный ранее вид L. criki Spath (Сельцер, Иванов, 2010) рассматривается как синоним вида mantelli (Kennedy, Gale, 2015; Kennedy, Kaplan, 2019).

Кроме того, известны находки Proplacenticeras sp. (Сельцер, Иванов, 2010) и фрагмент крупного фрагмокона Lewesiceras s.l. Вид L. mantelli — типичный позднетуронский аммонит, известный в Европе, южной и юго-восточной периферии Европейской России, включая и Поволжье (Wright, Wright, 1951; Wright, Kennedy, 1981; Houša, 1967; Wiese et al., 2004; Kennedy, Gale, 2015; Сельцер, 2018). Вид S. geinitzii d'Orbigny представлен неполным фрагмоконом с отчетливо выраженной скульптурой тонких и слабоизогнутых ребер и узким умбиликусом. Диаметр фрагмокона ~27 мм, что, вероятно, относится к макроконхам (Kennedy, Kaplan, 2019). Вид geinitzii известен из верхнетуронских отложений Крыма. Северного Кавказа, Прикаспийского региона и Поволжья. Он характерен для верхнего турона Западной Европы, где приурочен к аммонитовым зонам neptuni и germari (Kaplan et al., 1987; Wiese et al., 2004).

Иноцерамиды (рис. 6, табл. V). Находки этих моллюсков многочисленны и разнообразны в нижней части разреза (слои 5–9). Многочисленны Inoceramus lamarcki lamarcki Park (слои 5–6), I. lamarcki stuemckei Heinz (слой 7), Inoceramus apicalis Woods, Inoceramus cf. cuvieri Sow., Mytiloides cf. striatoconcentricus (Gümbel). Раковины ламаркоидных форм образуют крупные скопления целых и фрагментированных разрозненных створок. Некоторые экземпляры достигают в длину более 1.0 м. Данные виды характерны для верхов среднего турона и средней части верхнего турона (Walaszczyk, 1992; Wiese et al., 2020).

В вышележащих интервалах вольской свиты (слои 11, 12) представители группы редки. В.М. Харитонов отмечал, что в этой части разреза (слои 7 и 8 по Харитонову) таксономический состав иноцерамов включает I. inconstans, I. frechi, I. lamarcki (s.l.), I. waltersdorfensis, I. waltersdorfensis hannovrensis, I. perscostatus, I. cf. involutus, I. mantelli, I. umbonatus, I. cf. koeneni (Харитонов и др., 2001, с. 24). При последующих сборах в слое 12 достоверно установлено только два вида: Cremnoceramus deformis (Meek) и Tethyoceramus wandereri (Andert). Это указывает на

ПЕРВУШОВ и др.

Таблица VI. Иглокожие турона-конъяка из разреза Нижняя Банновка. Длина масштабной линейки 1 мм (кроме особо указанных случаев).

1 — Bourgueticrinus sp., обр. 4. экз. СГУ ЕАК № 207.1/NB-4-1. членик стебля, вид сбоку: 2 — Nielsenicrinus carinatus (Roemer), обр. 5, экз. СГУ ЕАК № 207.2/NB-5-1, членик стебля: а — вид со стороны поверхности сочленения, б вид сбоку; 3 – Nielsenicrinus carinatus (Roemer), обр. 17, экз. СГУ ЕАК № 207.2/NB-17-1, членик стебля, вид со стороны поверхности сочленения; 4 —? Ophiomusium granulosum (Roemer), обр. 8, экз. СГУ ЕАК № 208.1/NB-8-1, боковая пластинка руки: а — вид с внешней стороны, б — вид с внутренней стороны; 5 —? Ophiomusium granulosum (Roemer), обр. 8, экз. СГУ ЕАК № 208.1/NB-8-2, боковая пластинка руки: а — вид с внутренней стороны, б — вид с внешней стороны; 6 — Bourgueticrinus sp., обр. 17, экз. СГУ ЕАК № 207.1/NB-17-1, членик стебля, вид со стороны поверхности сочленения; 7 — Goniasteridae gen. et sp. indet., обр. 9, экз. СГУ ЕАК № 209.1/NB-9-1, маргинальная пластинка; 8 — Goniasteridae gen. et sp. indet., обр. 17, экз. СГУ ЕАК № 209.1/NB-17-1, маргинальная пластинка; 9 — Goniasteridae gen. et sp. indet., обр. 8, экз. СГУ ЕАК № 209.1/NB-8-1, маргинальная пластинка; 10 —? Ophiocoma senonensis (Valette), обр. 15, экз. СГУ ЕАК № 208.2/NB-15-1, адоральная пластинка руки; 11 —? Ophiomusium granulosum (Roemer), обр. 8, экз. СГУ ЕАК № СГУ ЕАК № 208.1/NB-8-3, боковая пластинка руки: а – вид с внешней стороны, 6 - вид с внутренней стороны; 12 -? Drepanocrinus communis (Douglas), обр. 25, экз. СГУЕАК № 207.3/NB-25-1, вторая брахиальная табличка первого порядка (IBr2): а — вид с внешней стороны, б — вид с внутренней стороны; 13 — брахиальная табличка второго порядка (IIBr) представителя отряда Comatulida Clark, обр. 25, экз. СГУ ЕАК № 207.4/NB-25-1, вид со стороны поверхности сочленения; 14 — брахиальная табличка второго порядка (IIBr) представителя отряда Comatulida Clark, обр. 9, экз. СГУ ЕАК № 207.4/NB-9-1, вид со стороны поверхности сочленения; 15 — брахиальная табличка второго порядка (IIBr) представителя отряда Comatulida Clark, обр. 9, экз. СГУ ЕАК № 207.4/NВ-9-2, вид со стороны сизигальной поверхности; 16 — брахиальная табличка второго порядка (IIBr) представителя отряда Comatulida Clark, обр. 17, экз. СГУ ЕАК № 207.4/NB-17-1, вид со стороны сизигальной поверхности; 17 — Bourgueticrinus sp., обр. 34, экз. СГУ ЕАК № 207.1/NB-34-1, членик стебля, вид сбоку.

присутствие нижнеконьякских отложений объемом вплоть до иноцерамовой зоны crassus/deformis.

Выше "губкового" прослоя, в слое 15, многочисленны Sphenoceramus pachti (Arkhangelsky). В западноевропейских разрезах первые сфеноцерамы появляются в терминальной части коньяка. В Поволжье этот вид встречается совместно с раннесантонским комплексом бентосных фораминифер и белемнитов (Walaszczyk et al., 2018).

Иглокожие (рис. 6, табл. VI). Находки представителей группы в разрезе редки. Банновская свита (средний-верхний турон) охарактеризована деформированными и фрагментированными панцирями Echinocorys, детальное определение которых невозможно в связи с плохой сохранностью. В вольской свите (коньяк, зона БФ LC6) установлен фрагментированный панцирь Phymosomatidae, фрагмент панциря Micraster sp. и представляющий наибольший интерес деформированный панцирь Micraster cf. coranguinum (Leske). Последний вид известен из среднего коньяка-среднего сантона Англии (зона M. coranguinum), Франции, Германии; из верхнего коньяка Мангышлака (зона Magadiceramus subquadratus), Северного Кавказа, Копетдага, Грузии; верхнего коньяка вольских разрезов; коньяка Восточной Украины и Донбасса; сантона Польши (Калякин, 2019). Для Вольской структурной зоны M. coranguinum является видом-индексом филозоны M. coranguinum-M. rogalae, охватывающей верхний коньяк-нижний сантон (Первушов и др., 2022б). Здесь, в разрезе Коммунар, M. coranguinum известен из отложений зоны LC8 по БФ. Положение нижней границы филозоны M. coranguinum-M. rogalae обозначено условно, поскольку в разрезе между "последним

появлением" М. cortestudinarium (Goldfuss) и "первым появлением" М. coranguinum отмечена "лакуна" — семиметровый интервал, не охарактеризованный представителями микрастерид. Находка М. сf. coranguinum в отложениях зоны БФ LC6 в разрезе Нижняя Банновка может свидетельствовать о более низком стратиграфическом положении подошвы филозоны М. coranguinum—М. rogalae в Поволжье — до нижнего коньяка — и, соответственно, об изменении ее объема и взаимоотношении с подстилающей филозоной М. cortestudinarium.

По результатам изучения порошков микрофаунистических проб, разрозненные мелкоразмерные скелетные элементы морских ежей, морских лилий, морских звезд и офиур выделены практически по всему разрезу. Морские ежи представлены фрагментированными пластинками панцирей и обломками игл "правильных" и "неправильных" форм. Они установлены в большинстве проб, но при этом стратиграфически незначимы, так как их определение затруднено. Разрозненные членики морских лилий Bourgueticrinus sp. установлены в образцах 2-15, 17-19, 21, 23-25, 29-30. В образцах 4-6, 8, 10, 17 среди криноидей определены представители Nielsenicrinus carinatus (Roemer). Это вид ранее описан из туронских-коньякских отложений разрезов Чухонастовка, Каменный Брод, Сплавнуха (Ольховская и Карамышская впадины), но не отмечен в разрезах Вольской впадины (Первушов и др., 2019, 20226; Pervushov et al., 2019). За пределами региона вид известен из коньяка-кампана севера Западной Европы, Украины, Казахстана, Туркмении и Крыма (Klikushin, 1983; Кликушин, 1991; Selden, 2011). В образцах 9, 17, 25 установлены брахиальные таблички представителей отряда Comatulida Clark. В образце 25 впервые в регионе установлены элементы





Рис. 7. Распределение кремневых губок и замковых брахиопод в разрезе Нижняя Банновка. Условные обозначения см. рис. 3.

ПЕРВУШОВ и др.

? Drepanocrinus communis (Douglas); это вид, который известен из верхнего турона—нижнего коньяка Англо-Парижского бассейна (зоны М. coranguinum и М. cortestudinarium) (Gale, 2019). Его находка в одновозрастных отложениях зоны М. coranguinum в пределах Поволжья позволяет, с одной стороны, расширить ареал, а с другой — повышает его ценность в качестве маркера, характеризующего узкий стратиграфический интервал.

Таблички морских звезд Goniasteridae установлены из образцов 4–9, 15, 17.

Наряду с остатками бургуетикринид, в пробах преобладают скелетные элементы офиур. В образцах 2-9, 11-15, 17, 21-22, 25, 30 доминируют боковые пластинки рук? Ophiomusium granulosum (Roemer). В образце 29 установлена адоральная пластинка руки, предположительно, Ophiocoma? senonensis (Valette). "Позвонки" офиур выделены в образцах 3, 5. 6. 12 и 15. таксономическая принадлежность которых не определена. Эти формы впервые отмечены в верхнемеловых отложениях региона. При изучении микрофаунистических проб элементы офиур установлены в разрезах Сплавнуха. Мирошники и Чухонастовка. За пределами региона вид Ophiomusium granulosum (Roemer) известен из нижнего кампана Великобритании и Германии, маастрихта Германии, маастрихта-нижнего палеоцена Дании (Jagt, 2000). Ophiocoma? senonensis (Valette) описан из? сеномана Великобритании, турона Чехии, среднего-верхнего турона, нижнего коньяка и верхнего сантона Туниса, верхней части нижнего кампана Швеции, маастрихта Германии, Дании, Испании, верхнего кампананижнего палеоцена юго-востока Нидерландов и северо-востока Бельгии (стратотипической местности маастрихта), верхнего "сенона" Франции, Германии, Дании, Англии, нижнего дания Дании, верхнего дания Швеции и США (Нью Джерси) (Jagt, 2000; Štorc, Zitt, 2008).

Стратиграфическое распространение мелкоразмерных скелетных элементов иглокожих прослежено в ряде разрезов верхнего мела Поволжья (Первушов и др., 2019, 2022а, 2022б, 2022в; Pervushov et al., 2019). В туронском интервале разрезов Коммунар, Чухонастовка и Каменный Брод установлены концентрации остатков иглокожих, выделенные благодаря их большому количеству в пробах. Подобный уровень концентрации элементов иглокожих установлен в разрезе Нижняя Банновка. Наибольшая концентрация отмечена в пробах 3–6, а выше, в пробах 7–9, их концентрация заметно снижается. Пробы выше 9-й характеризуются наименьшим количеством элементов иглокожих в этом разрезе.

Спонгиофауна (рис. 7). В изученном разрезе скелеты кремневых губок приурочены к двум интервалам: нижней части среднетуронских мергелей (зона БФ LC4) и к "губковому" прослою нижнего сантона (подзона БФ LC8с).

Туронский спонгиокомплекс составляют формы, распространенные в породах нижнего-среднего турона и верхнего турона, которые однообразны по видовому составу, но отличаются условиями обитания и захоронения губок. Спонгиокомплекс нижнего-среднего турона (слои 2-3) — это фосфатные скелеты мелкорослых губок-гексактинеллид Plocoscyphia sp., Ventriculites sp., Microblastium spinosum (Sinzow), Guettardiscyphia multilobata (Sinzow), G. stellata (Michelin), G. sp. и реже демоспонгий. По таксономическому составу это сообщество губок слабо отличается от позднесеноманского спонгиокомплекса. Нижне-среднетуронский спонгиокомплекс известен из разрезов, расположенных в южной части Поволжья (Каменный Брод, Красный Яр-1, Мирошники, Чухонастовка-1) (Pervushov et al., 2019; Первушов и др., 2021).

Спонгиокомплекс верхнего турона — это автохтонные, равномерно рассеянные захоронения единичных тонкостенных крупных скелетов гексактинеллид Etheridgia sp., Plocoscyphia sp. и Ventriculites sp., выполненных окислами железа и марказитом. Представители позднетуронского спонгиокомплекса также установлены в разрезах Большой Каменный овраг, Меловатка и Мирошники (Гужикова и др., 2020a, 20216). В разрезах Филин и Чухонастовка-2 в верхних интервалах верхнего турона установлены мелкие сферические скелеты известковых губок Porosphaera globularis (Phillips, 1835) (Первушов, Худяков, 2020). В нижнебанновском разрезе найдено несколько скелетов Porosphaera sp., без конкретной послойной привязки.

Нижнеконьякские образования на территории Поволжья спонгиофауной не охарактеризованы. В разрезе Нижняя Банновка отложения среднего коньяка сильно редуцированы (рис. 7), и в них губки не найдены. Среднеконьякский спонгиокомплекс известен в разрезе Каменный Брод, но его состав аналогичен раннесантонскому спонгиокомплексу (Pervushov et al., 2019).

Скопление фосфатных скелетов кремневых губок в основании пород нижнего сантона подчеркивает кровлю губкинского горизонта. В разрезе Нижняя Банновка "губковый" прослой характеризуется малой мощностью, ограниченным таксономическим составом и небольшим количеством фоссилий (Первушов, 2016; Первушов и др., 2017а, 2017б, 2019). Плохая сохранность скелетов губок синхронного аллохтонного комплекса, часто представленных видоизмененными биоэрозией окатанными фрагментами, обусловили идентификацию форм лишь до уровня рода.

На юго-востоке Восточно-Европейской провинции в составе раннесантонских поселений губок доминировали гексактинеллиды (75—80%), а среди них были наиболее распространены представители отряда Lychniscosa. Демоспонгии занимали менее четверти таксономического состава губковых

поселений, а известковые губки неизвестны. В разрезе Нижняя Банновка установлены гексактинеллиды Cephalites (Cephalites) alternans T. Smith, Coscinopora infundibuliforme Goldfuss, Lepidospongia rugosa Schluter, Microblastium cylindratum Perv., Sororistirps radiatum (Mantell) и представитель демоспонгий Actinosiphonia radiata (Fischer Waldcheim) [=? Phyllodermia incrassate (Griepenkerl)]. Представители родов Guettardiscyphia и Plocoscyphia характеризуются как транзитные, их распространение в регионе отмечается со среднего сеномана до маастрихта; а представители Tremabolites, Etheridgia, Napaeana, Sporadoscinia и Ventriculites cribrosus (Phillips) встречаются с позднего турона и среднего коньяка. События турона-коньяка в истории развития спонгиофауны Восточно-Европейской провинции во многом совпадают с тенденциями расселения губок в целом в пределах ЕПО (Первушов, 1998; Svennevig, Surlyk, 2019; Swierczewska-Gładysz et al., 2019).

Брахиоподы. В разрезе Нижняя Банновка находки брахиопод немногочисленны (38 экз.), и они приурочены к двум уровням (рис. 7). В средней части слоя 10 собрано наибольшее количество раковин разнообразных представителей группы. Большая часть раковин несет слелы постселиментационной деформации и отличается плохой сохранностью элементов тонкой скульптуры створок. Лишь у некоторых экземпляров сохранились элементы ручного аппарата — петля брахидия. Определены представители гиббетиридид (Gibbithyris Sahni и Concinnithyris Sahni), базилиолид (Orbirhynchia Pettitt) и кингенид (Kingena Davidson). Род Gibbithvris Sahni представлен видами G. grandis Sahni, G. cf. subrotunda (J. Sowerby), G. semiglobosa (J. Sowerby) и тремя, предположительно, новыми формами. Вид G. semiglobosa (J. Sowerby) распространен в верхнетуронских отложениях Туркмении, европейской части России, Украины и Западной Европы, a G. grandis Sahni отмечен и из нижнеконьякских отложениях указанных территорий (Кац, 1974; Титова, 1992). Из турона Туркмении и Англии известен вид G. subrotunda (J. Sowerby) (Титова, 1992). Обнаружены несколько представителей рода Concinnithyris Sahni, видовая принадлежность которых не установлена. Из базилиолид определены Orbirhynchia reedensis Pettitt, O. orbigny Pettitt и O. sp. Первый вид известен из верхнего турона-верхнего сантона Западной Европы (Monks, Owen, 2000), а второй — из нижнего и среднего турона Англии (Кац, 1974; Gaspard, 1997) и верхнего турона Украины и европейской части России (Кац, 1974).

Из средней части слоя 12 известны единичные брахиоподы, представленные целыми раковинами и отдельными створками Concinnithyris sp., Gibbithyris cf. semiglobosa (J. Sowerby) и Kingena sp.

В разрезе Нижняя Банновка в туронских породах встречены редкие скелеты мелких одиночных кораллов, без достоверной послойной привязки.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ

В результате проведенных ранее детальных магнитостратиграфических исследований турона-коньяка разреза Нижняя Банновка установлено, что отложения характеризуются преимущественно прямой полярностью и хорошо дифференцированы в петромагнитном отношении. По данным опытов магнитного насыщения и термомагнитного анализа, проведенных на выборочных образцах, обосновано, что основным носителем намагниченности в разрезе является тонкодисперсный магнетит (Guzhikova et al., 2019). Сверхдетальные данные по магнитной восприимчивости (5640 замеров удельной магнитной восприимчивости (Кт) на 1820 уровнях, расположенных в сантиметре друг от друга) использовались для шиклостратиграфического анализа (Суринский и др., 2016; Суринский, Гужиков, 2017).

Анализ петромагнитных данных, представленных в настоящей работе, позволил извлечь новую информацию о свойствах ферромагнитной фракции и осо бенностях ее распределения по разрезу. Результаты проведенных исследований имеют значение для обоснования природы намагниченности и выявления седиментационной ритмичности.

Несмотря на то что изученные породы слабо-магнитны ($K = 0.1-6.9 \times 10^{-5}$ ед. СИ, $\mathbf{J}_{\mathbf{n}} = 0.04 0.4 \times 10^{-3}$ A/м), разрез хорошо дифференцирован в петромагнитном отношении. Кривая магнитной восприимчивости имеет отчетливо ритмичный характер. По наиболее резким изменениям значений К на соседних уровнях (более чем в 3 раза) разрез подразделен на пять петромагнитных интервалов: Pi-1-Pi-5 (рис. 8). Границы этих интервалов отражаются и на других графиках; например, подошва Pi-3 сопровождается выразительными изменениями в характере кривых dK и K/J_{rs} , основание Pi-5 отмечено скачкообразными возрастаниями J_n и J_{rs} (рис. 8). Просуммировав нормализованные значения наиболее тесно связанных между собой корреляционными зависимостями параметров, можно добиться максимальной контрастности петромагнитных ритмов. Например, они весьма отчетливо проявляются на аддитивном графике $K/K_{max} + J_n/$ $\mathbf{J}_{nmax} + \mathbf{J}_{rs} / \mathbf{J}_{rsmax}^2$ (рис. 8). Коэффициенты парной линейной корреляции между \hat{K} и J_n , K и J_{rs} , J_n и J_{rs} высоки: 0.85-0.89. Столь сильная взаимосвязь обусловлена зависимостью величин всех трех параметров от концентраций ферромагнитного материала. Явные тренды к уменьшению K, J_{1n} , J_{rs} , наблюдаемые в Pi-1, Pi-2, Pi-3 и Pi-5, указывают на закономерное снижение магнетитовой фракции

² При построении аддитивного графика исключены данные по обр. 24, обогащенному магнитожесткими минералами, фиксируемыми по аномально высокому значению \mathbf{B}_{cr} (451 мТл) и отсутствию признаков магнитного насыщения в полях вплоть до 700 мТл (Guzhikova et al., 2019).

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 <u>№</u>1 2024 **Рис. 8.** Петромагнитный разрез турон-коньякских отложений у с. Нижняя Банновка (Саратовская область). І и II — нижние границы петромагнитных подразделений, выделенных по вариациям отношения *K*/J_{гs} (*K*/J_{гs}-1 — и концентрационно-зависимых параметров (Pi-1 — Pi-5) соответственно. MFS — поверхность максимального затс ациям отношения K/J_{rs} (K/J_{rs} -1 — K/J_{rs} -3) — поверхность максимального затопления.



в пределах каждого из них, в то время как в пределах Pi-4 подобная тенденция отсутствует (рис. 8).

Если носителями магнитных свойств пород служат аллотигенные минералы, то петромагнитная ритмичность разреза отражает изменения уровня моря: возрастание величин концентрационно-зависимых параметров соответствует регрессии бассейна и связанной с ней активизации терригенного сноса, а убывание этих параметров отвечает трансгрессии, для которой характерен минимальный привнос обломочных ферромагнетиков (Гужиков. Молостовский, 1995). Подобная модель была заложена в основу секвенс-стратиграфической интерпретации вариаций магнитной восприимчивости по разрезу Нижняя Банновка (Суринский и др., 2016; Суринский, Гужиков, 2017), но ее слабым местом оставалось отсутствие надежных доказательств терригенного генезиса магнетита. Анализ петромагнитных характеристик, полученных в результате настоящих исследований, позволил в значительной мере восполнить этот пробел.

Остаточная намагниченность насыщения почти всех образцов значительно (в разы и на порядок) возрастает после прогрева (рис. 8). Это не связано с образованием новых сильномагнитных фаз, потому что магнитная восприимчивость после термического воздействия практически не меняется (среднее значение dK по разрезу составляет всего 0.38 × 10⁻⁵ ед. СИ) (рис. 8). Следовательно, приращение J_{rs} обусловлено только уменьшением среднего размера магнетитовых зерен. На повсеместный рост дисперсности ферромагнитной фракции после прогрева указывают и существенно меньшие значения K_i/J_{rst} по сравнению с K/J_{rs} (рис. 8).

В целом петромагнитный облик пород после нагрева наилучшим образом объясняется распадом магнетитовых зерен на частицы более мелкой размерности. Дезинтеграция магнетита происходит, скорее всего, по плоскостям спайности, которые в процессе термического воздействия могут окисляться до гетита или гематита. Однако концентрации новообразованных магнитожестких ферромагнетиков ничтожно малы для того, чтобы сказаться на магнитных свойствах образцов. Уместно предположить, что аллотигенные частицы, поступившие в палеобассейн из зоны гипергенеза, изначально трещиноваты и потому более подвержены дезинтеграции, по сравнению с аутигенными минеральными зернами. С этой точки зрения интенсивное дробление ферромагнитных частиц вследствие термических воздействий можно расценивать как показатель их обломочного происхождения.

Отрицательные коэффициенты корреляции между K/J_{rs} и $B_{cr} (r(K/J_{rs} - B_{cr}))^3$ в нижней части разреза (рис. 8) связаны с обусловленностью обоих петромагнитных параметров размерностью ферромагнитных частиц. Преимущественно положительные $\mathbf{r}(K/\mathbf{J}_{rs}-$ **В**_{сг}) указывают на изменения состава магнитной фазы в верхней части разреза. Интервалу преимущественно обратной корреляции сопутствуют повышенные значения остаточной коэршитивной силы, свойственные окисленным магнетитовым зернам. Поэтому можно предположить, что изменения магнитной фазы, разрушившие обратную связь между K/J_{rs} и B_{cr} в верхах разреза, сводятся к уменьшению доли продуктов окисления Fe₃O₄ — гидроокислов железа. Интенсивность окисления обломочного материала находится в прямой зависимости от продолжительности времени, в течение которого он подвергался гипергенным воздействиям. Поэтому общую тенденцию к убыванию величин \mathbf{B}_{cr} вверх по разрезу, предположительно, можно трактовать как постепенную смену области размыва, которая длительное время представляла собой сушу, на "свежие" источники терригенного сноса. возможно появлявшиеся за счет локальных тектонических поднятий.

Исключение из рассмотрения единственного образца, обогащенного жесткими ферромагнетиками, не меняет общей петромагнитной картины разреза. Скорее всего, гематит или/и сильно дегидратированные гидроокислы железа в этом образце также имеют аллотигенное происхождение (если бы они были продуктом интенсивного окисления магнетита во время перерыва в осадконакоплении, то в разрезе на уровне обр. 24 наблюдались бы резкие изменения в характере распределения хотя бы некоторых магнитных свойств).

Каждая из описанных выше особенностей, так же как и отмеченные ранее (Guzhikova et al., 2019) признаки ориентационной природы намагниченности (малые значения фактора Q и палеомагнитных кучностей), лишь косвенно свидетельствует в пользу обломочного генезиса ферромагнетиков. Однако в совокупности они являются практическим доказательством тезиса об обусловленности вариаций концентрационно-зависимых петромагнитных параметров по разрезу турона—коньяка Нижняя Банновка изменениями уровня моря.

Графики независимых от концентраций ферромагнетиков параметров также прекрасно дифференцированы. Например, график K/J_{rs} отчетливо подразделяется на три части, средняя из которых ($K/J_{rs}-2$) отмечена минимальными размерами магнетитовых частиц, а нижняя и верхняя ($K/J_{rs}-1$ и $K/J_{rs}-3$ соответственно) характеризуются более крупной ферромагнитной фракцией (рис. 6). Подразделения, выделенные по K/J_{rs} , совпадают с послойным строением разреза ($K/J_{rs}-1$ отвечает слоям 2–9, $K/J_{rs}-2$ – слою 11, а $K/J_{rs}-3$ — слою 12), а их нижние границы соответствуют плоскостям явно выраженных перерывов в осадконакоплении. Подошва $K/J_{rs}-2$ совпадает с основанием петромагнитного интервала Pi-3;

³ Коэффициенты парной линейной корреляции $r(K/J_{rs} - B_{cr})$ рассчитывались в скользящем окне, размером в 7 образцов, которое перемещалось по разрезу с шагом в 1 образец.

интервал Pi-5 дополнительно подразделяется по рубежу между K/J_{rs} -2 и K/J_{rs} -3 (рис. 8). в том числе и в разрезе Нижняя Банновка, наличие подобных несогласий было подтверждено при анали-

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ палеонтологического материала, собранного на территории Среднего и Нижнего Поволжья, позволяет заключить, что наиболее детальные и обоснованные данные по биостратиграфии туронскогоконьякского интервала могут быть получены при изучении комплексов бентосных фораминифер. Это показано при обосновании положения границы турона и коньяка, при выделении и прослеживании зон и подзон по БФ в разрезах мел-мергельных образований Ульяновско-Саратовского прогиба. Цефалоподы, иноцерамиды и морские ежи характеризуют отдельные интервалы туронских-коньякских отложений и пограничные интервалы коньяка-сантона. Брахиоподы, в силу недостаточной изученности представителей группы и их селективной приуроченности к узким интервалам, дополняют палеонтологическую характеристику турона-коньяка региона. Кремневые губки подчеркивают начало туронского и раннесантонского осадконакопления, что обусловлено трансгрессивными тенденциями в развитии морского бассейна. Известковые губки (род Porosphaera) рассматриваются как транзитные формы, которые известны в регионе со среднего турона по палеоцен.

Туронские отложения почти повсеместно представлены одной последовательностью детальных биостратиграфических подразделений, выделенных по БФ: подзоны LC4a, LC4b, LC5a, LC5b, LC5с и нижние интервалы подзоны LC6b. В пределах региона вариации мощности подзон LC4а и LC4b, как и ее значения, незначительны. Значения мощности подзон верхних интервалов турона изменяются в широких пределах. что во многом обусловлено последующими эрозионными срезами в предконьякское и предсантонское время. Подзона LC5а не установлена лишь в разрезе Большевик, где отмечена минимальная мощность турона в регионе. Присутствие наиболее ранних отложений турона предполагается в разрезе Чухонастовка-1 (подзоны LC3a–LC3b) и Озерки-2 (LC3).

В разрезе Нижняя Банновка установлена только часть подзон БФ среднего и верхнего турона. В результате предконьякского эрозионного среза здесь отсутствуют подзоны LC5b, LC5c и подзона LC6at, т.е. интервал пород верхнего турона сильно сокращен. Мощность банновской свиты в стратотипе близка к минимальным значениям, что заметно при сравнении с разрезами юго-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба (Каменный Брод, Сплавнуха, Чухонастовка; рис. 3).

При полевом изучении разрезов губкинского горизонта по прослоям пелитового материала и карбонатных окатышей предпринималось выделение внутриформационных несогласий. В ряде случаев, в том числе и в разрезе Нижняя Банновка, наличие подобных несогласий было подтверждено при анализе вертикального распределения БФ. Явные и скрытые стратиграфические несогласия порой достигают величины нескольких подзон. В разрезах Сплавнуха, Нижняя Банновка, Каменный Брод и Чухонастовка подошва подзоны LC6a залегает на размытых породах подзоны LC5a; и это означает, что в этих разрезах отсутствуют подзоны LC5b и LC5c. Рассматриваемое авторами положение подошвы коньяка внутри подзоны LC6a, на границе подзон LC6at и LC6ak, литологически не выражено, за исключением случаев, когда отсутствует подзона LC6at (разрезы Коммунар, Нижняя Банновка).

Исходя из требования к выделению магнитозон по образцам не менее чем с трех уровней, два интервала прямой и два интервала аномальной полярности в основании разреза Нижняя Банновка (Guzhikova et al., 2019) объединены в одну зону аномальной полярности (рис. 3).

Аномальные направления намагниченности отличаются от среднего по разрезу палеомагнитного вектора прямой полярности на 60°-150° и, возможно, являются результатом частичного перемагничивания пород (стабилизированной векторной суммой компонент прямой полярности). С этой точки зрения существует опасность того, что весь разрез (или его значительная часть) являются результатом полного перемагничивания пород современным полем. Однако, как показали исследования последних лет, подобные аномальные направления J, фиксируются во всех разрезах турона-сантона Нижнего и Среднего Поволжья, образуя крупные магнитозоны аномальной полярности (Guzhikova et al., 2019; Гужикова и др., 2020a, 2021a, 2021б, 2021в; Pervushov et al., 2019; Первушов и др., 2022a, 2022б). Поэтому версия о древнем возрасте намагниченности туронских-сантонских отложений Поволжья выглядит более обоснованно на данном этапе исследований. Дополнительно в ее пользу свидетельствуют результаты проведенных петромагнитных исследований, представленные в настоящей работе.

Ранее (Гужикова и др., 2021б) по результатам комплексной био- и магнитостратиграфической корреляции 12 разрезов турона-сантона Волгоградского, Саратовского и Самарского Правобережья был построен сводный палеомагнитный разрез. в котором, руководствуясь правилами выделения магнитостратиграфических подразделений (Стратиграфический ..., 2019), зафиксированы субзоны обратной (R_t), преимущественно прямой (Nr. n1, Nr.n2) и аномальной (Nr.a1, Nr.a2) полярности (Гужикова и др., 2021б). Нижняя субзона R_t примерно соответствует среднему турону (зоне LC4), а располагающаяся над ней субзона Nr.n1 — преимущественно верхнему турону (зоне LC5a). Вышележащая субзона Nr.a1 приурочена к нижнему коньяку (зоне LC6). Следующая вверх по разрезу

субзона Nr.n2 отвечает в основном среднему–верхнему коньяку (зонам LC7 и нижней части зоны LC8). Верхняя субзона Nr.a2 характеризует нижний сантон (верхнюю часть зоны LC8) (рис. 3).

Нижняя субзона R_t , возможно, является зоной такой же аномальной полярности, как субзоны Nr.a1 и Nr.a. Аргументы в пользу идентификации R_t как зоны обратной полярности существуют (Первушов и др., 2017а, 20176; Guzhikova et al., 2019; Гужикова и др., 2020а; 20216), но они неоднозначны. Во избежание путаницы в индексации магнитозон мы сохраняем название субзоны R_t , предложенное в первом варианте сводного магнитостратиграфического разреза турона—коньяка Поволжья (Гужикова и др., 2021б), по крайней мере до тех пор, пока не появятся надежные доводы для ее переименования.

Неоднократно отмечалось (Guzhikova et al., 2019; Гужикова и др., 20216; Первушов и др., 2022а, 2022б), что согласовать, на первый взгляд, противоречивые палеомагнитные данные по турону—сантону Поволжья можно, исходя из клиноморфного строения толщ, обусловленного тектонической активизацией во время их формирования, в результате которой формировались структурные элементы Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций.

Для того чтобы с этих позиций провести комплексную био- и магнитостратиграфическую корреляцию турона-коньяка Ульяновско-Саратовского прогиба, необходимо ввести в сводный магнитостратиграфический разрез более дробные магнитостратиграфические подразделения (микрозоны), подразделив субзону R_t на микрозоны $R_t.1r, R_t.2n$ и $R_t.3r$, а субзону Nr.al на микрозоны Nr.al.1a, Nr.al.2n и Nr.al.3a (рис. 3).

Полученные палеомагнитные данные позволяют детализировать клиноформное строение турона—коньяка Ульяновско-Саратовского прогиба (рис. 3), но использовать их для дальних корреляций пока невозможно, несмотря на веские аргументы в пользу древнего возраста намагниченности.

Теоретически возможны только два варианта объяснения сложной палеомагнитной зональности турона-сантона Поволжья, противоречащей традиционным представлениям об устойчивом режиме прямой полярности туронского-сантонского поля (Gradstein et al., 2020). Первый вариант допускает полное или частичное перемагничивание пород, что сразу же исключает возможность использования полученных данных для межрегиональных сопоставлений. Второй вариант предполагает существование недипольного поля в конце мелового суперхрона нормальной полярности в течение, по крайней мере, 5-6 млн лет (Гужиков, Федулеев, 2019; Гужиков, Барабошкин, 2022; Гужикова и др., 20206, 20216). Если палеомагнитные данные по турону-сантону Поволжья отражают аномальный характер туронского-сантонского геомагнитного поля, то их корреляционная ценность в глобальном масштабе не очевидна. По имеющимся

представлениям недипольное состояние поля свойственно только эпохам геомагнитных инверсий, продолжительность которых не превышает 20 тыс. лет (Valet, Herrero-Bervera, 2007). Подтверждение гипотезы о существовании аномального режима поля в течение многих миллионов лет имело бы фундаментальное значение для физики Земли, но обсуждение этой проблемы выходит за рамки настоящей работы.

На основе петромагнитной ритмичности нами выделены четыре трансгрессивно-регрессивных цикла (T–R), из которых только третий запечатлен полностью (рис. 8). У остальных T–R циклов регрессивные части (в которых происходит возрастание K, J_n , J_{rs}) целиком уничтожены последующими размывами. Подошва петромагнитного интервала Pi-4 отмечает переход от трансгрессии к регрессии бассейна и соответствует поверхности максимального затопления. В разрезе этот уровень выражен только границей слоев плотных мергелей и вряд ли мог быть идентифицирован как MFS без анализа петромагнитных данных.

Трудно избежать искушения отождествить выявленную MFS с максимальной поверхностью затопления К.Tu3.mfs, а основание петромагнитного интервала Pi-5 с подошвой секвенции K.Tu4 (Gradstein et al., 2020), как это сделано в работах (Суринский и др., 2016; Суринский, Гужиков, 2017). Однако надо признать, что сопоставлять выделенные Т-R циклы с известными секвенциями преждевременно, потому что колебания уровня моря на территории Нижнего Поволжья в туроне-коньяке контролировались в основном тектоническим фактором. По этой же причине петромагнитные вариации по разрезу Нижняя Банновка нельзя корректно сопоставить с изменениями магнитной восприимчивости по GSSP коньяка — разрезу Зальцгиттер-Сальдер (Salzgitter-Salder) в Саксонии (Walaszczyk et al., 2022). В стратотипе нижней границы яруса, так же как и в пограничном интервале турона-коньяка Поволжья, не удается на основании имеющихся данных дифференцировать вклад эвстатического, климатического и регионального тектонического факторов в магнитные свойства пород.

В перспективе нельзя исключить, что петромагнитные данные будут востребованы для прослеживания реперных уровней в разных регионах. И в поволжском, и в саксонском разрезах вариашии магнитной восприимчивости связаны с изменениями концентраций обломочных частиц в осадках. Наиболее существенное изменение на графике К по разрезу Зальцгиттер-Сальдер (между слоями 52 и 53а) объясняется резкой, хотя и незначительной, гумидизацией климата (Walaszczyk et al., 2022). Смену отрицательных коэффициентов корреляции $\mathbf{r}(K/\mathbf{J}_{rs}-\mathbf{B}_{er})$ на положительные в разрезе Нижняя Банновка (рис. 8), обусловленную сокращением времени окисления обломочных ферромагнитных частиц (см. раздел "Магнитостратиграфия"), также допустимо интерпретировать как активизацию

терригенного сноса вследствие увеличения количества осадков. Если предположить, что повышение относительной влажности атмосферы в коньякском веке было глобальным, то петромагнитный рубеж между слоями 52 и 53а в GSSP можно сопоставить с уровнем перемены характера корреляции между $K/J_{\rm rs}$ и **B**_{cr} в низах петромагнитного интервала Pi-3 разреза Нижняя Банновка (рис. 8). Однако без дополнительной палеогеографической и магнито-минералогической информации подобная гипотеза является спекулятивной.

Уровни резких изменений в распределении магнитных свойств по разрезу соответствуют перерывам в осадконакоплении. По степени контрастности этих изменений косвенно можно судить об относительной продолжительности перерывов и соответственно о полноте осадочной последовательности.

Один из наиболее значительных гиатусов в изученном разрезе (не принимая во внимание подошву и кровлю губкинского горизонта) приходится на границу слоев 9–10 и маркируется скачкообразными изменениями большинства петромагнитных параметров, по которым определены нижние границы петромагнитных подразделений Pi-3 и K/J_{rs} -2 (рис. 8). Объем размытых отложений соответствует нескольким подзонам по БФ (LC5a, LC5b и, частично, LC6a).

Длительность перерыва между слоями 11 и 12. несмотря на визуальные признаки размыва в подошве 12 слоя (наличие окатышей слабофосфатных мергелей), напротив, мала, поскольку характер петромагнитных вариаций на этом рубеже относительно плавный. Контрастные изменения связаны только с резким возрастанием отношения K/J_{rs} , по которому определена нижняя граница интервала K/J_{rs} -3. Вероятно, этот уровень соответствует появлению близкого локального источника сноса, возникшего при росте антиклинальной структуры. На вовлечение в размыв новых пород указывает как укрупнение размерности ферромагнитной фракции, так и минимальная степень окисленности магнетитовых частиц в пределах *К*/J_{rs}-3 (см. раздел "Магнитостратиграфия"). Вывод о небольшой продолжительности перерыва, основанный на петромагнитных данных. подтверждается наличием полной последовательности инфразональных подразделений по БФ в этой части разреза.

Петромагнитные данные позволяют установить уровни еще нескольких диастем, которые по своим масштабам сопоставимы с перерывом в осадконакоплении на границе слоев 11 и 12. Таковыми уровнями являются нижние границы петромагнитных интервалов Pi-2, Pi-4 и Pi-5. При геологическом описании разреза признаки перерыва (в виде многочисленных мелких ихнофоссилий) отмечены только в подошве Pi5.

Основания петромагнитных интервалов Pi-2 и Pi-5 одновременно являются подошвами трансгрессивно-регрессивных циклов (секвенций), а основание Pi-4 соответствует MFS. Поэтому петромагнитные границы целесообразно использовать для послойного расчленения разреза, в особенности рубеж между Pi-4 и Pi-5, который маркирует наиболее значимые изменения в магнитных свойствах пород после уровня границы Pi-4 и Pi-5 (рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разрезе Нижняя Банновка на основе анализа вертикального распределения бентосных фораминифер установлены интервалы среднего (зона LC4) и верхнего (зоны/подзоны LC5a, LC6at) турона, нижнего коньяка (зоны/подзоны LC6ak, LC6b) и нижней части среднего коньяка (основание зоны LC7). Это биостратиграфическое расчленение подтверждается находками иглокожих, аммонитов, иноцерамов и белемнитов.

Официальная граница турона-коньяка не утверждена, и ее уровень не может быть точно определен в разрезе. Предполагается, что подошва коньяка в разрезе Нижняя Банновка приурочена к подошве слоя 11, которой соответствует нижняя граница зоны LC6 по БФ. В схеме (Беньямовский, 2008а) основанию коньяка соответствует подзона LC6а. Однако сопоставление фораминиферовой и иноцерамовой схем в разрезах Мангышлака (Walaszczyk et al., 2013) и Правобережного Поволжья (Первушов и др., 2022а, 2022б; Рябов, 2023) показало, что граница подзоны расположена ниже. Анализ вертикального распространения Б Φ в разрезах турона-коньяка Ульяновско-Саратовского прогиба позволил связать с этим уровнем несколько событий: исчезновение видов Б Φ B. berthelina и T. eouvigeriniformis, а также появление вида T. selmensis (Первушов и др., 2022в). На этой основе было предложено выделение в составе подзоны LC6а двух новых подзон: Berthelina berthelini/ Gavelinella kelleri LC6at и Tappanina selmensis/ Protostensioeina granulata LC6ak. Подзона LC6at соответствует терминальным интервалам верхнего турона и иноцерамовой зоне Cremnoceramus waltersdorfensis waltersdorfensis, а подзона LC6ak базальным интервалам нижнего коньяка (Рябов, 2023). В этом случае подошва коньяка в регионе может быть соотнесена с основанием подзоны LC6ак и с подразделениями зональной схемы по иноцерамам (Walaszczyk et al., 2013).

Находка Micraster cf. coranguinum в отложениях зоны БФ LC6 позволяет предполагать смещение положения границы между филозонами M. coranguinum–M. rogalae/M. cortestudinarium в Поволжье до раннего коньяка и, как следствие, увеличение объема филозоны M. coranguinum–M. rogalae. Впервые в регионе установлено присутствие двух видов офиур: Ophiocoma ? senonensis (Valette) и ? Ophiomusium granulosum (Roemer) и одного вида криноидей ? Drepanocrinus communis (Douglas).

На основании петромагнитной и магнитостратиграфической характеристики туронского-коньякского интервала отложений нижнебанновского разреза проведено сопоставление синхронных отложений в опорных разрезах региона. Петромагнитные данные позволили выделить в нижнебанновском разрезе трансгрессивно-регрессивные циклы, обусловленные региональным тектоническим фактором, и идентифицировать уровень поверхности максимального затопления (MFS), выявить перерывы в осадконакоплении и оценить их относительную продолжительность.

Прояснено положение разреза Нижняя Банновка, как стратотипа банновской свиты, среди изученных ранее разрезов губкинского горизонта, расположенных в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба. Более полная палеонтологическая характеристика и стратиграфический объем банновской свиты установлен в разрезах Ольховской впадины (Рябов, 2021; Koromyslova, Pervushov, 2022) и Елшано-Сергиевского вала (Первушов и др., 2017а, 2017б) (табл. 2). Изучение разрезов губкинского горизонта юго-западного свода Ульяновско-Саратовского прогиба приводит к заключению о невозможности выделения и прослеживания в его составе местных подразделений на основе тех или иных литологических признаков.

Благодарности. Признательны коллегам, участвовавшим в изучении и лабораторной обработке проб туронского-коньякского интервала пород Нижней Банновки: А.Г. Маникину, В.А. Грищенко, А.М. Суринскому, А.А. Гужиковой (СГУ, лаборатория петрофизики), а также В.А. Мусатову (НВ-НИИГГ) за предоставление условий для подготовки микрофаунистических проб и А.М. Захаревичу (СГУ) за помощь в получении изображений микрофоссилий на электронном микроскопе. Авторы благодарны И. Валащику (Варшавский университет, Польша) за консультации по иноцерамидам; Е.Ю. Барабошкину, В.А. Захарову, Н.В. Сенникову, А.Б. Герману и М.А. Рогову за высказанные замечания и ценные рекомендации по содержанию публикации, что способствовало конкретизации представленного материала.

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 Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 20-35-90077 "Бентосные фораминиферы как ключевой фактор детального расчленения и стратиграфической корреляции турон-коньякских отложений Поволжья".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России // Материалы для геологии России. Т. 25. СПб.: Типография Импер. акад. наук, 1912.

Архангельский А.Д., Добров С.А. Геологический очерк Саратовской губернии // Материалы изучения естественно-производственных условий Саратовской губернии. Вып. 1. М.: Печатня С.П. Яковлева, 1913.

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.

Бирюков А.В. О стратиграфическом значении эласмобранхий (Chondrichthyes, Elasmobranchii) в сеномане Правобережного Поволжья // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2018. Т. 18. Вып. 1. С. 27–40. https://doi.org/10.18500/1819-7663-2018-18-1-27-40

Василенко В.П. Ископаемые фораминиферы СССР. Аномалиниды // Тр. ВНИГРИ. Нов. Сер. 1954. № 80. С. 1–82.

Василенко В.П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака // Тр. ВНИГРИ. 1961. Вып. 171. 487 с.

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

Габдуллин Р.А. Верхнемеловые отложения Русской плиты: секвентная стратиграфия и циклы Миланковича // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2007. № 5. С. 16–25.

Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Верхний мел. М.: Недра, 1972.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 (Волгоград). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю. Магнитостратиграфия верхнего мела Юго-Западного Крыма // Геология и водные ресурсы Крыма. Полевые практики в системе высшего образования. Материалы конференции. Ред. Аркадьев В.В. СПб.: ЛЕМА, 2022. С. 39–42.

Гужиков А.Ю., Молостовский Э.А. Стратиграфическая информативность численных магнитных характеристик осадочных пород (методические аспекты) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 32–41.

Гужиков А.Ю., Федулеев Д.В. Палеомагнетизм коньякских–сантонских отложений разреза Аксу-Дере (ЮЗ Крым) // Геологические науки — 2019. Материалы научной межведомственной конференции (с международным участием), Саратов, 24–25 октября 2019 г. Саратов: Техно-Декор, 2019. С. 80–81.

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. 2020а. Т. 20. Вып. 4. С. 262–277.

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 Десятого Всероссийского совещания, г. Магадан, 20–25 сент. 2020 г. Ред. Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю. Магадан: ОАО "МАОБТИ", 2020б. С. 81–84.

Гужикова А.А., Грищенко В.А., Фомин В.А., Барабошкин Е.Ю., Шелепов Д.А. Магнитостратиграфия турона– сантона Самарского Правобережья // Изв. Саратов. гос. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2021а. Т. 21. Вып. 4. С. 248–263.

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, 20216. С. 54–58.

Гужикова А.А., Фомин В.А., Рябов И.П., Первушов Е.М. Разрез Сплавнуха: магнитостратиграфические данные по интервалу турон-сантонских отложений (Красноармейский район Саратовской области) // Геологические науки — 2021. Материалы Всероссийской научно-практической конференции, Саратов, 2–3 декабря 2021 г. Саратов: Техно-Декор, 2021в. С. 69–74.

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

Камышева-Елпатьевская В.Г., Морозов Н.С., Пославская Г.Г. Маркирующие горизонты мезозойских отложений северного окончания Доно-Медведицких дислокаций // Ученые записки Сарат. ун-та. 1953. Т. 37. Вып. геол. С. 35–150.

Кац Ю.И. Тип Brachiopoda — Брахиоподы // Атлас верхнемеловой фауны Донбасса. М.: Недра, 1974. С. 240–275.

Келлер Б.М. Микрофауна верхнего мела Днепровско-Донецкой впадины и некоторых других сопредельных областей // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1935. Т. 13. Вып. 4. С. 523–558.

Кликушин В.Г. Ископаемые морские лилии пентакриниды и их распространение в СССР. СПб.: Ленинградская Палеонтологическая лаборатория, 1991. Коромыслова А.В., Первушов Е.М. Мшанки верхнего турона Волгоградской области, Нижнее Поволжье // Палеонтология и стратиграфия: современное состояние и пути развития. Материалы LXVIII сессии Палеонтол. общества при РАН, посвященной 100-летию со дня рождения А.И. Жамойды. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. С. 72–73.

Мазарович А.Н. О верхнемеловых отложениях р. Иловли, в Саратовской губернии // Бюлл. МОИП. Нов. сер. Отд. геол. 1924. Т. 2. Вып. 3. С. 1–10.

Махлин В.З. Новые позднетуронские гониокамаксы Поволжья // Палеонтол. журн. 1965. № 4. С. 26–32.

Махлин В.З. Подкласс Endocochlia // Новые виды растений и беспозвоночных СССР. Труды ВНИГРИ. 1973. Т. 318. С. 87–92.

Милановский Е.В. Очерк геологии Нижнего и Среднего Поволжья. М. — Л.: Гостоптехиздат, 1940.

Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. М.: Изд-во МГУ, 1964. 190 с.

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. 49–64.

Найдин Д.П., Морозов Н.С. Схема биостратиграфического расчленения верхнего мела Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 1. М.: Недра, 1986. С. 98–106.

Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы. Объяснительная записка. М.: ПИН РАН, 2005. 204 с.

Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Вишневская В.С., Иванов А.В., Копаевич Л.Ф., Первушов Е.М., Сельцер В.Б., Гесакова Е.М., Харитонов В.М., Щербинина Е.А. Верхнемеловые отложения северо-запада Саратовской области. Статья 1. Разрез уд. Вишневое. Лито- и биостратиграфический анализ // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 6. С. 62–109.

Первушов Е.М. Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья // Труды НИИ геологии Сарат. ун-та. Т. 2. Саратов: Изд-во "Колледж", 1998. 168 с.

Первушов Е.М. Геохронология и структура "сантонского" "губкового" горизонта в пределах правобережного Поволжья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. Ред. Барабошкин Е.Ю. Симферополь: ИД "Черноморпресс", 2016. С. 205–207.

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., Иванов А.В., Попов Е.В. Местная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений правобережного Поволжья // Тр. НИИ геологии Сарат. ун-та. Нов. сер. 1999. Т. І. С. 85–94.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1

№ 1 2024

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 1. Характеристика разрезов, результаты петромагнитных и магнито-минералогических исследований // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2017а. Т. 17. Вып. 2. С. 105–116.

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. 2017б. 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. Геол. и разведка. 2019. № 5. С. 10–27.

Первушов Е.М., Рябов И.П., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Гужикова А.А., Ильинский Е.И., Худяков Д.В., Фомин В.А. Предварительные итоги комплексных стратиграфических исследований губкинского горизонта (турон-коньяк Поволжья) // Геологические науки — 2021. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Саратов: Техно-Декор, 2021. С. 53–56.

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. 2022a. Т. 30. № 2. С. 101–124. https://doi.org/10.31857/ S0869592X22020041

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 2. Макрофаунистическая характеристика, выводы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 20226. Т. 30. № 3. С. 1–28.

Первушов Е.М., Рябов И.П., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Калякин Е.А., Фомин В.А. Результаты комплексных стратиграфических исследований турона-коньяка Поволжья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Одиннадцатого Всероссийского совещания, 19–24 сентября 2022 г., г. Томск. Гл. ред. Барабошкин Е. Ю. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2022в. С. 200–203.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1955. 90 с.

Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 90 с.

Рябов И.П. Комплексы бентосных фораминифер Сплавнухинской площади (верхний мел) // Труды XXII Международного научного симпозиума им. академика М. А. Усова студентов и молодых ученых "Проблемы геологии и освоения недр" (2–7 апреля 2018 г., Томск). Том 1. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2018. С. 94–96.

Рябов И.П. Биостратиграфический анализ бентосных фораминифер верхнемелового разреза "Чухонастовка" (Ульяновско-Саратовский прогиб) // Теоретические и прикладные аспекты палеонтологии. Материалы LXVII сессии Палеонтологического общества при РАН, 5–9 апреля 2021 г., Санкт-Петербург. СПб.: Издво ВСЕГЕИ, 2021. С. 64–66.

Рябов И.П. Бентосные фораминиферы турона—коньяка Правобережного Поволжья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2023. 23 с.

Сельцер В.Б. Верхнетуронские аммониты из центральной части Саратовского правобережья // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы 9-го Всеросс. совещания. Ред. Барабошкин Е. Ю., Липницкая Т.А., Гужиков А.Ю. Белгород: Политерра, 2018. С. 249–252.

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

Сельцер В.Б., Калякин Е.А. Эскиз турон-раннесантонской фауны моллюсков и эхиноидей из обнажений Волжской Правобережной полосы участка Ахмат– Кондаково (Саратовская область) // Геологические науки — 2021. Материалы Всеросс. научно-практ. конф. Саратов: Техно-Декор, 2021. С. 60–64.

Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы (6 схем на 10 листах). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.

Суринский А.М., Гужиков А.Ю. Опыт циклостратиграфического анализа петромагнитных данных по разрезу турона—маастрихта "Нижняя Банновка" (юг Саратовского Правобережья) // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2017. Т. 17. Вып. 2. С. 117–124.

Суринский А.М., Гужиков А.Ю., Александров П.Н. Результаты циклостратиграфического анализа петромагнитных данных по разрезу турона-коньяка "Нижняя Банновка" (юг Саратовского Правобережья) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. Ред. Барабошкин Е.Ю. Симферополь: ИД "Черноморпресс", 2016. С. 267–269.

Титова М.В. Брахиоподы верхнего мела Юга СССР // Атлас руководящих групп фауны мезозоя юга и востока СССР. Трулы Всесоюзн. научно-исслел. геол. ин-та. 1992. T. 350. C. 137-171.

Харитонов В.М., Сельцер В.Б., Иванов А.В. К вопросу о расчленении турон-коньякских отложений в классическом разрезе "Нижняя Банновка" (Саратовское Поволжье) по фауне иноцерамов // Тр. НИИ геологии СГУ. Нов. сер. 2001. Т. 8. С. 21-28.

Харитонов В.М., Иванов А.В., Сельцер В.Б. Стратиграфия туронских и коньякских отложений Нижнего Поволжья // Недра Поволжья и Прикаспия. 2003. Вып. 36. C. 48-60.

Christensen W.K. Late Turonian-early Coniacian belemnites from western and central Europe // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1982. V. 31. P. 63-79.

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

Ernst G., Schmid F., Seibertz E. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW Deutschland // Zitteliana. 1983. V. 10. P. 531–554.

Gale A.S. Microcrinoids (Echinodermata, Articulata, Roveacrinida) from the Cenomanian-Santonian chalk of the Anglo-Paris Basin: taxonomy and biostratigraphy // Rev. Paléobiol. 2019. V. 38. № 2. P. 397–533.

Gaspard D. Distribution and recognition of phases in Aptian-Turonian (Cretaceous) Brachiopod development in NW Europe // Geologica Carpathica. 1997. V. 48. № 3. P. 145–161.

Gradstein F. M., Ogg J.G., Schmitz M.B., Ogg G.M. Geologic Time Scale 2020. V. 2. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. 1357 p.

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.

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

Jagt J. W.M. Late Cretaceous-Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium - Part 3: Ophiuroids // Scripta Geologica. 2000. № 121. P. 1–179.

Kaplan U., Kennedy W.J., Wright C.W. Turonian and Coniacian Scaphitidae from England and North-Western Germany // Geol. Jb. 1987. V. 109. P. 9–39.

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

Kennedy W.J., Kaplan U. Ammoniten aus dem Turonium des Münsterländer Kredebeckens // Geologie und Paläontologie in Westfalen. 2019. V. 92. P. 3-223.

Klikushin V.G. Distribution of crinoidal remains in the Upper Cretaceous of the U.S.S.R // Cretaceous Res. 1983. V.4. P. 101-106.

Koch W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutchland (Pompeckische Scholle). Teil 2. Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen // Geol. Jahrb. 1977. V. 38. P. 11-123.

Koromyslova A.V., Pervushov E.M. Uppermost Turonian bryozoans from the Lower Volga River region: scanning electron microscopy and micro-computed tomography studies // N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 305/3. 2022. P. 263-295. https://doi.org/10.1127/nigpa/2022/1090

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

Košťák M. On the Turonian origin of the Goniocamax-Belemnitella stock (Cephalopoda, Coleoidea) // Geobios. 2012. V. 45. № 1. P. 79-85. https://doi.org/10.1016/j. geobios.2011.11.004.

Monks N., Owen E. Phylogeny of Orbirhynchia Pettitt, 1954 (Brachiopoda, Rhynchonellida) // Palaeontology. 2000. V. 43. № 5. P. 871–880.

Niebuhr B., Baldschuhn R., Ernst E., Walaszczyk I., Weiss W., Wood C.J. The Upper Cretaceous succession (Cenomanian-Santonian) of the Staffhorst Shaft, Lower Saxony, northern Germany: integrated biostratigraphic, lithostratigraphic and downhole geophysical log data // Acta Geol. Polon. 1999. V. 49. № 3. P. 175–213.

Pavlow A.P. Voyage géologique par la Volga de Kasan á Tsaritsyn // Guide des excursions du VII Congress Géol. Intren. Pt. XX. St. Petersburg, 1897. P. 1-40.

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.

Selden P. A. (Ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology. Part T, Echinodermata 2, Revised, Crinoidea, vol. 3. The University of Kansas Paleontological Institute, 2011. 261 p.

Štorc R., *Žitt J.* Late Turonian ophiuroids (Echinodermata) from the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic // Bull. Geosci. 2008. V. 83. № 2. P. 123–140.

Svennevig K., Surlvk F. A high-stress shelly fauna associated with sponge mud-mounds in the Coniacian Arnager Limestone of Bornholm, Denmark // Lethaia. 2019. V. 52. P. 57-76. https://doi.org/10.1111/let.12290

Swierczewska-Gładysz E., Jurkowska A., Niedzwiedzki R. New data about the Turonian-Coniacian sponge assemblage from Central Europe // Cretaceous Res. 2019. V. 94. P. 229–258. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2018.10.001

Valet J.-P., Herrero-Bervera E. Geomagnetic Reversals, Archives // Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. Eds. Gubbins D., Herrero-Bervera E. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 2007. P. 339-346.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 Nº 1 2024 *Walaszczyk I.* Turonian trough Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta Geol. Polon. 1992. V. 42. \mathbb{N} 1–2. P. 1–122.

Walaszczyk I., Wood C.J. Inoceramids and biostratigraphy at the Turonian/Coniacian boundary; based on the Salzgitter-Salder Quarry, Lower Saxony, Germany, and the Słupia Nadbrzeżna section, Central Poland // Acta Geol. Polon. 1998. V. 48. № 4. P. 395–434.

Walaszczyk I., Kopaevich L. F., Beniamovski V.N. Inoceramid and foraminiferal record and biozonation of the Turonian and Coniacian (Upper Cretaceous) of the Mangyschlak 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., Pervushov E., Seltser V., Dubicka Z. A sponge horizon at the Coniacian–Santonian boundary of the Saratov Cretaceous; integrated stratigraphy and palaegeographic significance // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Матер. 9-го Всеросс. совещания Ред. Барабошкин Е.Ю., Липницкая Т.А., Гужиков А.Ю. Белгород: Политерра, 2018. С. 77–80.

Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim Ch., Jarvis I., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman Br.B., Schiøler P., Todes J., Uličný D., Voigt S., Wiese F., Linnert Ch., PüttmannT., Toshimitsu S. 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) // Episodes. 2022. V. 45. № 2. P. 181–220. https://doi.org/10.18814/epiiugs/2021/021022

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 paleoceanography of a gateway to the Tethys // Cretaceous Res. 2004. V. 25. № 3. P. 329–352. https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.01.003

Wiese F., Čech S., Walaszczyk I., Košťák M. An upper Turonian (Upper Cretaceous) inoceramid zonation and a round the world trip with Mytiloides incertus (Jimbo, 1894) // Z. Dt. Ges. Geowiss. 2020. V. 171. № 2. P. 211–226.

Wissing H., Herrig E. Arbeitstechniken der Mikropaleontologie. Eine Einführung. Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag, 2000.

Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammnoidea of the plenus Marls and the Middle Chalk // London: Palaeontograph. Soc. Monographs, 1981. 148 p.

Wright C.W., Wright E.V. A survey of the fossil Cephalopoda of the Chalk of Great Britain. London: Palaeontograph. Soc. Monographs, 1951. 40 p.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, В.А. Захаров, Н.В. Сенников

Bio-Magnetostratigraphy of the Turonian–Coniacian Deposits of the Lower Bannovka Section, South-East of the Russian Plate

E. M. Pervushov[#], I. P. Ryabov, A. Yu. Guzhikov, V. B. Seltser, E. A. Kalyakin, V. A. Fomin

Chernyshevsky Saratov State University, Saratov, Russia #e-mail: pervushovem@mail.ru

The lithological, paleontological and biostratigraphic characteristics of the Turonian–Coniacian deposits of the Lower Bannovka section, the stratotype of the Bannovka Formation (Volga region, Turonian) are presented. Magnetostratigraphic characteristics of the sediments have been supplemented and elaborated. The petromagnetic data contribute to additional division of the section and to revealing the sedimentation rhythmicity. Paleomagnetic data combined with benthic foraminifera data contribute to the most detailed correlation of the Turonian–Coniacian deposits in the Volga region. The special aspects of the Gubkinsky horizon spreading have been indicated by the discussed sediments interval integrated studying results. It is explained by the existed region structural plan and by the processes preliminary to the Coniacian and Santonian sedimentation.

Keywords: Upper Cretaceous, Bannovka Formation, stratotype, Gubkinsky horizon, benthic foraminifera, inoceramid bivalves, cephalopods, echinoderms, magnetostratigraphy, petromagnetism, Volga region УДК 551.77(571.1)

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНА КАЛИНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ¹

© 2024 г. А.И.Яковлева

Геологический институт РАН, Москва, Россия e-mail: alina.iakovleva@gmail.com Поступила в редакцию 13.03.2023 г. После доработки 24.04.2023 г. Принята к публикации 08.05.2023 г.

Рассматривается современное состояние изученности палеогеновых отложений Калининградской области, обсуждаются возраст местных стратиграфических подразделений и объем возможных перерывов в осадконакоплении, ставятся задачи для будущих региональных исследований палеогена. Палеоценовые чистоозерская и любавская свиты имеют предположительно датско-зеландский возраст на основании изучения фораминифер, однако характер их взаимоотношений не до конца ясен. Заостровская свита предварительно датируется поздним танетом, но отличается слабой палеонтологической характеристикой. Самбийская свита отвечает ипру по данным изучения фораминифер, диатомей и диноцист, но точный стратиграфический объем нижнего эоцена в Калининградской области не установлен. Отложения алкской свиты предположительно датируются поздним лютетом–ранним бартоном. По данным изучения диноцист уточненный возраст прусской свиты — ранний—поздний приабон, а пальвеская свита соответствует теперь верхнему приабону. По данным изучения морских и континентальных палиноморф куршская свита имеет терминально-эоценовый—олигоценовый—?раннемиоценовый возраст. Остается актуальной проблема наличия и длительности перерывов между свитами.

Ключевые слова: палеоген, стратиграфия, свиты, Калининградская область

DOI: 10.31857/S0869592X24010061, EDN: ZIRYQM

введение

Калининградская область (~22.03 тыс. км площади на суше и в акватории) является самой западной территорией России и представляет собой полуэксклав: она граничит на севере и востоке с Литвой, на юге — с Польшей и соединяется с основной частью Российской Федерации Балтийским морем.

Палеогеновые отложения достаточно широко распространены на территории современной Южной Прибалтики, включающей Калининградскую область (рис. 1) и Южную Литву. В тектоническом плане Калининградская область находится в пределах юго-восточной части Балтийской синеклизы, являющейся крупной отрицательной структурой на западе Восточно-Европейской платформы. Территория современной Калининградской области, вместе с соседней Юго-Западной Литвой, на протяжении большей части палеогена представляла

собой часть палеогенового Польско-Литовского (или Литовско-Белорусского) морского пролива, который, в свою очередь, являлся северо-восточной окраиной Датско-Польского морского эпиконтинентального бассейна как части еще более крупного бассейна Северо-Западной Европы. В течение палеогена в различных частях Балтийской синеклизы как крупного бассейна осадконакопления формировались морские, прибрежные и континентальные отложения, с которыми связаны уникальные залежи янтаря, а также запасы кварцевых песков, фосфоритов, глауконита и т.д. Палеогеновые отложения развиты большей частью на юге Калининградской области и выходят на поверхность только на побережье Самбийского полуострова и небольшой части прилегающего шельфа, а также в промышленном карьере Приморский Калининградского янтарного комбината; на остальной территории палеоген вскрывается только скважинами и залегает на глубине до 280 м. Палеогеновые отложения достигают мощности порядка 190 м, залегают на размытой поверхности верхнего мела (на кампанских мергелях или маастрихтских

¹Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X24010061 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Геологическая карта Калининградской области, демонстрирующая региональное распределение палеогеновых отложений (по Вербицкий и др., 2011, с упрощениями).

песчано-алевритовых известковых породах) и перекрываются либо неогеновыми, либо четвертичными породами.

До победы СССР в Великой Отечественной войне в 1945 г. территория современной Калининградской области являлась частью бывшей Восточной Пруссии. В связи с этим в истории исследования палеогеновых отложений региона выделяются три периода: немецкий (до 1945 г.), советский (1945— 1991 гг.) и современный российский.

Изучение палеогена Южной Прибалтики началось еще в XIX в. в связи с уникальной янтареносностью этих отложений — на территории современной Калининградской области содержится порядка 90% мировых запасов янтаря. Первые значимые публикации о геологии и палеонтологических находках кайнозоя Восточной Пруссии появились в середине XIX в. и были связаны с именами Е. Бейриха (Beyrich, 1848), Г. Цаддаха (Zaddach, 1860, 1868), О. Геера (von Heer, 1869), А. Йенча (Jentzsch, 1876, 1908), Ф. Нетлинга (Noetling, 1885, 1888), А. Коэнена (Koenen, 1894) и других немецких геологов и естествоиспытателей. В начале XX в. эти исследования были продолжены А. Торнквистом (Tornquist, 1910), О. Линстовом (Linstow, 1922) и многими другими (см. обзор в Paškevičius, 1997). В первой половине XX в. палинологическим исследованием морских янтареносных отложений Самбии занимался один из основоположников изучения ископаемых цист динофлагеллат — А. Эйзенак (Eisenack, 1938, 1954).

Наиболее масштабные геологические исследования на территории Калиниградской области

были осуществлены в советский период начиная с 1945 г., когда советскими геологами выполнялись комплексные геолого-съемочные и поисковые работы, а также геофизические и геохимические исследования в регионе Советской Прибалтики. Изучением отложений палеогена в этот периол занимались советские геологи и палеонтологи В.И. Балтакис, А.А. Григялис, В.И. Катинас, С.Г. Краснов, Г. И. Егоров, И.М. Покровская, В.В. Зауэр, А. Веножинскене, А.А. Каплан, Н.И. Стрельникова, Л.С. Гликман, И.А. Далинкявичюс и многие другие (Егоров, 1957; Покровская, Зауэр, 1960; Далинкявичюс, 1960; Балтакис, 1966; Григялис и др., 1971, 1988; Григялис, Каплан, 1975; Григялис, 1982; Жарков и др., 1976; Краснов, 1977; Каплан и др., 1977; Стрельникова и др., 1978).

Начиная с 90-х годов прошлого века палеоген Калининградской области стал изучаться гораздо менее интенсивно (Kosmowska-Ceranowicz et al., 1997; Standke, 1998; Харин, Лукашина, 2002; Александрова, Запорожец, 2008а, 20086; Лукашина, 2010; Kasinski et al., 2020; Iakovleva et al., 2021; Мычко и др., 2021; Кузьмина, Яковлева, 2023; Кузьмина и др., 2023).

Палеогеновые отложения в Южной Прибалтике в целом и в Калининградской области в частности имеют сложное фациальное строение, представлены толщами терригенных, известковых и окремненных пород, что приводит к фрагментарной и слабой палеонтологической насыщенности пород и, как следствие, к различиям в понимании объема и возраста свит (Григялис и др., 1971; Каплан и др., 1977; Загородных и др., 2001). Именно поэтому в данном регионе по-прежнему остаются актуальными вопросы



Рис. 2. Схематическая карта фациального районирования территории Прибалтики в палеогене (по А.А. Григялису, 1982). 1 — Самбийский полуостров; 2 — юго-западная часть Калининградской области; 3 — юго-восточная часть Калининградской области; 4 — южная часть Литвы.

точного стратиграфического возраста и соотношений местных стратиграфических подразделений.

В 1966 г. советский геолог В.И. Балтакис выделил в Южной Прибалтике четыре геологических формации палеогена и неогена: (1) глауконитово-карбонатную, объединившую карбонатные отложения верхнего мела и нижнего палеоцена на западе Калининградской области, (2) терригенно-глауконитовую Калининградской области, состоящую из нижнего ("самбийская свита"), среднего ("нижняя дикая земля", "нижняя голубая земля", "нижний плывун", "пятнистые пески") и верхнего ("верхняя дикая земля", "верхняя голубая земля", "верхний плывун", "белая стена", "зеленая стена") комплексов, (3) опоково-глауконитовую, объединяющую палеогеновые отложения Литвы, и, наконец, (4) буроугольную разновозрастных лагунно-континентальных и континентальных отложений Литвы и Калининградской области.

Следует отметить, что единственной региональной стратиграфической схемой палеогеновых отложений Прибалтики, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом (МСК СССР), является схема 1978 г., составленная А.А. Григялисом и А.А. Капланом (Решения..., 1978). Эта первая и пока единственная официально принятая МСК стратиграфическая схема, разработанная в конце 1960-х и первой половине 1970-х гг. (Балтакис, 1966, 1970; Григялис и др., 1971, 1975; Жарков и др., 1976; Каплан и др., 1977), включала

в себя регионы Литовской ССР и Калининградской области РСФСР. Корреляция стратиграфических разрезов в схеме 1978 г. дана по четырем фациальным районам, различающимся по своей полноте, литологическому составу пород и палеонтологической характеристике: (1) Самбийский полуостров, (2) юго-западная часть Калининградской области, (3) юго-восточная часть Калининградской области и (4) Южная Литва (рис. 2). Согласно региональной стратиграфической схеме 1978 г., основным подразделением стала свита с ярусной или зональной привязкой. Авторами отмечалось, что все свиты хорошо картируются и имеют ту или иную палеонтологическую характеристику, а также абсолютные датировки калий-аргоновым методом по глаукониту. В 1970-е годы датский ярус относился к меловой системе и поэтому в палеогеновой схеме не рассматривался; любавская свита с находками бентосных фораминифер и остракод была отнесена к нижнему палеоцену (так называемому "монтскому" ярусу); отложения верхнего палеоцена с редкими находками диатомей были выделены только предположительно; самбийская свита, содержащая находки микрофлоры, была отнесена к нижнему эоцену (ипру); алкская и прусская свиты по находкам планктонных фораминифер были датированы средним(?)-поздним эоценом (?бартоном и "латдорфом"); наконец, пальвеская свита с редкими находками зубов акул, по результатам радиометрического датирования, была отнесена

на тот момент времени к рюпелю (нижнему олигоцену). При утверждении схемы 1978 г. (рис. 3) решением Прибалтийского Межведомственного регионального стратиграфического совещания в характеристику алкской и прусской свит были включены названия, которые в XIX в. были даны отдельным слоям прусскими шахтерами на янтарном промысле и вошли позднее в геологическую литературу (Далинкявичюс, 1960).

После распада СССР в связи с появлением на территории бывшей Советской Прибалтики самостоятельных государств возник ряд проблем: многие стратотипические разрезы местных и региональных валидных подразделений оказались за пределами Российской Федерации, а все бывшие прибалтийские республики вышли из состава МСК СССР (ныне Российской Федерации) и стали пересматривать в одностороннем порядке ранее утвержденные МСК решения по унификации стратиграфических схем по отдельным системам (Загородных и др., 2001). Так, например, стратотип палеогеновой любавской свиты оказался на территории Литвы. Более того, согласно Загородных и др. (2001), в работах А.А. Григялиса 1990-х гг., посвященных вопросам литостратиграфии мезозоя и палеогена, были выделены новые свиты, чьи стратотипы оказались на территории Калининградской области, получили названия по географическим пунктам, находящимся на территории российского полуэксклава, однако эти названия оказались неверными и несуществующими на российских географических картах. В качестве примера можно привести куршскую свиту палеогена и замландскую свиту неогена, чьи стратотипы были установлены в 1991 г. В.Ю. Зосимовичем в промышленном карьере Приморский на Самбийском полуострове. Согласно А.А. Григялису (Grigelis, 1996), куршская свита оказалась переименована в наякуршскую (Naukuršiai) по никогда не существовавшему названию поселка Naukuršiai (на самом деле п. Пионерский, до 1946 г. — Нойкурен), тогда как замландская свита получила название рантавской (Rantava) по названию речки Рантава в окрестностях п. Пионерский. В связи с необходимостью учета новых лито-, биостратиграфических, сейсмических данных, полученных к концу 1990-х гг., а также исходя из указанных выше обстоятельств, в 1999 г. была разработана новая сводная легенда Калининградской области серии листов Госгеолкарты-200 (Загородных и др., 2001). Для палеогена Калининградской области В. А. Загородных с соавторами (2001) была предложена новая стратиграфическая схема (рис. 4) для трех фациальных районов: (1) запада Калининградской области, (2) юго-востока Калининградской области и (3) акватории Балтийского моря. В.А. Загородных и др. (2001) установили две новые свиты в интервале палеоцена, а также предложили замену названий и стратотипов нескольких палеогеновых и неогеновых свит, однако новая

схема официального утверждения МСК России так и не получила.

Произошедшие за последние 30 лет изменения в стратиграфическом расчленении палеогена на международном уровне, а также полученные за последние 15 лет новые биостратиграфические данные из части палеогеновой последовательности Калининградской области требуют переработки как унифицированной региональной схемы 1978 г., так и схемы, предложенной В.А. Загородных, А.В. Довбней и В.А. Жамойдой в 2001 г. Дополнительной проблемой, которая возникла в последние годы, является утрата керна из стратотипов большей части палеогеновых свит области.

Задачей настоящей статьи является обзор местных стратиграфических подразделений палеогена Калининградской области (описание, история изучения, палеонтологическая характеристика, современная оценка возраста выделяемых стратонов) с целью описания накопленных знаний, определения существующих проблем региональной стратиграфии и обсуждения дальнейших перспектив исследований палеогена в регионе.

СТРАТИГРАФИЯ

Палеоген Калининградской области представлен всеми тремя отделами. Ниже приводится описание местных стратиграфических подразделений по отделам. Схема, иллюстрирующая современное представление о возрасте выделяемых подразделений и взаимоотношениях свит, показана на рис. 5.

Палеоцен

Чистоозерская свита. Согласно В.А. Загородных и др. (2001) и Н.В. Лукьяновой и др. (2011), в южной части Калининградской области выделяется чистоозерская свита, с размывом залегающая на меловых отложениях. Стратотип свиты был установлен в юго-восточной части области в скв. 21 (Уварово) в интервале глубин 271.5–280.0 м; название свиты дано по соседнему озеру Чистое. В стратотипическом разрезе свита сложена мергелями сильноглинистыми, сильнослюдистыми, слоистыми, светло-серого цвета с зеленоватым оттенком за счет высокого содержания глауконита. В стратотипе были определены бентосные фораминиферы Anomalinoides welleri, Brotzenella praeacuta, Hanzawaia ekblomi, Karreria fallax, Lenticulina degolyeri. В шкале бентосных фораминифер юга России и смежных областей (Бугрова, 2005) виды A. welleri, F. ekblomi, B. praecuta, K. fallax xapaktepны для зоны Anomalina danica s.l. датского возраста, тогда как вид L. degolyeri — для зоны Pyramidina crassa начала зеланлия.

В юго-западной части области чистоозерская свита сложена слабокарбонатными алевритами,

РАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,
том 32	
<u>№</u> 1	
2024	
	,
	,

У	нифицир	ованная	t .																					-	1976 г.
	ОБЩАЯ СТРАТ	ГИГРАФИЧЕСКА.	Я ШКАЛА	РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	КОР	Р РЕ Л Я	ция ме	стных	СТРАТИГР	АФИЧ	ЕСКИ	IX PA3	PE3O	В										СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХІ	ЕМЫ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ
CHC- FEMA	отдел	подотдел	зона	Характерные комплексы органических остатков	Самбийский полуостров	ю	Ого-западна	я часть Калн	нниградской обл	астн	Юго-в	зосточная	часть Ка	линингр	задской	областн			Юж	ная Л	нтва			Польская низменность (по Ксёнжкевич, Самсонович, Руле, 1968)	Украина (Краева, Зернецкий, 1969)
		ВЕРХНИЙ И											ПŤ			Π	İΤ	Π		Ť		Т	Т	mlulululu	ПОЛТАВСКАЯ СЕРИЯ
	олигоцен	нижний		336at 18371. Natidama primigenias Ag., Procarcharodos up, Odostaspis dabia Ag.	ПАЛВИСКА СИГА ПАЛВИСКА СИГА «Зеяная степь» - глимента с тородоторого кариеная елекаго соблодания превсения и жельзаеми яглар, в селования простой фосфорторах, консенныя, тородо отородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородо отородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотородотород	и цер али спи Сес	рные гумуся гврнты, в ост на пъща Pimus, с фия, Myrica, Q	ПАЛЬВЕСК/ прованные гл нованны с ок Таходішт, Sciau Дивгецг, Nyzsa,	АЯ СВИТА ИННЫ И ТОНКОСЛОН Катаннымн облом Idopitya, Gingko, . Glaschania, Rhus До	астые камн 7,9 м		_												Слюдистые пески Щенинские пески Септариевые глины	ХАРЬКОВСКАЯ СВИТА
ПАЛВОГВНОВАЯ	эоцен	asexuufi	Globoguadrina corpuletta Acarinina retunalinar- gonata	Encryptoco-depar. Hyteriologybaen buccing Devy et Williams, Hatteriologybaendoor greenit Ita, Definitione phagheriter Ita. Begannedges: Henvilops accesses Gaab. Accessibilities office Hanken, Dyressper: Colump pointers der ("Central environments office physicages: Colump pointers der ("Central environments office) Departments of the second second second second second second second pointers of the second second second second second second second second departments of the second second second second second second second second department department second second second second second second second department department second second second second second second second department department second	ВСКАЗ СТИЛЬКА СВИТА ПОРОССАЛСТВИТА ВСКАЗ СТИПЬКА СТИЛЬКА СВИТА ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКА ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ И КОНТОНИКА ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ СТИЛЬКИ ПОЛЬКИ	4 3x 4 3x	Γ μ υπολογματική το του του του του του του του του του	IPУССКАЯ (не глаухонит песчаные на окорсении фо выян янгаря Сантопория АПКСКАЯ С на спротока все понтока br>понтока пон	CBITA ono-sequences sequences, access dischemiseese. 1,2- 1 CBITA consequences cons	шь- , -32 м 							Пескя просл. ганоте Форалини ф Монала <i>Виотелен</i> <i>Globige</i>	TTRAYNOL DH Mepp DocqbopH Immalgepa DocqbopH Immalgepa Billo aceta Into bacil Ilio aceta Ilio aceta	IIPVC HHTTOBO-I catefi, of 2 Ilum Defri at Lentrone at Lentrone Ilum Defri at Plumm for Plumm for Plumm	CCKAA KRaguten KRa, B oci Into Intercent Res, B oci Into Intercent Into Into Intercent Into Intercent Interc	CBHTA we H ane ke none, po konsantus volega ee volega ee vol	BPHTIM, EXE OP- EXE OF- I KOHKPER K., CCCAPTO GENERAL Hankken, I Hankken, I Hankken, I Hankken, I I O	e- rimb., tra Subb., forozova	Песих кварнено глау- конптовае с конкре- питом фосбруптов, жек вызоля акторя	KIIEBCKAS CBIITA
		СРЕДНИЙ													EE.	İİ.	11				11				БУЧАКСКАЯ СВИТА
		нижний		Dørmsten: Pændepositra sapæra Fonse, P. bolla Pons, et Glazer, Houloslares foregodili Hanas. H. radiatus (O Manza grum, Costinadirez jardfras Grum, C. aniszinenor Glazer et Fab. Canandpastexastas. Det yochs definideri Freg.	CAMBIFICAC CIRTA Responsation of the Assignment, model on control and management of xaxpement of pool optimum, or main peaks and a set and a set and a set and a parameter. Proceedings in gene has the Assist None of Gener, Myolandara Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Control and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Control and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Control and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Control and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance and Assistance Assistance and Assistance and As	сн Нес Пал Гли стр 9 м	С карбонатны ски с конкре тыца: Pinna, P dopolita, Ocula gulum R. Pot.	АМБИЙСКАЯ е гляны н але циями фосфр lodocarpus, Ext opollis, Castane	R CBHTA esphtta, B ochobai ophtos tratriporopollenites, ea, Tricolpopollenites 7,6-	нин 5 -58 м														Глины е прослоями бу- рого угля: песчанис- тые мергели	КАНЕВСКАЯ СВИТА
		верхний (?)			Hessphorentrade TIDIHENTIAE AREIPITA C TROCEONARI CHERRICO M DECISIO 5723 ZHL 2011. 2013 Januares Mediciar constraints from previous Post, Directantina degracama Oran. J. feneraticante With T. Janobyson Hast, Trivacera planela Edu. Caracterization and Constraints and Constraints and Constraints. Journal of the Constraints and Constraints and Constraints and Constraints. Journal of the Constraints and Constra	лт ,3 м																		Черные углистые глины с прослоями бурого угля	
	палеоцен	нижний		Φορκαπικόρεμε Guinline potryceri Vas. Assendinisteler donicus Bentzen, Herrolepa Inter Vas. Britzenello prosecuto Vas. Chloridez propine Bostem, Dorio dora Gragaia, Globenoulla varianta Sabi, Subdation trivializ Sabb, Cuosas palaecentris Bostem, Spirobaltinos sensicis Bostem.	LIDADAGLAN CI GUILA Ingeneration and a second seco	Hai H a Φo ber och Anc Cib dai	JII BECTKOBHCTЫ Левриты, пр рампиферы: stana Caiser, 1 occamerata Cus omalinoidez da nicidez proprim ra Grigelis, Ali	RUDABCKASI te Глауконнто юслой силиц Gattulina ipata Drifarina bradyi shman et Hanza micra Brotzen, s Brotzen, Karri lomorphina hofo	a CDH1A DBO-KBAPIJEBLE TE BITOB Drewi Vas., Virguline i Cushman, Gyroidin awa, G. pontoni Brot: Brotionella processe meria follax Rzebak, I fileri Pozar.	CKH a schrei- oides zen, ta Vas., Daria	Известк прослон Форампи Brotzonal Cushman Alabamin Ocrpason ovata Ros Bosquet		DDABCK. FJJaykohh TOB inthulina con ita Vaz., Gy va, Cumeuz siz Toulmin siz striatoco mtracta Ve	AM CBH TOBO-KBB wmunis d' voidinoide paleoceni a stata Bos en, Schule	Orbigny, orbigny, es octocas icus Brotz iquet, Cyti ridea joni	aneBpHT verata ta, verella ntiana	 Πесчані глауков сливны Φорам daniena Brotzen proprin Brotzen 	sae u spe nirono-s: x necsus innrфeps Brotzen wil <i>a pras</i> z Brotzen	. HOBA some sessii napigeniae nikon, pe: a: Guttulti a, Gavelin nacuta Va n, Davia e	DCKAS crute мер neckii ii ke мергел na ipatova ella umbi, s., Hetero fiara Grig	i CBHT7 renii, iriis anenparia reñ ann n revi Vas licata Bro lepa lecta relis, Cum	A ectionation in ripochic iectianistic Anomalii itzen, i Vas., Ci- eus paleo	cture out comok motdes ibicides premienz	МОНТ Глауконитовые пески, гезы и мергели	СУМСКАЯ СВИТА
подо	тилающие с	DEPA3OBAHIIS			6,3-29,1 K ₁	·····		K ₁	до 5 ⁰	~~~~	~~~~	~~~~	 K,	~~~~	~~~		h	~~~~	~~~	 K ₁	~~~~	до 5 ~~~	~~~	Утвес	ждена МСК 31.1.1977 г.

Рис. 3. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых отложений Прибалтики (Решения..., 1978).

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНА

	страти	Общая прафич шкала	еская	Унифицированная зональная шкала юга России	Стратиграфические подразделения
4a		ел			Калининградская область, 1999
Ten	Тел	ДТО)	Ярус	Зоны по планктонным	Запад Юго-восток Калининградская область и Западная Литва (1978)
Сис	0тд	ЦоП		фораминиферам	Калининградской области Калининградской области Суша Акватория
	ЦЕН	Верхний	Хаттский		
	олиго	Нижний	Рюпельский	Globigerina officinalis Globigerina tapuriensis	Пальвеская свита
				Turborotalia centralis	
		Верхний	Приабонский	Subbotina corpulenta	Прусская свита
Б				Globigerinatheka tropicalis	
	E		Бартонский	Subbotina turcmenica	Алкская свита
OE	10	Средний	Bapronolan	Hantkenina alabamensis	
H	E	ородний	Пютетский	Acarinina rotundimarginata	
LE			110101010000	Acarinina bullbrooki	
0		Нижний	Ипрский	Morozovella aragonensis	Самбийская свита
II				Morozovella subbotinae (s.l.)	
Y.			ŦŸ	Acarinina acarinata	
	Η		Ганетскии	Acarinina subsphaerica	Заостровская свита
	ΠE	Верхний		Acarinina djanensis	
	10		Зеландский	Morozovella conicotruncata	Любавская свита
	JIE		Contraction (Housing	Morozovella angulata	
	IA			Acarinina inconstans	
	Π	Нижний	Датский	Globoconusa daubjegensis	пистоозерская свита
				Subbotina taurica	

2024

ЯКОВЛЕВА

залегает на глубинах 48-109 м; содержит многочисленные кремнистые организмы (диатомеи, спикулы губок), фрагменты двустворчатых моллюсков и остатки растений. Согласно Н.П. Лукашиной (2010), здесь в верхней части свиты были обнаружены бентосные фораминиферы родов Trochammina, Spiroplectammina, Ammobaculites. Согласно зональной схеме Э.М. Бугровой (2005) для юга России, роды Trochammina, Ammosphaeroidina, Karreriella на юге России в целом характерны для зоны Karreriella zolkaensis позднезеландского-танетского возраста, однако Н.П. Лукашина (2010) сопоставляет подобный комплекс Южной Прибалтики с комплексом планктонных фораминифер Globoconusa daubjergensis Польши (Malinowska, Piwocki, 1996) датского возраста.

В.А. Загородных с соавторами (2001) предположили, что одновозрастные чистоозерской свите, но менее карбонатные отложения присутствуют и на юге Самбийского полуострова (скв. 47–49). В этих отложениях был выявлен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся присутствием немногочисленных спор глейхениевых и сфагновых, а также пыльцы голосеменных Pinus subgen. Нарloxylon, Cedrus и пыльцы покрытосеменных Extratriporopollenites spp.

На основе выявленных видов бентосных фораминифер, а также состава спорово-пыльцевого комплекса В.А. Загородных с соавторами (2001) и Н.В. Лукьянова с соавторами (2011) сделали предположение о датском возрасте отложений чистоозерской свиты.

В настоящее время керн из стратотипа чистоозерской свиты (скв. 21-Уварово) утерян.

Любавская свита. Первоначально подробное описание отложений нижнего палеоцена в Южной Прибалтике было дано В.И. Балтакисом (1966). Согласно ему, нижнепалеоценовые толщи Калининградской области представляют собой верхний комплекс глауконитово-карбонатной формации, а в Южной Литве соответствуют верхнему комплексу опоково-глауконитовой формации. В.И. Балтакис (1966) указывал, что нижнепалеоценовые отложения Литвы отличаются от одновозрастных пород Калининградской области существенным удельным весом кремнистых пород, значительно большим содержанием обломков изверженных и метаморфических пород, амфиболов, пироксенов и меньшим количеством пирита-марказита, ставролита и турмалина, что подразумевало различные источники питания бассейнов седиментации.

В 1975 г. нижнепалеоценовые отложения, имеющие, таким образом, широкое распространение

в центральной части Южной Прибалтики, были выделены А.А. Григялисом и А.А. Капланом в любавскую свиту, чей стратотип был установлен в разрезе скв. Калвария (глубина 170.45—114.1 м) вблизи деревни Любавас в Литве. В стратотипическом разрезе свита перекрывает светло-серые силицифицированные мергели верхнего мела, подстилает прусскую свиту верхнего эоцена и представлена стратиграфически снизу вверх следующими пачками (Каплан и др., 1977):

(1) Интервал глубин 170.45–157.5 м. Переслаивание очень плотных сливных песчаников (мощность прослоев 0.2–0.3 м), рыхлых трещиноватых песчаников (мощность прослоев 0.5–1.2 м) и преобладающих песков темно-серых с зеленоватым оттенком, среднезернистых, кварц-глауконитовых с примесью слюды (мощность прослоев 0.9–3 м).

(2) Интервал глубин 157.5—114.1 м. Переслаивание плотных сливных песчаников (мощность прослоев 0.1—0.6 м) и рыхлых трещиноватых песчаников (мощность прослоев 2—4 м); песчаники глауконитовые, зеленовато-серые, тонкозернистые, цемент известково-глинистый.

Мощность любавской свиты в Калининградской области и Литве варьирует от ~5 до 63 м. Согласно А.А. Григялису и др. (1971), на западе Калининградской области (район г. Ладушкина) отложения любавской свиты представлены серыми сильнослюдистыми глауконитово-кварцевыми песками и алевритами, при этом в нижней части толщи отмечается крупнозернистый терригенный материал, небольшие редкие конкреции фосфоритов или зерна молочного кварца, а кверху в разрезе толщи уменьшается количество карбонатного материала; мощность свиты достигает здесь 25 м.

Согласно А.А. Каплану с соавторами (1977), для любавской свиты были получены три определения возраста K—Ar методом по глаукониту, которые в среднем дали значение 65.6 ± 3 млн лет, что, с современной точки зрения, соответствует датскому ярусу (Speijer et al., 2020).

Отложения любавской свиты характеризуются разнообразным комплексом фораминифер. Согласно А.А. Григялису (Каплан и др., 1977; Григялис и др., 1988), в разрезах Калининградской области и Литвы обнаружены виды планктонных фораминифер: Globorotalia varianta, Parasubbotina pseudobulloides, P. varianta, Subbotina trivialis, а также многочисленные виды бентосных фораминифер: Alabamina wilcoxensis, Anomalina umbilicata, Anomalinoides nobilis, Astacolus gryi, Ataxophragmoides frankei, Brotzenella praeacuta, Bulimina rosenkrantzi, Ceratolamarckina tuberculata, Cibicides excavatus, Cibicidoides proprius, C. rigidus, ЯКОВЛЕВА

Me	еждун вр	ародна емени	ая ш (Spe	кал ijer	a rec et al.	логи , 20	ическ 20)	кого	Me	стнь	е ст	грати	играф	риче	ески	ie i	юдр	азд	целе	ения	1	(1) Ic		~	(4)	Ð
Возраст (млн лет)		Эпоха/Отдел (Ярус)	. Хрон	Полярности	Планктонные	фораминиферы	Manager 1	наннопланктон		Самб полу	ийсі остр	кий ЮВ		Юго-запад	Калининградской	00000	Юго-восток Калининградской	области	Акватория	Балтийского	кдом	Диноцистовые зон	Планктонные фораминиферы (2)	Бентосные фораминиферы (3	Диатомеи и силикофлагеллять	Спорово-пыльцев комплексы (5)
-	He 23.04	оген 1 I		26B	N4	M1 b a	NN2	CNM2 CNM1	Замл	андсі 	(ая с 	вита	- ?													Pinuspollenites-Tricolporopollenites pseudocingulum-T. euphorii
25		Хатт		C7 C7A C8	P22 -	07	NP25	CNO6 CNO5																		Alnipollenites-Corylopollis
-	нөн	27.29		C9	P21	05	<u>NP24</u>			Кур	шска	ая														
-	Олиго		(210	P20	03	NP23	CNO4		0.	June		ески													Boehlensipollis hohli/
30 — - -		Рюпель			P19	02		CNO3					HEBHE D													
-				C12			NP22	CNO2					Корич													Sequoiapollenites/ Betulaepollenites betuloides
-		33.9		013	P18	01	NP2	CNO1 CNE21		Шоко	ладн	ые гл	тины»									a ita				Inaperturopolienites/ Sciadopityspollenites/ Sequoiapollenites
35		ЮН	- (C15	P16/ P17	E16	NP1	CNE20		IBBECI	«Е Верхі	елая с ний пл	стена» тывун»		свита					свита		Thalas siphore reticula	tina enta			Platanipollis ipelensis/ Castaneoideaepollenites oviformis/ Triporopollenites foraminatus
-		Приа(C16	P15	E14	NP18	CNE18	свит	кая а	-	«Bep:	ерхняя лубая мля» хняя		Трусская					Труоская		thombod. erforatun	Subbo			Tricolporopollenites exactus/ Tricolporopollenites retiformis/ Quercoidites microhenrici нет подробных
-		<u>3</u> 7. <u>71</u>		017	-		NP17	CNE17 CNE16		Τİ	m		TTT I I I I I I I I I I I I I I I I I I		Ī				Ì	Ī		4.0				данных
40 _		Бартон	_ (C18	P14	E13 E12	-	CNE15								L										
-		<u>41</u> .0 <u>3</u>		C19	Dia	E11	NP16	CNE14	? Алкск	ая ;	носло и але ? «Нижн	истые вриты ний плі	плины плины ывун»	?	ия свита				2	ия свита		ocysta ormis (?)	gerina nenica	terina ellata?		Комплекс с участием Pompecjoidaepollenites platoides, P. subhercvnicus.
-				_	F 12	E10		CNE13 CNE12	свит	a	?« голуб ?« дик	Нижня Бая зел Нижня ая зем	яя мля» яя иля»	?	Ankcka				?	Ankcka		Enneac	Globi turcn	Uviç cost		Triatriopollenites myricoides, Raliaceoipollenites euphorii etc.
-	Эоцен	отет		220	P11 P10	E9		CNE11	\prod	\prod	ĪĨ	\prod	\prod	\prod	\prod	\sim			$\widetilde{ }$	\prod	Ĩ					
45 -		Ē				E8	NP15	CNE10																		
-		10.07		021	P9	b	NP14	CNE8																		
-		48.07		_		E7	_	CNE7 CNE6	?	~~	<u>'</u> ~\~	~		?	~		1		?	~	\sim					
50 -				222	P8	a E6	NP13	CNE5							вита		вита			вита		ных	анных	ных		Micus,
-		dub		223	P7	E5	NP12	CNE4	0	Самб св	ийск ита	ая			йская с		йская с			йская с		аточно да	аточно да	аточно да		k sxactus, es oviformi: aratus, tes subherc menneri etc
-					P6b	E4	NP1 ⁻	CNE3							Самби		Самби			Самби		недоста	недост	недоста	oteus	c y-tacmue) pollenites (actus, daepollenit idaepolleni sidaepollenites poollenites
55 -				224	P6a	E3	NP10	CNE2																	mrunekc c miaulus pn	Kommerce Cyrillaceae C. megaea C. publifero Cupulifero C. pusillus Triatriopolli Pompecki Extratripor
-		56.0			P5	E1 P5	NP9	CNE1 CNP11	~~~	\sim	~~	~	~	?	\prod				?	\prod	ſ	e He			echtii He	
-		Танет		225		c	NP8	CNP10	38	юстр сви	овск 1та	кая										иноцисть изучали			vnnekc c seratium ndbyense, aulus weypi	пыльца и споры не изучались
60 -		<u>59.24</u> , инн		_	P4	P4 b	NP6	CNP8	~~~~	~~	~~	\sim	~	?	U	4	}		?	ц	L	а		Karreriella zolkaensis () Trk An	
-	алеоцен	ецан Сецан 61.66		226	P3	b P3	NP5	CNP7	~~~~	~	~	вита		2	Ла		ИТА			ская сви		НЫХ		Pyramidin crassa (?		eni, sifectus, ex, s etc.
-	Ē			227	P2	a P2	NP4	CNP6 CNP5	ская		$\left\{ \right.$	вская с		я свита	ская сві		DaBCKan CB			Любавс		гочно дан		nica (?)		muew nites menne artil, ictrudens, lis involutus or, T, nonpe othenici, othenici, sites exactu
-		Даний		228	P1	P1 b	NP3	CNP4	стоозёрч	свита	5	Πιο δέ		"OO3ËDCK3	Любав	10000			ŕ	\prod		недоста	eriņa gehina) I (2)	malina da		Theric c yua atriporopolic opollis thier dovacuopo opollis arect opolis arect illeroidaepc invotrudens, acceaepoller acceaepoller
65 -	N	66.0 ел		229	Ρα P0	Pα P0	NP2	CNP2 CNP1	در _{ام} ،	\sim	2	\sim	\sim	? ^{числ}	2	~			μ	\prod			. Globigi (≕Eoglobi taurica	Ano.		Kom Extre Nuck Ocul Truet Cup Quer Cynill
تے	_							<u> </u>						(_			1		_					J

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024

Рис. 5. Актуализированная региональная стратиграфическая схема палеогена Калининградской области. (1) по шкале диноцист Пери-Тетиса (Яковлева, 2017); (2) по шкале планктонных фораминифер для юга России (Бугрова, 2005); (3) по шкале бентосных фораминифер для юга России (Бугрова, 2005); (4) по данным Н.И. Стрельниковой и др. (1978); (5) по данным А.А. Григялиса и др. (1988), О.Б. Кузьминой, А.И. Яковлевой (2023), О.Б. Кузьминой и др. (2023).

C. simplex, C. succedens, Cuneus minutus, Dariellina daira, Dentalina ukrainica, Elphidiella prima, Fursenkoina subacuta, Gavelinella danica, G. sahlstroemi, Globulina amygdaloides, Gl. gibba, Gl. rotundata, Guttulina ipatovcevi, Gyroidinoides octocamerata, Gyr. pontoni, Globobulimina ovata, Hanzawaia ekblomi, Karreria fallax, Laevidentalina communis, Lenticulina degolveri, L. rancocasensis, Planulina burlingtonensis, Nodosaria limbata var. striata, Paralabamina lunata, Pseudouvigerina cuneata, Pyramidulina obscura, P. raphanistrum, Quadrimorphina allomorphinoides, Q. halli, Spirobolivina scanica. Swiecickina paleocenica. Trifarina bradyi. Согласно Н. П. Лукашиной, в отложениях любавской свиты также найдены планктонные фораминиферы вида Guembelina pumilia, а среди бентосных форм выявлены дополнительно Bolivinoides petersonni, Cibicidoides lectus, Gyroidinoides subangulata, Praebulimina parvula, Reusella minuta, Tritaxia midwayensis. Следует отметить, что планктонные виды G. varianta и S. trivialis характерны для датской зоны Globigerina (=Eoglobigerina) taurica в шкале юга России (Бугрова, 2005).

В шкале бентосных фораминифер юга России (Бугрова, 2005) вид Anomalina danica характеризует одноименную зону датского возраста; для этой зоны характерны и виды Anomalina (=Gavelinella) umbilicata и Karreria fallax. В то же время такие виды, как Lenticulina degolyeri, Gyroidinoides octocamerata, Brotzenella praeacuta, Cibicidoides lectus, Quadrimorphina halli, типичны на юге России для зоны Pyramidina crassa зеландского возраста (Бугрова, 2005), а обильный вид Praebulimina (=Buliminella) рагvula характерен для низов зеландского яруса Швеции (Лукашина, 2010).

В отложениях любавской свиты на юго-востоке Калининградской области обнаружены остракоды Cythereis striatocostata, Cytherella ovata, C. contracta, Schuleridea jonesiana (Каплан и др., 1977).

Некоторыми авторами (Лукашина, 2010; Kasiński et al., 2020) упоминаются множественные находки губок, иглы морских ежей, диатомовые водоросли, большое количество зубов рыб из любавских отложений, однако их изучение специалистами не проводилось.

Согласно А.А. Григялису с соавторами (1988), отложения любавской свиты характеризуются богатым пыльцевым комплексом покрытосеменных растений, в котором представлены виды стеммы Normapolles (Extratriporopollenites medianus, E. menneri, Interpollis supplingensis, I. initium, Nudopollis terminales, N. thiergarti, Oculopollis baculotrudens, Piolencipollis piolencensis, Pseudovacuopollis involutus, Stephanoporopollenites praehexaradiatus, Trudopollis arector, T. hemiperfectus, T. nonperfectus, T. parvotrudens), стеммы Postnormapolles (Engelhardtioipollenites punctatus, Subtriporopollenites firmus, Triatriopollenites aroboratus, T. concavus, T. quietus, T. pseudorurensis, T. roboratus, T. rurensis, Triporopollenites robustus), а также турмы Longaxones (Cupuliferoidaepollenites fallax, C. oviformis, C. pusillus, Quercoidites microhenrici, Cyrillaceaepollenites exactus, C. megaexactus). Среди голосеменных шире всего распространена пыльца древних видов сосны.

В отложениях любавской свиты были также обнаружены цисты динофлагеллат. Так, А.А. Григялис с соавторами (1988) упоминают находки ряда переотложенных таксонов сенонского возраста (Chatangiella tripartita, Subtilisphaera pontis-mariae, Odontochitinopsis molesta) и лишь один палеогеновый вид Cerodinium leptodermum. В свою очередь Я.Р. Касинский с соавторами (Kasiński et al., 2020) по результатам изучения керна скважины 1Р рядом с п. Янтарный указывают на присутствие палеоценовых видов Alterbidinium circulum, Alisocysta margarita, Caligodinium aceras, Cerodinium diebelii, C. speciosum, C. striatum, Danea californica (=mutabilis), Fibradinium annetorpense, Fibrocysta ovalis, Isabelidinium? viborgense, Palaeotetradinium minusculum, Spinidinium clavus, S. densispinatum в части отложений, отнесенных к любавской свите. Отметим, что виды D. californica и S. densispinatum характерны для датских отложений, тогда как виды A. margarita и Isabelidinium? viborgense свидетельствуют о зеландском возрасте вмещающих пород (Heilmann-Clausen, 1985).

Поскольку стратотипический разрез любавской свиты оказался на территории Литвы, В.А. Загородных с соавторами (2001), в соответствии с правилами Стратиграфического кодекса России, предложили установить гипостратотип этой свиты на территории Калининградской области в скв. 3 (п. Романово) в интервале глубин 88.0–101.0 м. Однако в настоящее время керн из гипостратотипа свиты утрачен.

Заостровская свита. В стратиграфической схеме 1978 г. А.А. Григялисом и А.А. Капланом (Решения..., 1978) в отдельный стратон некарбонатных глинистых алевритов с прослоями песков были выделены предположительно верхнепалеоценовые отложения, вскрытые поисковой скважиной № 2, пробуренной на Самбийском полуострове на побережье Балтийского моря к востоку от г. Пионерска, вблизи п. Заостровье. Согласно А.А. Каплану и др. (1977), снизу вверх разрез верхнепалеоценовых отложений в скв. 2 представлен следующим образом:

(1) Интервал 48.8–48.0 м. Песок тонкозернистый, зеленовато-серый, глауконитово-кварцевый.

(2) Интервал 48.0—41.4 м. Почти черные некарбонатные алевритистые глины, переходящие в более светлые алевриты.

(3) Интервал 41.4—38.0 м. Алевриты серые, плитчатые, глинистые, слюдистые, глауконитово-кварцевые, горизонтально-слоистые, с обрывками бурых водорослей.

(4) Интервал 38.0—37.5 м. Темно-серые силициты, возникшие по глауконитово-кварцевым опесчаненным алевритам.

Позднее В.А. Загородных с соавторами (2001) признали эти отложения скв. 2 стратотипом заостровской свиты.

По данным А.А. Каплана с соавторами (1977), для аналогичных отложений, вскрытых в соседней скв. 10-Пионерск на глубине 73.3 м, был получен возраст по глаукониту 57 ± 2 млн лет, что соответствует позднему танету (Speijer et al., 2020).

Согласно Н.И. Стрельниковой с соавторами (1978), в стратотипическом разрезе скв. 2 встречен обедненный комплекс диатомей и силикофлагеллат. Так, диатомовые представлены многочисленными Melosira sulcata и Pseudopyxilla rossica, а также единичными Melosira ornata, Stephanopyxis aff. biseriata, S. turris var. cylindrus, Triceratium abyssorum, T. sundbyense, Anaulus weyprechtii; среди силикофлагеллат единично встречены Dyctyocha triacantha var. hastata, Naviculopsis biapiculata. Среди перечисленных видов нет зональных индекс-видов, однако виды Т. sundbyense и А. weyprechtii указывают на позднепалеоценовый возраст (Орешкина, 2022).

К настоящему моменту времени не имеется подробной информации о результатах палинологических исследований отложений заостровской свиты. Известно лишь, что, по данным Л.И. Гайгеровой (Лукьянова и др., 2011), в глинистых отложениях свиты в скв. 756 был установлен обедненный спорово-пыльцевой комплекс с доминированием спор Gleichenia (75%), присутствием спор Sphagnum, Polypodiaceae, Cyatheacea, Anemia, с единичной пыльцой голосеменных Caytonia, Сеdrus, Pinus, Cuppresaceae и единичными пыльцевыми зернами покрытосеменных Myrica, Quercus, Triporopollenites, Tricolpites, Intratriporopollenites.

В настоящее время керн стратотипа заостровской свиты утерян.

Эоцен

Самбийская свита. Самбийская свита (по названию Самбийского полуострова), одновременно представляющая собой нижний комплекс терригенно-глауконитовой формации. была выделена В.И. Балтакисом в 1966 г. За стратотип свиты был принят разрез скв. 23, пробуренной на Балтийской косе (118.0–73.9 м). Отложения самбийской свиты трансгрессивно залегают на размытой поверхности верхнемеловых или палеоценовых порол. в ее основании фиксируется толща гравия и конкреций фосфоритов; общая мощность достигает 60 м (в среднем 25-30 м), при этом увеличение мощности и глинистости пород наблюдается в юго-западном направлении. Самбийская свита представлена серыми и зеленовато-серыми некарбонатными глауконитово-кварцевыми алевритами и глинами, реже глауконитово-кварцевыми песками. Для всего интервала характерно наличие мелких окатанных желваков фософоритов. В.И. Балтакис (1966) отмечал наличие ходов илоедов и пескожилов. спикул губок, остатков и отпечатков водорослей, значительную силицифированность пород. Изредка встречаются мелкие зерна янтаря.

Из отложений самбийской свиты известен богатый комплекс диатомей, силикофлагеллат и других водорослей (почти 100 видов) предположительно ранне-эоценового возраста. По данным Н.И. Стрельниковой с соавторами (1978), здесь в большом количестве обнаружены диатомовые Coscinodiscus josefinus, Hemiaulus polymorphus, Triceratium abyssorum, T. ventriculosum, Grunowiella gemmata, а также отмечены немногочисленные Pseudopodosira aspera, P. bella, Coscinodiscus anissimovae, C. moelleri, C. simbirskianus, Aulacodiscus distinguendus, Hemiaulus proteus, Triceratium sundbyense. В комплексе присутствуют силикофлагеллаты Dictyocha triacantha, D. navicula, D. deflandrei, Naviculopsis biapiculata, археомонады Pararchaeomonas colligera, Archaeosphaeridium dangardianum, Archaeomonas heteroptera и эмбридеи Ammodochium rectangulare и А. speciosum (Каплан и др., 1977). Согласно Т.В. Орешкиной (2022), присутствие короткоживущего вида-индекса одноименной зоны Hemiaulus proteus в этом комплексе свидетельствует об инициально-ипрском возрасте отложений.

По данным А.А. Григялиса (Григялис и др., 1988), в отложениях самбийской свиты были обнаружены единичные раковины фораминифер: Ammodiscus angustus, Chiloguembelina wilcoxensis, Cyclammina sp., Recurvoides sp., Hyperammina sp. Согласно Н.П. Лукашиной (2010), в интервале самбийской свиты ею выявлены единичные экземпляры планктонных Pseudohastigerina micra и бентосных Gyroidina octocamerata, а также определенные только до рода Bulimina, Anomalina, Glomospira, Glomospirella, Psammosphaera, Tappanina.

В отложениях самбийской свиты выявлен спорово-пыльцевой комплекс, в котором, по данным А. А. Григялиса с соавторами (1988), в значительном количестве представлена пыльца сосны, споры наземных растений единичны, а среди покрытосеменных в небольшом количестве отмечается пыльца стеммы Normapolles (Extratriporopollenites medianus, E. menneri, Nudopollis terminales, Trudopollis arector, T. hemiperfectus, T.nonperfectus, T. parvotrudens, Vacuopollis pramis, Pompeckjoidaepollenites subhercynicus). в большем количестве встречается пыльца стеммы Postnormapolles (Engelhardtioipollenites punctatus, E. microcoryphaeus, Intratriporopollenites instructus, Plicatipollis plicatus, Triatriopollenites aroboratus, T. concavus, T. quietus, T. pseudorurensis, T. roboratus, T. rurensis, Triporopollenites coryloides), но наиболее распространенной является пыльца видов турмы Longaxones (Cyrillaceaepollenites exactus, C. megaexactus, Cupuliferoidaepollenites oviformis, C. pusillus).

В отложениях самбийской свиты выявлены комплексы цист динофлагеллат (Александрова, Запорожец, 2008а; Kašinski et al., 2020), в которых отмечается достаточно большое количество переотложенных таксонов верхнего мела и нижнего палеоцена; а среди видов in situ перечисляются Deflandrea oebisfeldensis, Eatonicysta ursulae, Areoligera coronata, A. medusettiformis, A. senonensis, Kallosphaeridium brevibarbatum, Melitasphaeridium asterium. Trigonopyxidia ginella. представители родов Achomosphaera и Spiniferites. Большинство выявленных на данный момент времени видов диноцист имеют широкий стратиграфический диапазон распространения (палеоцен-эоцен), лишь присутствие вида E. ursulae может достоверно указывать на раннеэоценовый (ипрский) возраст вмещающих пород.

В настоящее время керн стратотипа самбийской свиты утерян.

Алкская свита. Алкская свита, представлявшая изначально средний комплекс терригенно-глауконитовой формации В.И. Балтакиса (1966) и первый седиментационный ритм янтареносной толщи Самбии В.И. Катинаса (1966), была установлена А.А. Григялисом, В.И. Балтакисом и В.И. Катинасом в 1971 г. в разрезе скв. Красновка-49 (интервал глубин 81.0-65.8 м) к северо-западу от Калининграда (название дано по горе Алка на Самбийском полуострове). Первоначально предполагалось распространение алкской свиты в западной части Самбийского полуострова и в юго-западной части Калининградской области (Григялис и др., 1971), однако позднее ее отложения были выявлены и на юге Литвы (Григялис и др., 1988; Grigelis, 1996). Алкская свита трансгрессивно, с несогласием перекрывает самбийскую свиту и, в свою очередь, с несогласием перекрывается отложениями прусской свиты.

Сводный стратотипический разрез алкской свиты на Самбийском полуострове следующий (снизу вверх):

(1) "Нижняя дикая земля". Базальный горизонт разнозернистых глауконитово-кварцевых глинистых песков с гравием и большим количеством фосфоритовых желваков. Мощность 0.5–5.2 м.

(2) "Нижняя голубая земля". Зеленовато-темно-серые слюдистые песчаные алевриты с ходами илоедов, с конкрециями пирита, присутствуют мелкие желваки янтаря. Мощность 0.5–7.4 м.

(3) "Нижний плывун". Разнозернистые глауконитово-кварцевые пески с ходами илоедов, с конкрециями сидерита. Мощность 10–28 м.

(4) Зеленовато-серые тонкогоризонтальнослоистые алевритистые глины с пиритизированными остатками водорослей и конкрециями пирита. Мощность до 12 м.

В юго-западной части Калининградской области алкская свита сложена глинистыми мелкои среднезернистыми глауконитово-кварцевыми песками с фосфоритоносным горизонтом в основании (Каплан и др., 1977).

Общая мощность алкской свиты достигает 46 м (Каплан и др., 1977).

По данным А.А. Каплана с соавторами (1977), по двум образцам был определен возраст глауконитов из отложений алкской свиты, который составил 41 \pm 3 млн лет, что соответствует в настоящее время переходному интервалу от лютета к бартону (Speijer et al., 2020).

По данным Г.И. Егорова (1957), А.А. Григялиса, Э.И. Саперсона (Григялис и др., 1971, 1988), а также Н.П. Лукашиной (2010), в отложениях алкской свиты на территории Калининградской области были обнаружены планктонные фораминиферы Acarinina rotundimarginata, Globigerinella obesa, Pseudohastigerina micra, Dipsidripella danvillensis, S. eocaena. В отложениях свиты на юге соседней Литвы были дополнительно выявлены планктонные виды Acarinina rugosoaculeata, A. topilensis, Globigerina turcmenica, Turborotalia pomeroli. Исходя из присутствия наиболее молодых стратиграфически важных видов А. rugosoaculeata, P. micra, G. turcmenica и T. pomeroli, подобный комплекс сопоставляется с зоной G. turcmenica бартонского возраста шкалы планктонных фораминифер на юге России (Бугрова, 2005).

Согласно Г.И. Егорову (1957) и А.А. Григялису (Григялис и др., 1971, 1988; Каплан и др., 1977), алкскую свиту характеризует довольно разнообразный комплекс бентосных фораминифер: Anomalinoides granosus, Brotzenella taurica, Bulimina aksuatica, Cylindroclavulina rudislosta, C. terterensis, Eponides praeumbonatus, Globulina gibba, Guttulina gracillima, Heterolepa biumbonata, H. pseudoalazanensis, H. pygmea, Lenticulina dimorpha, L. inornata, L. laticostata, Marginulina behmi, Nodosaria bacillum, Percultazonaria decorata, P. fragaria, Siphonodosaria lepidula, Siphouvigerina proboscidea, Spiroplectammina pishvanovae, Uvigerina costellata, U. jacksonensis, U. pygmaea. Coстав комплекса с большой долей сомнения можно предварительно сопоставить с зоной U. costellata шкалы бентосных фораминифер позднего лютета начала бартона на юге России (Бугрова, 2005).

Согласно А.А. Каплану с соавторами (1977), в отложениях алкской свиты в 79 скважинах были обнаружены зубы акул: Notidanus primigenius, N. serratissimus, Squatina prima, Physodon tertius, Galeorhinus langoensis, Anomotodon biflexus, Procarcharodon auriculatus, Lamiostoma vincenti, Jaekelotodus trigonalis, Odontaspis winkleri, Hypotodus africanus, Macrorhizodus praecursor, Striatolamia rossica.

Из отложений алкской свиты известен спорово-пыльцевой комплекс (Григялис и др., 1988; Kašinski et al., 2020): Pompecioidaepollenites platoides, P. subhercynicus, Alnipollenites verus, Engelhardtioipollenites punctatus, Plicatopollis plicatus, Polyporopollenites validus. Subtriporopollenites anulatus subsp. notus, S. firmus, S. simplex subsp. circulus, S. simplex subsp. triangulus, Triatriopollenites aroboratus, T. quietus, T. myricoides, R. roboratus, T. rurensis, Triporopollenites corvloides, T. robustus, T. vadosus, Cupuliferoidaepollenites quisqualis, C. fallax, Quercoidites henrici, Q. microhenrici, Tricolpopollenites asper, T. retiformis, Nyssapollenites analepticus, Ilexopollenites iliacus, Intratriporopollenites insculptus, Tricolporopollenites fallax, T. fusus, T. liblarensis, T. staresedloensis, Araliaceoipollenites edmundi, A. euphorii, Tetracolporopollenites sapotoides, T. manifestus subsp. contractus, Ericipites ericius, E. callidus, Cupuliferoidaepollenites pusillus, C. oviformis, Cyrillaceaepollenites exactus, C. megaexactus, Platanipollis ipelensis.

Согласно данным Г.Н. Александровой, Н.И. Запорожец (2008а) и Я. Касинского с соавторами (Kašinski et al., 2020), из отложений алкской свиты в скважине 1Р, пробуренной на окраине п. Янтарный, были выявлены комплексы органикостенного фитопланктона (цист динофлагеллат, акритарх, празинофитов). Авторами указывается достаточно ограниченное количество таксонов диноцист in situ. при этом многие из них либо имеют широкий стратиграфический интервал распространения (например, Corrudinium incompositum, Cordosphaeridium funiculatum, C. fibrospinosum, Phthanoperidinium crenulatum), либо определены только до рода. Г.Н. Александрова и Н.И. Запорожец (2008а) выделили в отложениях алкской свиты слои с Areosphaeridium diktyoplokum — видом, появляющимся повсеместно начиная с позднего ипра, однако отмеченные ими в данном интервале стратиграфически важные виды Enneadocvsta arcuata, E. pectiniformis, E. multicornuta, Soaniella

granulata, Phthanoperidinium geminatum указывают на возможность сопоставления данного комплекса с зоной Enneadocysta pectiniformis позднелютетского возраста (Яковлева, 2017).

Прусская свита. Исторически, начиная с XIX в., отложения, относимые сегодня к прусской свите, более всего привлекали внимание геологов и палеонтологов в связи с уникальностью содержащихся в них запасов янтаря. Основоположником изучения янтареносных отложений считается Э. Цаддах (Zaddach, 1868), который первым выявил основные черты геологического строения янтареносных толщ и сделал попытку их стратиграфического расчленения. Как и для нижележащей алкской свиты, Э. Цаддах использовал названия отдельных слоев, позаимствованные у шахтеров.

В 1966 г. В.И. Балтакис выделил янтареносные отложения в качестве верхнего комплекса терригенно-глауконитовой формации Калининградской области, а затем установил стратотип прусской свиты в разрезе промышленного карьера Приморский на западе Самбийского полуострова (Григялис и др., 1971). Отложения прусской свиты являлись также верхним осадочным циклом янтареносной толщи в понимании В. И. Катинаса (1966). Прусская свита распространена на Самбийском полуострове, юго-западе Калининградской области, в акватории Балтийского моря, а также на территории соседней Южной Литвы; трансгрессивно, с несогласием перекрывает отложения алкской свиты, а иногда более древние эоценовые или палеоценовые породы.

Сводный разрез прусской свиты на Самбийском полуострове следующий (снизу вверх):

(1) "Верхняя дикая земля". Базальный горизонт крупнозернистых глауконитово-кварцевых глинистых песков с большим количеством фосфоритовых конкреций. Мощность 0.1–16 м.

(2)"Верхняя голубая земля". Зеленовато-серые глинистые слюдистые глауконитово-кварцевые пески и песчаные алевриты с обильными желваками янтаря. Пачка характеризуется наличием гравийных зерен кварца, конкреций фосфорита и пирита, обломков древесины, трубок илоедов. Мощность 0.5–13 м.

(3)"Верхний плывун". Зеленовато-серые разнозернистые глауконитово-кварцевые пески с конкрециями сидерита, иногда пирита, с неокатанными конкрециями фосфоритов, внутри которых встречается янтарь. Мощность пачки 0.6–35.4 м. Особенностью "верхнего плывуна" является присутствие в нем прослоев бурого песчаника, сцементированного гидроокислами железа. Согласно В.И. Балтакису (1966), такие сцементированные пески на северном побережье Самбийского полуострова слагают крутые обрывистые берега и формируют так называемую фацию "кранта", внутри которой встречаются многочисленные остатки морской фауны.

(4) "Белая стена". Зеленовато-буровато-серые сильнослюдистые тонкослоистые алевриты, содержащие обугленные растительные остатки и мелкие желваки янтаря. Мощность до 12 м.

Общая мощность прусской свиты более 40 м.

На юго-западе Калининградской области прусская свита сложена мелко- или среднезернистыми глауконитово-кварцевыми глинистыми песками с редкими желваками фосфоритов в основании, мощностью до 32 м. На юго-западе соседней Литвы свита представлена песчано-глинистыми породами с прослоями мергелей, трепелов и опок, реже органогенного известняка (Григялис и др., 1971).

Согласно данным А.А. Каплана с соавторами (1977), по шести образцам определен возраст глауконитов из прусской свиты, который в среднем составил 37 ± 3 млн лет, что, с современной точки зрения, соответствует приабону (позднему эоцену) (Speijer et al., 2020).

Следует отметить, что богатая фауна (в основном плохой сохранности) из прусской свиты, а именно из так называемой фации "кранта" и катунов на контакте "верхней голубой земли" и "верхнего плывуна", изучается более 150 лет. Еще в XIX в. немецкими исследователями К. Майером (Mayer, 1861), Ф. Нетлингом (Noetling, 1888), А. Кененом (Koenen, 1894) было выявлено более 150 видов позвоночных, эласмобранхий, ракообразных, гастропод, двустворчатых моллюсков, мшанок, морских ежей: Serpula flagelliformis, S. heptagona, Ditrupa strangulata, Antalis acutum, Trochus arvensis, Burtinella bognoriensis, Euspira achatensis, Aporrhais speciosa, Pyrula nexilis, Tornatella simulata, Cilichna intermissa, Lentipecten corneus, Pecten thorenti, Modiola micans, Penctunculus pulvinatus, Cardium hageni, Nemocardium vulgatissimum, Baueria geometrica, Echinocyamus piriformis, Lenita patellaris, Scutellina michelini, Echinarachnius germanicus, Laevipatagus bigibbus, Maretia grignonensis, M. sambiensis. Проанализировав изученный комплекс двустворчатых моллюсков и гастропод, Ф. Нетлинг (Noetling, 1888) пришел к выводу о его близости к фауне латдорфского яруса Северной Германии, который в XIX в. считался классическим типом олигоцена, а сегодня соответствует верхнему эоцену. В 2021 г. Э.В. Мычко с соавторами на основе изучения современных сборов различных групп фауны из фации "кранта" провели ревизию комплекса ископаемых и еще больше расширили список видов, установленных немецкими палеонтологами.

Из катуна в кровле пачки "верхней голубой земли" А.И. Коробков установил комплекс двустворчатых моллюсков, характеризующийся огромным количеством находок вида Cubitostrea plicata, а также Phalium ambigum и Ficus cf. crassistria (Каплан и др., 1977).

Первоначально считалось, что остатки микрофауны в отложениях прусской свиты редки, хотя в пачке "верхней дикой земли" в скв. 71 Н.Н. Субботиной, Т.И. Тихой и Г.И. Егоровым (Егоров, 1957) были обнаружены 26 видов фораминифер. Относительно богатый комплекс фораминифер, по данным А.А. Григялиса (Григялис и др., 1971), был выявлен в разрезах Литвы (скв. Друскининкай и Рудамина): планктонные виды Globigerina bulloides и Subbotina corpulenta, а также бентосные Alabamina almaensis, Anomalinoides granosus, A. nonioninoides, Asterigerina lucida, Baggina iphigenia, Cibicides rzehaki, Cylindroclavulina rudislosta, C. terterensis, Dentalina capitata, Gavelinella acuta, Guttulina gracillima, Hansenisca soldanii, Heterolepa eocaena, Lenticulina grodnensis, L. inornata, L. laticostata, Nodosaria bacillum, Percultazonaria decorata, Siphonina kaptarenki, S. praereticulata, Spiroplectammina guembeli, S. pishvanovae, Uvigerina costellata.

Позднее Н.П. Лукашина (2010) сообщила о находках планктонных фораминифер из отложений прусской свиты в карьере Приморский на Самбийском полуострове и в скв. Южно-Ладушкинская на юго-западе Калининградской области. Согласно ее данным, в пачке "верхней дикой земли" были обнаружены виды Globigerina officinalis, G. postcretacea, G. turcmenica, Globigerinella obesa, Subbotina corpulenta, S. eocaena, S. gortanii, а в пачке "верхней голубой земли" появились дополнительно виды Dipsidripella danvillensis, Turborotalia cunialensis, Turborotalita quinqueloba.

Таким образом, отложения прусской свиты можно сопоставить с интервалом подзоны Subbotina (=Globigerina) corpulenta приабонского возраста в шкале юга России (Бугрова, 2005).

Согласно А.А. Каплану с соавторами (1977), в отложениях прусской свиты были обнаружены зубы акул вида Lamna (=Odontaspis) dubia.

На настоящий момент времени наиболее подробными являются результаты палинологических исследований отложений прусской свиты (Александрова, Запорожец, 2008а; Kašinski et al., 2020; Iakovleva et al., 2021; Кузьмина, Яковлева, 2023). Комплекс диноцист, акритарх и празинофитов из прусской свиты насчитывает порядка 190 видов (Iakovleva et al., 2021), стратиграфическое распределение видов диноцист дано на рис. 6.

Согласно Г.Н. Александровой и Н.И. Запорожец (2008а), в отложениях "верхней дикой земли" скв. 1Р, пробуренной на окраине п. Янтарный, выявлен комплекс диноцист с Rhombodinium perforatum, что позволяет сопоставить его с интервалом раннеприабонской зоны R. perforatum в шкалах Северо-Западной Европы (Powell, 1992; Köthe, 2012) и восточного Пери-Тетиса (Яковлева, 2017). По данным А.И. Яковлевой с соавторами (Iakovleva

1	Rha po	omb erfo	odi orat	niu um	m				п	ру	сс	К	ая	
В	ерх элу	ня бая	я 1 зе	мл	я	Be	px	ний	íпJ	њп	зун			
1	2	3	4	n	6	7	œ	9	10	11	12	13	14	
1	S	1	1	2		ω	0	2	0	-		6	-	5
0		2	0	1	0	1	4	2	0		1	1	0	
2	9	16	9	2	7	6	6	2	4	9	8	S	0	
ω.				1	0	ω	4	2		0		2	0	
6	2	10	10	13	8	9	6	S	S	0	7	S	1	
S	19	4	14	6	6	7	18	6	7	20	12	5	-	
1	0	ŝ	2	1	2	1	1	1	0	0	0	2	1	
4	-	4	ω	3	0	ω	2	7	-	S	0	6	0	
1	6	ω	2	2	2	-	S	2	2	$\mathbf{F}_{\mathbf{r}}$	0	0	0	
18	12	8	12	22	19	ω	S	16	8	12	11	16	6	
2		0		1		7		1		2		4	10	
2			1		4	1	1		1	0	1	1	2	
2						-						1		
21	23	33	17	31	9	18	19	44	14	15	7	32	28	
1									0					
S		ŝ	ŝ	1	S	6	4		6	4		10	12	
6	4	0	2	9	2	4		00	4		S		2	
2]	0	53	-	0	E.	~	0	_	0	_	53		_	
12	36	20	37	9	26	11	31	Π	20	15	22	10	13	
-	_			-		1	-					1	-	
0	0	0	1.0	0	h.*		0		b -	~			0	
2	0	0	ω.	3	2	2	1	~	1	2	1.5		4	
5	3 (1	1	0	2	3	2	0	0	4	5	4 (6	
2	0	-	_	_	7	2	3	0	5	S	2	5	ĉ	
	63	(_		_	_	(0	_	1	5	N	6	
2	2 1	0 (Ξ	-	5	:	9]	0	N	3	30	2 1	5 1	
_	0	0	_	0	_	_	_		10	0,		Ē	6	
_	0			_	N)	1							0	
-	C		1	6	2 1	ω	در)		1	C	در)		C	
0) 1		_)	-	3 0	3 1			2	3	1	S	
0						-							-	
2	0				1	0	1	0	S		1		1	
4	2		1	2	-		ω	2	ŝ		s		7	
_								0.01			2			
1	0			2		-	2	S	0		0			
1	0	0			0		0		2	2	N		-	
12	7	S	9	S.	6	ω.	ω	15	14	8	7	15	8	
2	0	-	-	0	0	4	1	2	0	0	2	2	0	
S	8	1	1	10	2	S	4		12	Ξ	13	14	34	
1		2	1	2	0	1	0	4	0,5	S	0	2	-	
0					1	0		-	-	4		-	1	
						:								

															П	Р	И	A 1	Б С) Н																					Ярус
bou fora	lini. tun	um n														Th	ala	ssij	oho	ra r	etic	ula	ta																		Диноцистовые зоны
						П	рус	cc	ка	я																1	Тал	ьве	ска	я							Ку	ршс	кая		Свита
яя я з	емл	я	Be	ерхи	ний	пл	ыв	ун			I	Бел	ая	сте	ена											30	лён	ая	стеі	ıa					Ш	Іок. пин	. К по	ори ескі	чне 1	вые	Пачка
. 4	. u	9	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	20	30	32	33	34	35	36	37	38	40	41	42	43	44	45	47	№ образца/ Таксоны
- 0	2 1	0	3 1	0 4	2 2	0 0	1	1	6 1	1 0	0 0	6 0	2 0	2		1	1 1		1	0 0	ω	1 1	5	1 0	1 0	1 7	2	2 5	2 1	1 1	0 0	0	2 0 0	4 2	0		0		1		Achilleodinium biformoides Achomosphaera alcicornu
9	2 1	7 0	6 3	64	2 2	4	0 6	8	5 2	0 0	4 1	3 2	2 1	2 1	1	3 0	5,5 0	10 0	6	11 0	ູ	5,5	ູ່	- xx		~ ~ ~	7	4	4,5	0 6	8 1	•	ר א 1	12	19	4	6	2	9		Areosphaeridium diktyoplokum Areosphaeridium michoudii
10	13	8	9	6	S	S	0	7	S	-	S	4	\vdash	7		-	8	2	2	Ļ	ω	ω	7	- ,	_	ას	, –	7	12	2	6	7		- ,	4	0					Cerebrocysta bartonensis
14 2	6 1	62	7 1	18 1	6 1	7 0	20 0	12 0	5 2	1 1	0 8	10 2	5 2	1 2		53	17 3	4	ω	5 1	6 1	7 0	4	19 <u>-</u>	с о С	2 11	8 1	8	13 1	12 2	16 0	» ·	7 0	5 0	5 2	0 0	4	1	S		Cleistosphaeridium diversispinosum Cordosphaeridium funiculatum
υ.	ω	0	ω	2	7	1	S	0	6	0	-	2	-	1		ω	0	3	2	ω	-	2		ا در	3 1	3 1	7	2	1	4	4		_	2	1	0	1	1	2	-	Cordosphaeridium gracile
2	2	2	-	S	2	2	-	0	0	0	E .	0	H			2	2		2	1	-	0				>		7	1	E.	2	0	0 -	- 2		1		1			Corrudinium incompositum
12	22	19	ω	ŝ	16	8	12		16	6	10	25	10	23	1	25	17	5	10	17	20	16	15	21	17	4	30	12	18	14	14	3	12	S S	ω	ω	S				Cribroperidinium giuseppei
	1		7		1		2		4	10	7	2	1	S		0					0	0									0	-				1					Cribroperidinium tenuitabulatum
-	0	4	1	1		1	0	- 1	-	2	2	S	ŝ	ŝ		1	-	S	2	4	ŝ	7		0	0 0	~ F	8		0		0 1	2	2 5	دن د	0		4		1	1	Dapsilidinium pseudocolligerum
								. 8			-					9	2	2	2	2	4			-		4		6	1	2	2	_		1	8						Deflandrea heteroplycta
17	31	9	18	19	44	14	15	7	32	28	19	37	15	18	7	83	13	12	46	16	50	21	13	36	19	0 20	57	38	25	37	23	0	31 13	5 5	70	80	52	39	52	4 1	Deflandrea phosphoritica
						0		- 8			-									12													0	0		0	2	-			Diphyes colligerum
· · ·	. –	S	6	4		6	4		0	12	4	0	2	12			~		ŝ	7	8	6	00 1	0 0	+ ני	- 2	5 12	9	7	2	5 i	2	0 9	6	4	1	1	2			Elytrocysta brevis
N		12	4		00	4		S		12	0			4			2	0		0					-	-					0		_		1		2		4		Enneadocysta arcuata
1 3		2	4	03	-	0 2	-	2	_		-		0	~			0		-	10		_		· ·				-	1	-	, ,	_ ,				~	~	h			Enneadocysta deconinckii
-		6	-	1	1	0	S	2	0	3	ŝ	1	00	00	1	2	0	5	1	0	7	4	0	<i>x</i> ,	→ +	4 0	5 00	9	S	2	00 1	2	- 0	n 0	3	5	00	4	55		Enneadocysta pectiniformis
	_			_						_		_	_															_				_									Enneadocysta pectinijormis-messae
	ι ω	N	2	1		_	0	- 8		4	4	2		с. С.		0	0		0		_		4					2	N	N	。 ,	_ ,		. 6		0	_				Enneadocysia robusia Fromea fragilis
_		N	ω	N	0	10	4	3	4	9	ů.	S.	N	7	1	4	_	Ξ	4	80	N	ω.	0	4 4		2 1	2 12	S	Un	N		6 1	5 0	hω	4	6	6	6	14	-	Glanhvrocvsta semitecta
-		7	2	ω.	0	5	S	2	6	9		8	5	~		N	Ξ	9	4	S	0	4	s.	A .	1 4	n u	,	4	ω.	ω.	2	5	<u>э</u> –	4		N	4	2	_		Heteraulacacvsta campanula
								_ 1																																	Heteraulacacysta everriculata
-	-	-	-	0	0	-	ω	3	2	6	-	2	4	ŝ	-	4	8	7	7	7	2	S,		x ;	1 0	2 6	ω	-	7	4	u o	6 1	0 0	n ω	-	0	2		-		Heteraulacacysta porosa
-	0	1	-	1	2	2	6	S	-	1	0	4	-	0		1	2	S	S	7	ω.	5,5		5 0	л c	4 A	. u	4	2	ŝ	2		1 2	5	_	0	1				Homotryblium floripes
										0						0		-	2	0		Ы	2	0 (4 در			0	0	-	0	- 1	2 2	2	1	0			-		Homotryblium tenuispinosum
	,	Ν						- 8				0	2			-	-	0		0								2	1		1	2	N	0				1			Horologinella? pentagonalis
-	0	1	ω	ω		1	0	3	0	0	1	4	0	1		0	1		1	1	0	-	0	0 1	5	>	1	1	2	1	1	0	C	2		0	1		1		Hystrichokolpoma cinctum
			0	-			2		-	S		2	0					р		0	2								0				2	4	ω	6	9	4	6		Hystrichokolpoma rigaudiae
																																			1						Impagidinium pallidum
		1	0	1	0	S		-		1	2	1	S				0	0	0	2		2	-	,	ມ	u u	, –	6	6	2	10	2	0 2	2	1	1	1	1			Lentinia serrata
-	2	1	-	S	2	ω	H.	5	ω	7	ω	ω	-	ω		0	4,5	S	ω	1	-	8		4	3 1	3 1	, 1	1	12	ω	S I		6	4	0	4	4	2	4		Lingulodinium machaerophorum
								2																																	Lophocysta? sp.1
	2		1	2	S	0		0				0	1				0		1			0		0	0			0	1		,	-	0	>				0			Melitasphaeridium asterium
•		0		0	-	2 1	2	2	_	-	N		2	0 1			1			2	_	0 1	N	,			,	1.1	1	0	0 1	_ `	0								Melitasphaeridium pseudorecurvatum
9	0	6	3	S	S	4	8	7	5	~	11	4	8	5	1	4	9	3	7	6	S	0	i) i	<u>л</u> .	1 0	0 -	1 6	31	7	9	- :	. در	7	1	1		S	1	12		Microdinium reticulatum
	0 1	0	4	1 2	2	0 1	0 1	2 1	2 1	0 3	0	2 1	0 1	2			0				1.1	1) ·			, 0		1.0		- ·	_			0	1.1	-	~			Ougokolpoma ballicus
	0	2 (1	4	4	20,	1	3 (4 2	4	7 (4 1	4	1 (6	2 2	C		5	4	2		- ·	л с л .				6	0				4 4	0 1	3	1	ω ω	N	6.3	Operculodinium eisenachii
	.0	1		0	_	5 1	4				0			0		0	0	2	1	2	-	2					5		5	_				. 0		_				.5	Operculodinium microtrianum
	دىپ ر	-		S	N	N	_	3	ω.	N) 1	_		N		-	Ŭ		_		0	0								_		2	-	- 12		0					Operculodinium nanacomilum
			:			- C		 8 		200				-				1			-	-													1	-	1				Sperentournum nundeonutum

]	п	РИ	A	Б	0 1	H																						Ярус
R	hon per	nbo for	odin •atu	iun m	n													Ĺ	Tha	lass	iph	ora	reti	cul	ata																				Диноцистовые зоны
									Пp	рy	c c	ка	я																Па	лы	зесн	кая	Į.							Ку	рш	ска	я		Свита
Веј гол	рхн туб:	іяя ая	і зем	ля	1	Bep	хн	ий	пл	ыв	вун			E	Бела	ая с	стен	a										3	Велі	іна	я ст	гена	a					L	Цок лин	. K	Сор	ИЧН СИ	іев	ые	Пачка
- 1	, ,, ,	ພ.	4	UN (6	1	×	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	11	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	30	; ±	4	43	4	5	46	47	№ образца/ Таксоны
J. ⊢	_ ,		_	_ ,	0		0	_	<u></u>			0	-	1	0					_	_		1	4	2	0		ы С	0			۰ د	2	_											Palaeocystodinium golzowense
	0 1	5		2	0			0	-		-	4	0		2		0		,	_				0						,	_		-	⊃ ⊢			>	1	-						Pentadinium laticinctum
_ <		5	_	4	1	0	0	N	0	0	-		0	0	ω	0	_	t	5.	-	2 12	_	0	0	1	1	1	-		2	-	0		H		-				_					Pentadinium lonhonhorum
	در				H .	6.	6	4	00	_	9	i.E	I	ŝ	П	H	Ņ,	- 1	5 5	- 0	4 0	-	_	6	c.	N	I	J	9	_		_		ц 4		6 V	0 0		ω cu c	E	S.	N		1	Phthanonoridinium comatum
_			0		<u>.</u>	_			-		-	2	5		3 1	55	+-					7		-			0		0							_				2	_	_			Phthanoperidinium comaium
_								_		0	0		~	53	~		1.0			_	0								-		_		_			-			0						Pyridinonsis densemunctata
		. 1					_		N	0							ы. ш							N)								- -			_	- i					ы				Reticulatosphaera actinocoronata
		N 1		~ 1			- 	~	0	~				_	0	_	~												~	_		_		_											Renematosphaera actinocoronata
				<u> </u>				~	0	-			6	_		0	0						53		_		~	_	_												_				Samlandia chlamydonhora
	5		55	4				5	0	5	12		++		3		19	l	5		5 00		12	13	-	13	0	-	-	5			5 1	- [1 13	-	_				Samanda enanyaophora
		_						_		_							_																				0				01	1	_		Spinifoundly commute
- r			_	_			_	0	2	0	-	1	-	12	3	-	0			-		-		Π		-	0	-	-				_ (Spiniferena cornula
່ວ່	, C		N	5		on o	5	00 	4	6	0	7 4	5		00 (J)	3	4		0 0		- w	0	4	()	-	6 4	1 4	0	н ш	() ()	1 C		- u - b				- 0			8	1			1	Spinijerites pseudojurcalus
x c	۶ ii	2	S,	13	×	5.	4	2	4	8	4	: 00	7	1	Ŭ,	5	Ξ.	; 4	-	D L	6	12	ũ	S.	6	0	0	21	80	ö	1 00	5 1	5 8	лč	50	л ü	5 8	-	J				1		Spiniferites ramosus-group
A (0 1	5	ω	2	<u>.</u>	9 4	در	Z	(J)	ŝ	ŝ	S	S	12	4	0	6	(ົ່	2	s or	_	4		ŝ	12	12	12	6	55 1	- C		P 1	4 ~	1 0	1 4	50	0	0	12		1			Tectatodinium pellitum
5	0 0	. رد	4	- ,	0	0.	4	Sr.	2	S	2	2	5	4	1	1	4	(S I	-	4 1	8	7	6		7	8	4	12	~	5 0	1 11) †	4 1	5 0	<i>y</i> 0	4 0	0	6	6	S.	7	4	2	I nalassipnora pelagica
0						- 0	0	0		2	1			0	0		1	t	2		0	0	0		1	2	1	0	1	2	H	-		H	-	1	د د								Thalassiphora sp. 1
0 0	0 4	4	2	- ,	- 1	ι.	-	0	2	2	0	-		0		0		(⊦ در	- [1	0	0	1		0	1	2	1	- 1	2	- 1	5	0	ຸ່	0 -	-	Ţ	-						Rhombodinium perforatum
<	0										2	1	ŝ	1	0		1			-		0					1	0	-																Areoligera coronata
0	0																																												Areoligera medusettiformis
3,0	5									0																			1		0	0			E	-									Areoligera senonensis
۲	-			1	• :	-						1		0					1	-	0										0	0	0	0		1	-								Areosphaeridium ebdonii
c	5 1	0	4	4	4	ω (л		2		7	Ν	1	1	0	1	1	(<u>ا</u> در	ى د	h	7	4	ŝ	2,5	2	S	1	2	S I	0 0	s c	÷ در	4 4	4 0	ר⊢	7	-	u u	8	4		1	2	Talladinium? clathratum
<	0		0	2		2				1		00	0	0	0		1															<	0	н	- 0	0									Charlesdowniea? rotundata
<	0				- 1							1																																	Charlesdowniea? fasciata
<	0 +	_		1	0	<	0		-	-			2	0	1	1		(0 +	- -	- <u>-</u>	0		2	0,5	2	0	0	1	-	0	0		<	0	0		0	0	-	1	1	1		Cordosphaeridium cantharellus
÷	_		-			0	0	0		2		0			0		1					0		1		0		1			_					0	>				2				Cordosphaeridium inodes
<	0													-																															Diphyes ficusoides
H	-				- 1	_ ,	-				0	1																	0											0					Enneadocysta multicornuta
<	0													0																															Fibrocysta axialis
<	0			,	- 1					-				4	1	_	-				0	0	0	-		0				,	_		<	D		-	_								Hystrichokolpoma aff. granulatum
0	0			,	- 1	c	0				-										0					0					F	_		H	-	H	_		1						Hystrichostrogylon coninckii
0	0 0	0		0,		-							0	0	0		0	,	_ ,	_				_		0	1										0								Hystrichostrogylon membraniphorum
<		5	6		2	4	0	ω	0	2		1		0	2		ω,	_ (5 1	۰ L		0		-			0		2	_	0	0 +	_	H			D N								Impagidinium dispertitum
		-		0			-	0			0		0						0		N	_		_	1	4	0	0	0	0	_ <		o +	_ <	>				0	_	-		_	1	Membranophoridium asninatum
-		-		-			-				-		0	0	1	1	1		-									_			-	_ `							-						Muratodinium fimbriatum
	- 	_										1	_	-														~		_															Rhombodinium poromum
	_ (0		-									0															0		0			_												Salawanawankin galawai dag
<	-			,		_			_																																				The leave the second se
<	0								0		1	1	0																			-	_				0	0	, 1	1					Thatassiphora aeticata
-		_		•	0	0 0	0	0	0	1		0	0	1	0			1 0	0 0		0 12	1		0		1	1	0			0 0	0	F	- 1	5	0 0	0 0	0	>						Thalassiphora fenestrata
F	_			4	0			0	1		0	1	1																0		H	-													I halassiphora? spinifera
<	0					¢	0																																						Turbiosphaera symmetrica
<	0				- 1	4	0			0	1	:00	1				0			F	-	0									-							0	0	ĺ					Wetzeliella articulata

<u>№</u> 1

2024

105

Рис. 6. Продолжение

										П	Р	И	АБ	0	H																			Ярус
Rhombodinium perforatum	!										Th	ala	ssiph	iora	ret	icula	ıta																	Диноцистовые зоны
			П	рy	cci	кая														Г	Іалі	вес	кая	[ł	Сурі	шск	ая	Свита
Верхняя голубая земля	B	верхни	ий п.	лыв	ун		1	Бела	я ст	гена										3e.	лён	ая с	тен	a					Шо	эк. 1Н	Кој пес	рич жи	невые	Пачка
1 2 3 4 5 0	7	1 00 4	10	11	12	14 13	15	16	17	19	20	21	15 12	24	25	26	27	28	29	31	32	33	34	35	37	38	39	40	41	42	t3 ±	2 5	47 46	№ образца/ Таксоны
1			0			0																								0				Wetzeliella ovalis
0	0	0		0	-													0	-	•								1	1	S				Fibrocysta vectensis
0 1	÷			0	1				0	>																								Rhombodinium spinula
12																																		Hystrichosphaeridium cylindratum
-								1	0																1									Lejeunecysta hyalina
	-				0		1	0						0	-											-					÷	1 2		Phthanoperidinium resistente
0 0	0	>									-							<	0	0				0										Thalassiphora gracilis
0																																		Thalassiphora microperforata
1 4 1						4			5	L.		-											ω.	-		1	S							Achomosphaera ramulifera
0 0													-	÷					-	0						0	2							Adnatosphaeridium robustum
-			0		0	0						0		-		-			-	. 0				H										Impagidinium paradoxum
0							-					-	4						-				-		-	-	-			0	-	S		Phthanoperidinium levimurum
0	0	>			1			0					-					0																Pentadinium polypodum
1																																		Thalassiphora succincta
0	÷					2 0											1		-															Trigonopyxidia fiscellata
+	6	1		2				2			1												<u> </u>					0						Amphorosphaeridium? multispinosum
-	4	0	0			-	ω	0	0		-	-	0	-				<	0	0					>									Glaphyrocysta spineta
-	0	0				0	0				0									0	-	-			>									Pterodinium cingulatum
N	2	0			i		0																0			0								Selenopemphix nephroides
	0 0	> >		1			0		-					0										-	_									Deflandrea phosphoritica var. spinulosa Homotryblium tasmaniense
						_	0	_				0																						Lonkowsta sp. in DC (1986)
		,		0		0 1		0										<		>									1					Thalassiphora reticulata
	0	, ,																																Stichodinium? lineidentatum
			- 0			_			_	_		~		_						0				_	_	0		0		ы I			_	Talladinium? angulosum
		0	-									Ŭ								-				-		0		-	Ū					Cordos nhaeridium callosum
		0							-	>			_	0																				Dansilidinium simplex
		_			-																													Glaphyrocysta intricata
		0 0	-	N																											N			Homotryblium plactilum
		0																													0 0	-		Impagidinium maculatum
		_														N																		Nematosnhaeronsis sp
		-					1		÷		-													E.	-					,	_	_		Polysnhaeridium subtile
		_	_															0									0		1					Polysphaeridium zoharvi
				C		_																		_			-							Heminlaconhora semiluvifora
	÷				0																													Fibrocysta en aff Turbiosnbaara en
						0												1																Areoligera undulata
					į	0		1						0										_								1		Caligodinium amiculum
						6								0										_										Minisphaeridium latirictum
					i	- -																												Kallosphaeridium brevibarbatum
						0																												Leieunecysta cinctoria
					1	0	C						L .						- ··	ب ر								Е	G.	0	_			Onevenlodinium divergens
						0	0								.0						_							S		-				Pantadinium appifarum
						0																												Rhombodinium longimanum

	1	ПРИ	АБОН	Ярус
Rhombodinium perforatum		Thala	ssiphora reticulata	Диноцистовые зоны
	Прусс	кая	Пальвеская Куршская	Свита
Верхняя голубая земля	Верхний плывун	Белая стена	Зелёная стена Шок. Коричне	ые Пачка
0 re 4 w 6 1	12 11 10 9 8 8 7	21 20 19 18 17 16 16 15 14	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	5 № образца/ Таксоны
				Petaloanium rhomootaeum Spiniferites bentorii Thalassiphora patula Vallodinium? echinosuturatum Chiropteridium eocenicum Cordosphaeridium biarmatum Heteraulacacysta leptalea Impagialmium victorianum Petanotic bowusica
			°	Cordosphaeridium fibrospinosum Hystrichokolpoma salacia Pentadinium taeniagerum Fibrocysta essentialis Glaphyrocysta ordinata Hystrichokolpoma? sp.1 in CHC-VS (2005) Impagidinium velorum Spec. Indet 1 in CHC-LC (1989) Cerebrocysta magna Phthanoperidinium alectrolophum
		0	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Batiacasphaera compta Adnatosphaeridium multispinosum Litosphaeridium? mamellatum Vozzhennikovia sp. Phthanoperidinium echinatum Distatodinium ellipticum Distatodinium paradoxum Heteraulacacysta pustulata Batiacasphaera explanata Homotryblium abbreviatum Areoligera tauloma Diphyes pseudoficusoides Spiniferites compactus
				Saturnodinium pansum Cordosphaeridium? cracenospinosum Glaphrocysta? vicina Homotryblium aculeatum Impagidinium aculeatum Microdinium ornatum Svalbardella clausii Spiniferites mirabilis Hapsocysta kysingensis Phthanoperidinium regalis Distatodinium cf. biffii Phthanoperidinium rothmaniae Phthanoperidinium vozzhennikovae

107

РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНА
et al., 2021), в стратотипическом разрезе карьера Приморский в пачке "верхней голубой земли" установлен таксономически богатый комплекс диноцист, характеризующийся присутствием стратиграфически важных видов: Rhombodinium perforatum, R. draco, Reticulatosphaera actinocoronata, Enneadocvsta pectiniformis. E. multicornuta. E. deconinckii, E. robusta, Homotryblium floripes, Membranophoridium aspinatum, Thalassiphora gracilis, T. fenestrata, T. succincta, Impagidinium parodoxum, Glaphyrocysta semitecta, Glaphyrocysta spineta и Heteraulacacysta porosa. По присутствию вида R. perforatum "верхняя голубая земля" также отнесена к интервалу одноименной зоны. Согласно А. И. Яковлевой и др. (Iakovleva et al., 2021), основание пачки "верхнего плывуна" характеризуется появлением вида-индекса Thalassiphora reticulata. Комплекс диноцист "верхнего плывуна" таксономически сходен с комплексом "верхней голубой земли", но здесь дополнительно появляются стратиграфически значимые виды Talladinium? angulosum, Stichodinium? lineidentatum, Homotryblium plectilum, Glaphyrocysta intricata, Hemiplacophora semilunifera. Первое появление вида T. reticulata определяет основание одноименной диноцистовой зоны восточного Пери-Тетиса (Яковлева, 2017) и центральной части Датского бассейна (Heilmann-Clausen, 1988; Heilmann-Clausen, Van Simaeys, 2005), а также подзоны D12c Германского сектора Северного моря (Köthe, 2012). Соответственно, пачка "верхнего плывуна" соответствует среднему-верхнему приабону. По данным А.И.Яковлевой с соавторами (Iakovleva et al., 2021), диноцистовый комплекс "белой стены" таксономически близок к комплексам "верхней голубой земли" и "верхнего плывуна"; здесь выявлено 28 видов диноцист, включая Rhombodinium longimanum, Chiropteridium eocaenicum, Areoligera undulata, Lejeunecysta cinctoria, Pentadinium goniferum, Petalodinium rhomboideum, Pentadinium taeniagerum, Batiacasphaera compta, Hystrichokolpoma? sp.1 sensu Heilmann-Clausen et Van Simayes (2005). Самая верхняя часть прусской свиты по присутствию T. reticulata и R. longimanum сопоставляется с частью зоны Т. reticulata и соответствует верхнему приабону. Таким образом, по данным изучения диноцист общий стратиграфический возраст прусской свиты — ранний-поздний приабон.

По данным О.Б. Кузьминой и А.И. Яковлевой (2023), пачку "верхняя голубая земля" характеризует спорово-пыльцевой комплекс Tricolporopollenites exactus—T. retiformis—Quercoidites microhenrici, который содержит примерно равное количество пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений. Среди голосеменных преобладает пыльца Pinuspollenites s/g Diploxylon, меньше пыльцы Pinuspollenites s/g Haploxylon, в малых количествах присутствует пыльца Cathayapollis

sp., Piceapollenites sp., Podocarpidites libellus, Podocarpidites sp., единично пыльца Pitvosporites. Abiespollenites, Inaperturopollenites, Cupressacites, Sciadopityspollenites, Glyptostrobus. Среди покрытосеменных преобладает мелкая пыльца трехбороздно-порового строения Tricolporopollenites exactus, T. cingulum, T. retiformis, Tricolporopollenites aff. microreticulatus, T. pusillus, T. pseudocingulum, T. fallax, T. liblarensis. Присутствует пыльца Quercoidites microhenrici, Triporopollenites robustus, Fususpollenites fusus, Quercoidites henrici, Platanipollis ipelensis, Myricipites bituites, Nyssapollenites sp., Malvacipollis diversus. Hamamelidaceae, Ericipites sp., Tricolporopollenites megaexactus, Triatriopollenites roboratus, Castaneoideaepollis oviformis, Ilexpollenites sp., Comptoniapollenites sp., Quercoidites sp., Carvapollenites simplex, Engelhardtoipollenites quetus, E. punctatus. Единично отмечается характерная только для пачки "верхняя голубая земля" и не встречающаяся выше по разрезу пыльца Spinizonocolpites sp., Gothanipollis sp., Proteacidites sp., Sapotaceodaepollenites sp. Среди папоротников представлены споры Cyathidites, Cicatricosisporites, Gleicheniidites, Laevigatosporites, Stereisporites, Triletes, Polypodiisporites. В пачках "верхний плывун" и "белая стена", а также в перекрывающих отложениях пальвеской свиты установлен комплекс Platanipollis ipelensis-Castaneoideaepollenites oviformis-Triporopollenites foraminatus. По сравнению с пачкой "верхняя голубая земля" здесь увеличивается доля пыльцы Cupressaceae, среди покрытосеменных доминирует пыльца Tricolporopollenites exactus, T. megaexactus, T. cingulum, T. retiformis, T. liblarensis, Quercoidites microhenrici, Fususpollenites fusus, а также увеличивается количество пыльцы Castaneoideaepollis oviformis, Platanipollis ipelensis, Tricolpopollenites foraminatus. В небольших количествах встречается пыльца Tricolporopollenites liblarensis, Quercoidites henrici, Engelhardioipollenites quetus, E. punctatus, Ilexpollenites sp., Ericipites sp., Nyssapollenites sp., Platycaryapollenites sp., Caryapollenites simplex, Myricipites bituites и др. Отличительной особенностью комплекса также является присутствие в небольших количествах пыльцы представителей умеренной флоры (Alnipollenites, Betulaepollenites betuloides, Salixpollenites, Aceripollenites, Carpinipites, Corylopollis), не встречающейся в более низких горизонтах прусской свиты. Среди спор выявлены Cyathidites, Laevigatosporites, Gleicheniidites, Osmundacidites, Stereisporites.

Пальвеская свита. Пальвеская свита, установленная А.А. Капланом (Каплан и др., 1977) в карьере Приморский (по названию п. Пальмникен до 1946 г., ныне п. Янтарный), первоначально представляла собой верхнюю часть терригенно-глауконитовой формации В.И. Балтакиса (1966), которую тот рассматривал в качестве базального горизонта нового ритма, а также являлась последним слоем янтареносной толщи в понимании В.И. Катинаса (1966); оба автора считали ее образование связанным с кратковременной ингрессией моря. Пальвеская свита, до сих пор сохранившая свое старое название — пачка "зеленая стена", полученное еще от немецких шахтеров XIX в. и в дальнейшим использованное В.И. Балтакисом (1966) при описании его терригенно-глауконитовой формации, распространена только на юго-западе Самбийского полуострова (мощность 0.1–3.6 м). Пальвеская свита залегает на отложениях прусской свиты и перекрывается куршскими отложениями. Стратотипический разрез свиты (Каплан и др., 1977) следующий (снизу вверх):

(1) Базальный горизонт. Неплотные шероховатые конкреции фософритов; присутствуют окатанные фосфориты, пиритизированные обломки, куски древесины, желваки янтаря, встречаются зубы акул. Мощность 0.1 м.

(2) Буровато-зеленые до ярко-зеленых глинистые, слюдистые глауконитово-кварцевые пески, без видимой слоистости и сортировки материала. Наблюдаются ходы илоедов и отполированные зерна кварца гравийного размера. Вверх по разрезу глинистость увеличивается, а содержание кварцевого гравия и янтаря уменьшается. Мощность 1.1 м.

По данным А.А. Каплана с соавторами (1977), из отложений пальвеской свиты было получено три радиометрические датировки глауконитов, которые показали в среднем 34.6 ± 3 млн лет, что, с современной точки зрения, соответствует терминальному приабону (Speijer et al., 2020).

Отложения пальвеской свиты слабо охарактеризованы находками фауны. На настоящий момент времени известно лишь о находках зубов акул Notorynchus primigenius и Odontaspis dubia.

Согласно недавнему детальному изучению цист динофлагеллат из стратотипа свиты в карьере Приморский (Iakovleva et al., 2021), в пальвеских отложениях выявлено 130 видов диноцист (рис. 6). В таксономическом плане комплекс из пальвеской свиты близок к комплексу прусской свиты, однако здесь дополнительно выявлены стратиграфически важные виды Phthanoperidinium stockmansii, P. regalis, P. echinatum, Distatodinium parodoxum, D. ellipticum, Distatodinium cf. biffii, Heteraulacacysta pustulata, Svalbardella clausii, Hapsocysta kysingensis, Thalassiphora? pansa, Homotryblium aculeatum. Спорадические находки вида-индекса Thalassiphora reticulata и постоянное частое присутствие вида Areosphaeridium diktyoplokum внутри всего интервала пальвеской свиты четко свидетельствуют о том, что пальвеские отложения соответствуют верхней части зоны Т. reticulata и имеют терминально-приабонский возраст.

Как уже было отмечено выше, в верхней части прусских отложений и большей части пальвеской свиты установлен единый спорово-пыльцевой комплекс Platanipollis ipelensis-Castaneoideaepollenites oviformis-Triporopollenites foraminatus (Кузьмина, Яковлева, 2023). Можно лишь отметить, что видовое разнообразие пыльцы покрытосеменных в пальвеской свите несколько выше, чем в подстилающих пачках "верхний плывун" и "белая стена" прусской свиты. Здесь дополнительно обнаружены виды Tricolporopollenites marcodurensis, T. belgicus, T. theacoides, Triporopollenites villensis. Кроме того, в пальвеской свите появляются таксоны Araliaceoipollenites edmundii, Polyatriopollenites sp., Rhoipites sp., Myrtaceidites sp., Pleurospermaepollenites sp. В кровле пальвеской свиты и низах перекрывающей куршской свиты установлен спорово-пыльцевой комплекс Inaperturopollenites-Sciadopityspollenites-Sequoiapollenites, отличающийся существенным доминированием пыльцы голосеменных, среди которой заметно увеличение доли Cupressaceae и Scyadopityspollenites.

Олигоцен

Куршская свита. История изучения отложений современной куршской свиты насчитывает более 200 лет. Впервые описание этих толщ, характеризующихся богатой ископаемой флорой и запасами бурого угля, было дано немецким натуралистом А. Швейггером (Schweigger, 1819), который заметил, что остатки древних растений встречаются при разработках янтарей на Самбийском полуострове. Позднее немецкий геолог К. Томас отметил находки ископаемых шишек хвойных растений (Thomas. 1847), которые приблизительно в это же время были изучены палеоботаниками Г. Геппертом и Г. Берендтом (Göppert, Berendt, 1845). В дальнейшем Г. Цаддах первым попытался детально изучить буроугольные отложения, описав все доступные обнажения Самбийского полуострова и собрав из них обширную коллекцию флоры (Zaddach, 1860, 1868). При этом он разделил третичные отложения полуострова на древнюю глауконитовую и более молодую буроугольную формации, а также провел сопоставления с европейскими формациями. Вплоть до середины XX в. в немецкоязычной литературе приводилось довольно подробное разделение буроугольной формации на слои различной литологии, объединенные в семь пачек с названиями слоев, используемыми немецкими шахтерами.

Во второй половине XX в. В.И. Балтакис (1966), базируясь на преобладающем генетическом типе пород, литологических особенностях и стратиграфическом положении отдельных слоев в разрезе, впервые опубликовал подробное литологическое описание буроугольной формации и предложил разделить ее на три основных седиментационных комплекса (снизу вверх): лагунно-дельтовые отложения, речные образования (пойменные, русловые и осадки стариц) и болотно-озерные отложения.

Согласно описанию В.И. Балтакиса, нижний комплекс начинается слоем разнозернистых буровато-серых углистых песков (3-5 м), замещающихся в юго-западном направлении углистыми слюдистыми бурыми глинами. Бурые глины и разнозернистые пески согласно перекрываются горизонтом буровато-серых кварцевых песков (2 м): верхнюю часть нижнего комплекса составляет горизонт зеленовато-серых слюдистых песчано-глинистых алевритов (2-3 м). Средний комплекс объединяет четыре слоя. Нижний слой (5-9 м) представлен косослоистыми пойменно-русловыми разнозернистыми песками, содержашими большое количество обуглившихся мелких растительных остатков, а также крупных обломков стволов и корней деревьев. Над песками залегают зеленовато-серые слюдистые песчано-глинистые алевриты (2-4 м). Выше алевритов прослеживается маломощный слой сильнопесчаного бурого угля (0.7 м), в свою очередь перекрывающийся слюдистыми буровато-серыми алевритовыми мелкозернистыми песками (2.5–4.5 м), содержащими значительное количество углистых частиц и остатки древесины. Наконец, верхний комплекс отложений буроугольной формации начинается горизонтом мелкозернистых кварцевых песков (6-8.5 м) буроватого и черно-бурого цвета, которые выше переходят в сильнопесчаные бурые угли (1.5-2.5 м) с остатками растительности (обугленные шишки и мелкие кусочки янтаря). При этом нижний комплекс буроугольной формации был датирован В.И. Балтакисом олигоценом, средний, по данным изучения остатков флоры (Heer von, 1869) и спорово-пыльцевым данным (Веножинскене, 1960), миоценом, а верхний комплекс с большой долей сомнения был отнесен к более высокой части неогена (Балтакис, 1966). Отметим, что приблизительно в это же время палеоботаники Л.И. Буданцев и И.Н. Свешникова (1964), детально проанализировав макрофлористические остатки из буроугольной формации в Калининградской области, сделали выводы о ее олигоценовом возрасте.

Несмотря на то что В И. Балтакис разделил буроугольную формацию на три комплекса и дал подробное описание каждого из них, им не было предложено установить здесь местные стратиграфические подразделения в соответствии с правилами Стратиграфического кодекса СССР. В конце 80-х-начале 90-х гг. прошлого века, в ходе исследований суб-Паратетиса советскими специалистами по проекту № 174 МПГК, В. Ю. Зосимович в процессе изучения буроугольной формации на западе Самбийского полуострова заметил, что в ее разрезе четко выделяются две части: (1) нижняя, сложенная темно-коричневыми ("шоколадными") глинами и буровато-серыми тонкозернистыми песками и алевритами, и (2) верхняя, подразделяющаяся на три части (толща песков кофейного цвета, с обломками древесины; толща серых алевритов

и кварцевых песков с прослоем глинисто-песчаных бурых углей; толща серых и коричневых песков с обильными остатками обуглившейся древесины). На основе полученных наблюдений В.Ю. Зосимович (1991) установил в карьере Приморский стратотипы куршской свиты предположительно позднеолигоценового (хаттского) возраста и замландской свиты, возможно, ранне-среднемиоценового возраста. В описании В.Ю. Зосимовича (1991) куршская свита предположительно позднеолигоценового возраста (мощностью 6.5-7 м), соответствующая нижнему комплексу буроугольной формации в понимании В.И. Балтакиса (1966), с четким контактом, подчеркнутым прослоем (до 10 см) разнозернистых кварцевых песков, залегает на пальвеской свите, с не менее четким контактом перекрывается миоценовой частью буроугольной формации и разделена снизу вверх на две пачки: (1) так называемые "шоколадные" глины и (2) так называемые коричневые пески. "Шоколадные глины" (мощностью до 2 м) представлены глинами темно-серыми, с коричневым и буровато-зеленым оттенком, алевритистыми, плотными, плитчатыми. сланиевыми. с налетами тончайшего квариево-слюдистого алеврита по плоскостям наслоения, в верхней части более светлыми и алевритистыми. Стратиграфически выше глин залегает пласт песка буровато-серого, мелко- и среднезернистого, кварцевого, слабоглинистого, с примесью углистого материала, с тонкими прослоями зеленовато-буровато-серых и коричнево-серых глин (2-2.5 м мошности). Наконец, верхняя часть куршской свиты сложена алевритами зеленовато-буровато-серыми с прослоями алевритов светло-серых, тонкослоистых, кварцевых, слюдистых, глинистых, глауконитовых (мощность 2.5-3 м).

Спустя несколько лет была опубликована статья А. Григялиса (Grigelis, 1996), в которой под достаточно надуманным предлогом название куршской свиты было изменено на науякуршскую (Naujakuršiai). Группа российских геологов и стратиграфов, занимавшаяся разработкой стратиграфии Калининградского региона (Загородных и др., 2001; Лукьянова и др., 2011), не согласилась с вольным переименованием свиты, чей стратотип был ранее установлен на территории Калининградской области. В связи с этим нарушением Стратиграфического кодекса, действующего на территории России, при разработке сводной легенды Калининградской серии листов Госгеолкарты-200 в 1999 г., а позднее в 2011 г. для Листа N-34-Калининград Государственной геологической карты Российской Федерации третьего поколения вместо куршской свиты была введена грачевская свита (Загородных и др., 2001), стратотипом для которой была выбрана скважина XLV (Красновка), пробуренная недалеко от поселка Грачевка. Однако в настоящий момент времени керн скважины XLV утерян. В любом случае, исходя из принципа авторского приоритета,

необходимо вернуться к использованию предложенного В.Ю. Зосимовичем (1991) названия куршской свиты, чей стратотип в карьере Приморский по-прежнему доступен для исследований.

В последнее время были получены новые палинологические данные из отложений куршской свиты в ее стратотипическом разрезе в карьере Приморский Калининградского янтарного комбината (Iakovleva et al., 2021; Кузьмина и др., 2023). Так, в низах свиты в пачке лагунных "шоколадных" глин выявлен комплекс цист динофлагеллат (рис. 6), содержащий более 60 таксонов и включающий, помимо прочего, виды Areosphaeridium diktyoplokum, Glaphyrocysta semitecta и Cordosphaeridium funiculatum. чье присутствие указывает на терминально-эоценовый (конец приабона вблизи границы эоцена-олигоцена) возраст вмещающих отложений. Из всего интервала лагунных и континентальных отложений куршской свиты выделена последовательность из четырех спорово-пальцевых комплексов (Кузьмина и др., 2023):

(1) Комплекс Pinuspollenites-Inaperturopollenites-Sciadopityspollenites терминально-эоценового возраста в кровле подстилающей пальвеской свиты, пачке "шоколадных" глин и низах пачки коричневых песков куршской свиты. В комплексе доминирует пыльца голосеменных растений (Pinus spp., Inaperturopollenites spp., Cupressaceae, Sciadopityspollenites), среди покрытосеменных наиболее часто отмечается пыльца Tricolporopollenites (Т. exactus, T. megaexactus, T. microporites, T. liblarensis, T. cingulum, T. pseudocingulum); также встречаются Fususpollenites fusus, Myricipites bituites, M. rurensis, Quercoidites microhenrici, Platanipollis ipelensis, единично или спорадически представлены Alnipollenites sp., Engelhardiopollenites punctatus, E. quietus, Castaneoidaepollenites oviformis, Caryapollenites simplex, Ilexpollenites sp., Ericipites callidus, Ericipites spp., Platycaryapollenites sp., Betulaepollenites betuloides, Salixpollenites, Corylopollis sp., Ulmipollenites, Polyatryopollenites sp., Nyssapollenites sp., Myrtaceidites sp., Comptoniapollenites sp., Araliaceoipollenites sp., Intratriporopollenites sp. Отмечаются споры Cyathidites, Neogenisporites, Laevigatosporites, Osmundacidites.

(2) Комплекс Sequoiapollenites—Betulaepollenites betuloides раннеолигоценового возраста в нижней части пачки коричневых песков. Комплекс характеризуется увеличением количества пыльцы Sequoiapollenites при продолжающемся преобладании среди голосеменных Pinuspollenites; среди покрытосеменных отмечается некоторое увеличение доли Betulaepollenites betuloides и Carpinipites carpinoides; в единичном количестве появляются Faguspollenites sp., Juglandipollis sp., Reevesiapollis sp., Plicapollis sp., Liquidambar sp., Tricolporopollenites brühlensis, Cupaniedites Neogenisporites, Laevigatosporites, Osmundacidites, Stereisporites, Sphagnum.

(3) Комплекс Boehlensipollis hohli-Carpinipites carpinoides раннеолигоценового возраста в средней части пачки коричневых песков. Комплекс характеризуется появлением вида-индекса Boehlensipollis hohli; среди покрытосеменных наиболее часто встречаются Carvapollenites simplex, Alnipollenites, Betulaepollenites betuloides, Carpinipites carpinoides, также отмечаются Platanipollis ipelensis, Corvlopollis, Castaneoidaepollenites oviformis, Quercoidites (Q. henrici, Q. microhenrici), Engelhardiopollenites (E. punctatus, E. quietus), Myricipites (M. bituites, M. rurensis), Nyssapollenites, Ericipites, Fususpollenites fusus; присутствует пыльца формального рода Tricolporopollenites (T. exactus, T. megaexactus, T. brühlensis, T. retiformis, T. liblarensis, T. fallax, T. marcodurensis, T. microreticulatus, T. microporites, T. cingulum, T. pseudocingulum, T. leonensis, T. dolium, T. theacoides); спорадически выявляются Juglandipollis sp., Ulmipollenites sp., Salixpollenites, Faguspollenites sp., Intratriporopllenites sp., Polyatryopollenites sp., Triporopollenites plicoides, Comptoniapollenites, Myrtaceidites, Ilexpollenites, Araliaceoipollenites, Cornaceaepollenites, Reevesiapollis, Liquidambar, aff. Oleaceae, aff. Hamamelidaceae, Rhuspollenites sp., Cupaniedites eucalyptoides. Количественно в комплексе преобладает пыльца голосеменных (Pinuspollenites, Cathayapollis, Glyptostrobus, Cupressacites, Podocarpidites, Tsugaepollenites, Piceapollenites), спорадически появляется Abiespollenites sp. и Ephedripites sp. Отмечаются споры родов Laevigatosporites, Osmundacidites, Stereisporites, Cyathidites, Neogenisporis, Echinosporis, Triletes, Retitriletes, Leiotriletes, Lygodium, Cryptogrammasporis, Concavisporites, Selaginellasporis, Sphagnum.

(4) Комплекс Alnipollenites-Corylopollis позднеолигоценового-раннемиоценового возраста в верхней части пачки коричневых песков куршской свиты. Комплекс отличается приблизительно равным соотношением пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений; среди покрытосеменных резко возрастает количество пыльцы Alnipollenites sp., а также Corylopollis sp., Betulaepollenites betuloides, Nyssapollenites, Myrtaceidites, Engelhardiopollenites; в верхней части комплекса в существенном количестве присутствует пыльца рода Tricolporopollenites (T. exactus, T. megaexactus, T. liblarensis, T. pseudoexactus), а также Myricipites spp. и Platycaryapollenites sp. Споры представлены родами Concavisporites, Laevigatosporites, Osmundacidites, Chleicheniidites, Stereisporites, Sphagnum, Equisetum.

На настоящий момент времени предполагаемый общий стратиграфический возраст куршской свиты — конец эоцена—поздний олигоцен (?начало миоцена).

111

Согласно данным О.Б. Кузьминой с соавторами (2023), в стратотипическом разрезе карьера Приморский куршская свита перекрывается отложениями замландской свиты, в нижней части которой установлен спорово-пыльцевой комплекс Pinuspollenites—Tricolporopollenites pseudocingulum—T. euphorii предположительно среднемиоценового возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценивая степень современной изученности палеогеновых отложений, развитых в пределах Калининградской области, следует отметить существенные различия в понимании стратиграфического интервала различных палеогеновых свит региона: если для одних из них стратиграфический возраст существенно актуализирован, то для других по-прежнему наблюдаются недостаточность палеонтологической изученности и, как следствие, неоднозначная оценка возраста отложений и масштабов стратиграфических перерывов между свитами.

Так, на данный момент времени чистоозерская свита имеет неполную палеонтологическую характеристику: здесь не изучены цисты динофлагеллат, имеется крайне скудная информация о составе спорово-пыльцевого комплекса, не установлен абсолютный возраст отложений калий-аргоновым методом по глаукониту. Определенные вопросы вызывает исключительно датский возраст чистоозерских отложений (Загородных и др., 2001; Лукашина, 2010), поскольку часть указываемых таксонов бентосных фораминифер характерна не для латских, а для зеландских или даже зеландско-танетских отложений (присутствие представителей родов Trochammina, Ammosphaeroidina, Karreriella в верхней части свиты). Существенной проблемой публикаций, в которых указывались данные изучения фораминифер, является отсутствие какого-либо подробного описания последовательного стратиграфического распределения таксонов по разрезу чистоозерской свиты. Основываясь лишь на имеющихся кратких опубликованных данных (общем списочном перечислении таксонов), нельзя исключать более широкий стратиграфический диапазон свиты: не только даний, но и как минимум часть зеландия.

Не меньше вопросов возникает и в отношении возраста любавской свиты, которая, несмотря на существующие уже порядка 50 лет оценки абсолютного возраста и находки планктонных и бентосных фораминифер, была отнесена В.А. Загородных с соавторами (2001), а вслед за ними и Н.П. Лукашиной (2010) к зеландию. Так, полученная А.А. Капланом с соавторами (1977) средняя оценка абсолютного возраста по глаукониту (~65.6 ± 3 млн лет) из трех разных точек Калининградской области (Самбийский полуостров, юго-запад области) свидетельствует о бесспорно датском возрасте любавских отложений. Более того, как было указано ранее, часть видов планктонных фораминифер из отложений любавской свиты типична для датской зоны Globigerina (=Eoglobigerina) taurica, а бентосные виды G. danica, A. umbilicata и К. fallax характерны для зоны Gavelinella (=Anomalina=Anomalinoides) danica датского возраста в шкалах юга России (Бугрова, 2005). Одновременно с этим Н.П. Лукашина (2010) при описании комплекса бентосных фораминифер из любавской свиты указывает ряд таксонов, типичных для зеландской зоны Pyramidina crassa из шкалы Э.М. Бугровой (2005). К сожалению, и для любавской свиты отсутствует подробное послойное описание стратиграфического распределения фораминифер. Неоднозначные результаты дает и единственное на сегодня исследование диноцист из любавской свиты (Kašinski et al., 2020): авторами также не предоставляется послойное описание комплекса, но среди выявленных таксонов указываются как виды, характерные только для датского интервала (Danea mutabilis и др.), так и виды, появляющиеся в зеландии (Isabelidinium? viborgense, Alisocysta margarita). Подобные данные изучения фораминифер и диноцист позволяют лишь сделать предположение о датско-зеландском возрасте любавской свиты.

Исходя из имеющихся на настоящий момент времени спорных датировок полного разреза чистоозерской и любавской свит, возникает очевидный вопрос о взаимоотношениях этих двух толщ, чей вероятный в обоих случаях датско-зеландский возраст не укладывается в литостратиграфическую модель, предложенную В.А. Загородных с соавторами (2001). Как уже указывалось выше, согласно А.А. Григялису с соавторами (1971), на юго-западе Калининградской области (г. Ладушкин) любавская свита представлена серыми сильнослюдистыми глауконитово-кварцевыми песками и алевритами. В свою очередь, В.А. Загородных с соавторами (2001), устанавливая гипостратотип любавской свиты у п. Романово, описали зеленовато-серые слюдистые алевролиты глауконит-кварцевого состава с комплексом фораминифер зеландского возраста. Указанные литологические особенности сближают любавские отложения на территории Калининградской области скорее с глинистыми сильнослюдистыми мергелями чистоозерской свиты, нежели с переслаивающимися песчаниками из стратотипа любавской свиты в Южной Литве. Если же говорить о возрастных различиях палеоценовых толщ, то с учетом существенных различий в мощностях любавской свиты в разных частях региона (от 5 до 63 м) нельзя исключать тот факт, что в каждом отдельном случае речь идет о различных горизонтах любавской свиты (основании, кровле и пр.), что и приводит к указанию в публикациях либо датского, либо зеландского возраста

отложений. Вероятно, решение вопроса соотношения чистоозерской и любавской свит должно являться одним из ключевых в последующих комплексных исследованиях палеоцена на территории Калининградской области. Безусловно, для решения указанной проблемы необходимо проведение современных детальных исследований, включающих комплексное литологическое изучение пород, послойный палинологический и фораминиферовый анализ, а также получение оценок абсолютного возраста по глаукониту последовательно из всего разреза свит.

Касаясь заостровской свиты, чей позднетанетский возраст определен калий-аргоновым методом по глаукониту (57 \pm 2 млн лет; Каплан и др., 1977), необходимо еще раз отметить существующую на сегодня слабую палеонтологическую изученность верхнепалеоценовых отложений региона. Очевидно, что в задачи последующих исследований необходимо включать детальные исследования морских и континентальных палиноморф. Более того, на данный момент времени остается неразрешенным вопрос о наличии и объеме перерыва осадконакопления между отложениями любавской и заостровской свит.

Наиболее древние эоценовые отложения разреза Калининградской области представлены самбийской свитой; раннеэоценовый возраст свиты подтвержден, в первую очередь, данными изучения диатомовых и силикофлагеллат (Стрельникова и др., 1978). Следует отметить, что для этой свиты отсутствует оценка абсолютного возраста по глаукониту, имеются данные лишь о единичных находках планктонных и бентосных фораминифер, а также недостаточная информация о составе комплекса цист динофлагеллат. Согласно данным изучения диатомовых (Стрельникова и др., 1978), как минимум часть самбийской свиты, вскрытая в скв. 2 (Пионерск), с выявленным комплексом зоны Hemiaulus proteus соответствует инициальному ипру (~55.8 млн лет). С другой стороны, присутствие вида Eatonicysta ursulae в таксономически немногочисленном комплексе диноцист в скв. 1Р (Александрова, Запорожец, 2008а) указывает на раннеипрский возраст вмещающих пород другой части свиты. Таким образом, на сегодняшний день крайне затруднительно определить четкий стратиграфический объем нижнеэоценовых отложений в Калининградской области и оценить величину стратиграфического перерыва (если таковой есть) между заостровской и самбийской свитами.

Отдельного внимания заслуживают среднеэоценовые отложения алкской свиты Калининградской области. В региональной схеме палеогеновых отложений Прибалтики 1978 г. алкские отложения сопоставлялись с интервалом зоны планктонных фораминифер Acarinina rotundimarginata, которая в настоящее время имеет лютетский возраст

в шкале юга России (Бугрова, 2005). Позднее, помимо зонального вида A. rotundimarginata. в комплексах алкской свиты были обнаружены виды планктонных и бентосных фораминифер, свидетельствующие о бартонском возрасте отложений (планктонная зона Globigerina turcmenica и бентосная зона Uvigerina costellata) (Григялис и др., 1988; Лукашина, 2010). К сожалению, для Калининградской области и Южной Литвы отсутствуют публикации, в которых было бы представлено стратиграфическое распределение видов фораминифер по разрезу алкской свиты, что, очевидным образом, не дает нам возможности определить действительную последовательность появления тех или иных ключевых таксонов. А.А. Григялис с соавторами (1988), обсуждая объединенное распределение планктонных и бентосных фораминифер для отложений алкской свиты из скв. 272 (Швендубре) в Прибалтике и киевской свиты (обнажения Грандичи) в Белоруссии, сделали предположение о наличии двух разновозрастных комплексов внутри алкской свиты: лютетского A. rotundimarginata-Hantkenina alabamensis и бартонского Globigerina turcmenica. Тем не менее это предположение не было подтверждено фактическим представлением последовательного появления видов-индексов лютета и бартона. К сожалению, ограниченное количество результатов изучения цист динофлагеллат из алкской свиты также лимитирует наши возможности точных датировок этих толщ. Выявленные в скв. 1Р виды Enneadocysta pectiniformis, E. multicornuta, E. arcuata, Phthanoperidinium geminatum (Александрова, Запорожец, 2008а) указывают лишь на позднелютетский возраст отложений, тогда как вид-индекс Rhombodinium draco, который мог бы служить аргументом в пользу раннебартонского возраста, либо какие-то другие типично бартонские таксоны обнаружены не были. По имеющимся оценкам абсолютного возраста $(41 \pm 3 \text{ млн лет}; \text{Каплан и др., 1977}), как минимум$ часть отложений алкской свиты близка к переходной зоне от лютета к бартону. Исходя из этого, на данный момент времени можно лишь предполагать позднелютетский-раннебартонский возраст алкской свиты, что подразумевает наличие крупного стратиграфического перерыва между отложениями самбийской и алкской свит в объеме как минимум большей части лютета. Однако без дальнейшего детального изучения фораминифер и цист динофлагеллат решить проблему уточнения возраста алкской свиты будет крайне сложно.

В настоящий момент времени актуализированы данные для основной янтареносной толщи Калининградской области — прусской свиты. Полученные еще 50 лет назад датировки возраста по глаукониту (37 ± 3 млн лет; Каплан и др., 1977), а также находки планктонных фораминифер подзоны Subbotina corpulenta (Григялис и др., 1971; Лукашина, 2010), свидетельствующие о приабонском

возрасте отложений, в последнее время получили дополнительное подтверждение по данным изучения диноцист из стратотипа прусской свиты в карьере Приморский. Пачки "верхняя дикая земля" и "верхняя голубая земля" соответствуют диноцистовой зоне Rhombodinium perforatum paннего-среднего приабона, а пачки "верхний плывун" и "белая стена" — позднеприабонской зоне Thalassiphora reticulata (Iakovleva et al., 2021). Таким образом, верхнеэоценовые отложения в Калининградской области представлены в полном объеме. Что касается оценки стратиграфического перерыва между отложениями прусской и подстилающей алкской свит, то здесь, в отсутствие дополнительных исследований алкских отложений, возможно лишь предположение о его соответствии большей части бартона.

На протяжении длительного времени пальвеская свита, распространенная только в западной части Самбийского полуострова, традиционно относилась к нижнему олигоцену (Каплан и др., 1977; Григялис и др., 1988; Геологические..., 1996; Загородных и др., 2001; Харин, Лукашина, 2002). Более того, за исключением В.И. Балтакиса (1966), который рассматривал "зеленую стену" в качестве верхнего ритма терригенно-глауконитовой формации вслед за прусскими отложениями, большинство специалистов предполагали несогласное залегание пальвеской свиты на различных горизонтах прусской свиты (Лукашина, 2010). Полученные датировки абсолютного возраста по глаукониту (34.6 \pm 3 млн лет), свидетельствующие, с современной точки зрения, о терминально-приабонском возрасте отложений, долгое время расценивались как олигоцен (Каплан и др., 1977). При этом палеонтологическая характеристика свиты была слабой и включала лишь единичные находки остатков рыб и зубов акул плохой сохранности. а также неоднозначные данные о составе спорово-пыльцевого комплекса. Впервые предположение об эоценовом возрасте пальвеской свиты было сделано Г.Н. Александровой и Н.И. Запорожец (2008а) по результатам изучения единичного образца из отложений пальвеской свиты на мысе Бакалинский, где авторами был выявлен стратиграфически важный вид приабона Talladinium? angulosum (=Charlesdowniea clathrata angulosa). Coгласно недавнему детальному палинологическому изучению стратотипа пальвеской свиты в карьере Приморский (Iakovleva et al., 2021), комплекс диноцист свиты соответствует верхней части зоны Thalassiphora reticulata, что указывает на позднеприабонский возраст отложений, четко согласующийся с абсолютным возрастом по глаукониту (Каплан и др., 1977).

Наконец, куршская свита, установленная В.Ю. Зосимовичем (1991) в карьере Приморский и ранее являвшаяся нижним комплексом буроугольной формации В.И. Балтакиса (1966), всегда

рассматривалась исключительно в качестве отложений верхнего олигоцена и миоцена. Тем не менее современные палинологические данные из стратотипа свиты сушественным образом меняют предыдущие оценки возраста отложений (Кузьмина и др., 2023). Так, в нижней пачке "шоколадных" глин были выявлены, с одной стороны, диноцистовый комплекс с видами Ar. diktyoplokum, C. funiculatum и Gl. semitecta, исчезающими вблизи границы эоцена-олигоцена, а с другой — спорово-пыльцевой комплекс Pinuspollenites-Inaperturopollenites-Sciadopityspollenites без участия раннеолигоценовых видов-индексов Aglaoreidia cyclops и Boehlensipollis hohli, что свидетельствует о терминально-эоценовом возрасте нижней пачки куршской свиты. Установленные в нижней и средней частях пачки коричневых песков спорово-пыльцевые комплексы Sequoiapollenites–Betulaepollenites betuloides и Boehlensipollis hohli-Carpinipites carpinoides указывают на раннеолигоценовый возраст отложений. Наконец, спорово-пыльцевой комплекс Alnipollenites-Corylopollis говорит в пользу позднеолигоценового и, с определенной долей сомнения, раннемиоценового возраста верхней части коричневых песков. Более того, новые датировки пальвеской и куршской свит указывают на отсутствие перерыва в осадконакоплении между этими толщами.

Подытоживая обсуждение проблем стратиграфического расчленения и обоснованного датирования палеогеновых отложений, развитых в пределах Калининградской области, необходимо отметить, что основные усилия последующих исследований в регионе должны быть сфокусированы прежде всего на комплексном детальном изучении палеоценовых, нижне- и среднезоценовых толщ. При этом следует принимать во внимание, что для чистоозерской, заостровской, самбийской и алкской свит в настоящий момент времени утеряны керны стратотипических скважин, а для любавской свиты — ее гипостратотипа, что крайне усложняет задачи будущих изысканий. Очевидно, что без возобновления бурения новых палеогеновых скважин в Калининградской области и установления гипостратотипов пяти нижних свит решение проблемы возраста и взаимоотношений местных стратиграфических подразделений будет невозможным.

Источники финансирования. Настоящая работа выполнена в рамках темы государственного задания Геологического института РАН.

Благодарности. Автор благодарна рецензентам А.Ю. Гладенкову (ГИН РАН), Ю.Б. Гладенкову (ГИН РАН), С.В. Попову (ПИН РАН), Е.А. Щербининой (ГИН РАН), а также Э.М. Бугровой (ВСЕГЕИ) за внимательное прочтение работы и ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Запорожец Н.И. Палинологическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений запада Самбийского полуострова (Калининградская область). Статья 1 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008а. Т. 16. № 3. С. 75–96.

Александрова Г.Н., Запорожец Н.И. Палинологическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений запада Самбийского полуострова (Калининградская область). Статья 2 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008б. Т. 16. № 5. С. 75–86.

Балтакис В.И. Осадочные формации и литологические комплексы палеогена и неогена Южной Прибалтики // Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Труды Ин-та геологии АН ЛитССР. 1966. Вып. 3. С. 277–323.

Балтакис В.И. Стратиграфия и литостратиграфическая корреляция палеогеновых отложений Самбии // Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Ред. Григялис А.А. Вильнюс: Минтис, 1970. С. 325–340.

Бугрова Э.М. Глава 4. Зональные подразделения по фораминиферам // Практическое руководство по микрофауне. Т. 8. Фораминиферы кайнозоя. СПб.: Издво ВСЕГЕИ, 2005. С. 46–77.

Буданцев Л.И., Свешникова И.Н. Третичная флора Калининградского полуострова. Часть IV // Труды Ботанического ин-та АН СССР. 1964. Сер. 8. Палеоботаника. № 5. С. 83–112.

Веножинскене А.И. Палинологические комплексы палеогена Южной Прибалтики // Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР, 1960. Т. 12. С. 41–47.

Вербицкий В.Р., Кириков В.П., Богданов Ю.Б. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Лист N-34 (Калининград). Карта дочетвертичных отложений. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011.

Геологические и биотические события позднего эоцена-раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Часть І. Региональная геология верхнего эоцена и нижнего олигоцена. Отв. ред. Крашенинников В.А., Ахметьев М.А. М.: ГЕОС, 1996. 314 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 489).

Григялис А.А. Кайнозойская группа // Геология республик Советской Прибалтики. Ред. Григялис А.А. Ленинград: Недра, 1982. С. 159–164.

Григялис А.А., Каплан А.А. Новое в стратиграфии и корреляции палеогеновых отложений юго-западной Прибалтики // Новейшие результаты исследований по геологии Литовской ССР. Вильнюс: Минтис, 1975. С. 26–28.

Григялис А.А., Балтакис В.В., Катинас В. Стратиграфия палеогеновых отложений Прибалтики // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 107–116. *Григялис А.А., Балтакис В.В., Катинас В.* Литовская впадина // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. Ред. Гроссгейм В.А., Коробков И.А. М.: Недра, 1975. С. 154–160.

Григялис А.А., Бурлак А.Ф., Зосимович В.Ю., Иваник М.М., Краева Е.Я., Люльева С.А., Стотланд А.Б. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии палеогеновых отложений запада европейской части СССР // Сов. геология. 1988. № 12. С. 41–54.

Далинкявичюс И.А. Третичные отложения Южной Прибалтики // Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Научн. сообщ. Ин-та геологии и географии АН ЛитССР. 1960. Т. 12. С. 9–17.

Егоров Г.И. Первая находка верхнеэоценовых фораминифер в Прибалтике // Бюлл. Научно-техн. информации МГиОН СССР. 1957. Т. 9. № 4. С. 6–7.

Жарков М.П., Гликман Л.С., Каплан А.А., Краснов С.Г., Стрельникова Н.И. О возрасте палеогена Калининградской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 132–135.

Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А. Стратиграфия Калининградской области. Калининград: Министерство природных ресурсов России, Департамент природных ресурсов по Северо-Западному региону, 2001. 226 с.

Зосимович В.Ю. Граница олигоцена и миоцена в бореальной провинции Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. 1991. № 3. С. 89–98.

Каплан А.А., Григялис А.А., Стрельникова Н.И., Гликман Л.С. Стратиграфия палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.

Катинас В.И. Фациальное строение янтареносной толщи Южной Прибалтики и условия ее образования // Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики. Труды Ин-та геологии АН ЛитССР. 1966. Вып. 3. С. 243–257.

Краева Е.Я., Зернецкий Б.Ф. Палеонтологический справочник. Том 3. Фораминиферы палеогена Украины. Киев: Наукова Думка, 1969. 197 с.

Краснов С.Г. Геология и янтареносность палеогена Калининградской области. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Ленинград, 1977. 25 с.

Ксёнжкевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. Москва: Недра, 1968. 310 с.

Кузьмина О.Б., Яковлева А. И. Новые данные о спорово-пыльцевой характеристике верхнеэоценовых отложений Самбийского полуострова, Калининградская область // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 3. С. 99–115.

Кузьмина О.Б., Яковлева А.И., Мычко Э. В. Об уточнении возраста стратотипа верхнепалеогеновой куршской свиты (Калининградская область) по палинологическим данным // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 140–160.

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024

Лукашина Н.П. Моря Южной Прибалтики в палеогене (по данным изучения фораминифер) // Океанология. 2010. Т. 50. № 3. С. 417–428.

Лукьянова Н.В., Богданов Ю.Б., Васильева О.В., Варгин Г.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Сер. Центрально-Европейская. Лист N-(34) — Калининград. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 226 с.

Мычко Э.В., Попов С.В., Коромыслова А.В., Гончарова И.А., Березовский А.А., Сладковская М.Г., Яковлева А.И., Калякин Е.А., Дорохова Е.В. "Земля Кранта" эоцена Самбийского полуострова (Калининградская область): ориктокомплекс ископаемых и условия его формирования // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2021. Т. 96. Вып. 1. 65 с.

Орешкина Т.В. Диатомовые водоросли и силикофлагеллаты раннего эоцена Преддонецкой моноклинали (Русская плита): биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 3. С. 101–116.

Покровская И.М., Зауэр В.В. Эоценовые и нижнеолигоценовые спорово-пыльцевые комплексы Прибалтики // Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Ред. Покровская И.М., Стельмак Н.К. Труды ВСЕГЕИ. 1960. Т. 30. С. 70–81.

Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, 1976. Отв. ред. Григялис А.А. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1978. 86 с.

Стрельникова Н.И., Каплан А.А., Травина М.А. Палеогеновые диатомеи, силикофлагеллаты и эмбриидеи Калининградской области // Морская микропалеонтология (диатомеи, радиолярии, силикофлагеллаты, фораминиферы и известковый наннопланктон). М.: Наука, 1978. С. 57–66.

Харин Г.С., Лукашина Н.П. Условия образования и корреляция янтареносной прусской свиты (верхний эоцен, Калининградская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 2. С. 93–99.

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

Beyrich E. Zur Kenntnis des tertiaren Bodens der Mark Brandenburg. Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde. 1848. № 22. P. 246–254.

Eisenack A. Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Überlieferer tertiären Planktons // Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1938. № 70 (2). P. 181–188.

Eisenack A. Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen // Palaeontographica. Abteilung A. 1954. № 105 (3–6). P. 49–95.

Göppert H.R., Berendt G.C. Der Bernstein und die in ihm befindlichen Pflanzenreste der Vorwelt. Berlin, 1845. 126 p.

Grigelis A.A. Lithostratigraphic subdivision of the Cretaceous and Palaeogene in Lithuania // Geologija. 1996. N° 20. P. 45–55.

Heer von O. Miocene Baltische Flora // Beiträge zur Naturkunde Preussens. Königlichen physikalisch-öconomischen Gesellschaft zu Königsberg. Königsberg, 1869. 104 p.

Heilmann-Clausen C. Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark // Danmarks Geologiske Undersogelse. Ser. A. 1985. № 7. 69 p.

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

Heilmann-Clausen C., Van Simaeys S. Dinoflagellate cysts from the Middle Eocene to ?lowermost Oligocene succession in the Kysing Research borehole, central Danish Basin // Palynology. 2005. V. 29. P. 143–204.

Iakovleva A.I., Aleksandrova G.N., Mychko E.V. Late Eocene (Priabonian) dinoflagellate cysts from Primorsky quarry, southeast Baltic coast, Kaliningrad Oblast, Russia // Palynology. 2021. https://doi.org/10.1080/01916122 .2021.1980743

Jentzsch A. Beiträge zur Kenntnis der Bernsteinformation // Schrift. Königl. Phys. Ökonom. Ges. Königsberg. 1876. H. 17. P. 101–108.

Jentzsch A. Das Alter der samländischen Braunkohlenformation und der Senftenberger Tertiärflora // Jahrbuch der Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin. 1908. J. 29. H. 1. P. 58–61.

Kasiński J., Kramarska R., Słodkowska B., Sivkov V., Piwocki M. Paleocene and Eocene deposits on the eastern margin of the Gulf Gdansk (Yantarny P-1 borehole, Kalinigrad Region, Russia) // Geological Quarterly. 2020. V. 64. № 1. P. 29–53.

Koenen A. von. Revision der Mollusken-Fauna des Samlandischen Tertiars // Abhandlungen zur Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. 1894. Bd. X. H. 6. P. 1366–1392.

Kosmowska-Ceranowisz B., Kohlman-Adamska A., Grabowska I. Erste Ergebnisse zur Lithologie und Palynologie der bernsteinführenden Sedimente im Tagebau Primorskoje // Sondernheft Metalla. 1997. № 66. P. 5–17.

Köthe A. A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin // Newslett. Stratigr. 2012. V. 45. № 3. P. 189–220.

Linstow O. Die Verbreitung der tertiären und diluvialen Meere in Detschland // Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt. Neue Folge. 1922. Heft 87.

Malinowska L., Piwocki M. (red.) Budowa geologiczna Polski // Atlas skamienialosci przewodnich i charakterystycznych. T. III. Paleogen. Warzawa, 1996. 483 p. *Mayer K.* Faunula des marinen Sandsteines von Kleinkubren bei Königsberg // Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gessellschaft in Zürich. 1861. H. 6. P. 1–109.

Noetling F. Die Fauna des Samländischen Tertiärs. Teil I (Gastropoda, Pelecypoda, Bryozoa, Geologischer Teil) // Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. 1885. H. 6 (3). P. 1–216.

Noetling F. Die Fauna des Samländischen Tertiärs. Teil II (Gastropoda, Pelecypoda, Bryozoa, Geologischer Teil) // Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. 1888. H. 6 (4). P. 1–109. *Paškevičius J.* The geology of the Baltic Republics. Vilnius: Vilnius University & Geol. Surv. Lithuania, 1997. 387 p.

Powell A.J. A stratigraphic index of Dinoflagellate cysts. Brit. Micropaleontol. Soc. Publ. Ser., 1992, 290 p.

Schweigger A.F. Beobachtungen auf naturhistorischen Reisen. Berlin, 1819. 130 p.

Speijer R.P., Pälike H., Hollis S.J., Hooker J.J., Ogg J.G. The Paleogene Period // Geologic Time Scale 2020. Eds.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam: Elsevier B.V., 2020. P. 1087–1140.

Standke G. Die Tertiärprofile der samländischen Bernsteinküste bei Rauschen // Schriftenreihe fur Geowissenschaften. 1998. № 7. P. 93–133.

Thomas K. Die Bernsteinformation des Samlandes // Preußische Provinzial-Blätter. 1847. Bd. 3. P. 241–245.

Tornquist A. Geologie Ostpreussen. Königsberg, 1910. 231 p.

Zaddach G. Über die Bernstein- und Braunkohlenlager des Samlandes // Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg in Pr. 1860. Jg. 1. P. 1–44.

Zaddach G. Das Tertiärgebirge des Samlandes // Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg in Pr. 1868. J. 8. P. 85–197.

Рецензенты А.Ю. Гладенков, Ю.Б. Гладенков, С.В. Попов, Е.А. Щербинина

Regional Paleogene Stratigraphic Scheme of Kaliningrad Oblast: State of the Art, Problems and Perspectives for Improvement

A. I. Iakovleva

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation e-mail: alina.iakovleva@gmail.com

The article discusses the current state of knowledge of the Paleogene stratigraphy of the Kaliningrad Oblast, discusses the age of local stratigraphic units and the volume of possible breaks in sedimentation, and sets trends for future regional studies of the Paleogene. The Paleocene Chistoozerskaya and Lubava formations both probably correspond to the Danian–Selandian by the foraminifer data, but their relationship is not definitely clear. The Zaostrovskaya Formation is suggested to be corresponding to the upper Thanetian, but its paleontological characteristics are very poor. The Sambian Formation corresponds to the Ypresian by foraminifers, but its exact stratigraphical interval is still not clear enough. The Alka Formation is presumably dated by the late Lutetian–early Bartonian. An updated after dinocyst study age of the Palvé Formation falls to the latest Priabonian. The Kurshskaya Formation corresponds to the uppermost Eocene– Oligocene–?lower Miocene. The problem of the presence and duration of hiatuses between formations remains relevant.

Keywords: Paleogene, formations, stratigraphy, Kaliningrad Oblast

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 31, 2023

DOI: 10.31857/S0869592X24010075, EDN: CRWJSO

	N⁰	Стр.
М.П. Антипов, В.А. Быкадоров, Ю.А. Волож, С.В. Наугольных, И.С. Патина, Ю.А. Писаренко, И.С. Постникова	2	40-58
Стратиграфия и сейсмостратиграфия пермской эвапоритовой формации солеродной провинции Каспийского региона: проблемы и решения		
Ю.С. Бискэ	5	79–97
Три генерации бассейнов раннего Туркестанского океана: эдиакарий—силур Южного и Срединного Тянь-Шаня		
Н.Ю. Брагин	1	85-103
Важнейшие события геологической истории острова Кипр в позднемеловую эпоху		
Л.Г. Брагина, Н.Ю. Брагин	4	103-117
Радиолярии сеномана и зональная стратиграфия в разрезе горы Сель-Бухра, Республика Крым		
Э.М. Бугрова	4	118-129
Фораминиферы и стратиграфия палеогена подводного хребта Ломоносова, Северный Ледовитый океан		
Н.Г. Воробьева, П.Ю. Петров	2	22-39
Микрофоссилии и обстановки седиментации жербинского бассейна: верхний венд Патомского нагорья Сибири		
Н.Г. Воробьева, П.Ю. Петров	5	63-78
Среднеуринская ассоциация органостенных микрофоссилий: нижний венд Патомского бассейна Сибири		
А.Б. Герман, С.В. Щепетов	3	56-83
Позднеальбская—раннетуронская гребенкинская флора Северной Пацифики: систематический состав, возраст, распространение		
Ю.Б. Гладенков, А.С. Тесаков	5	140-144
О современной структуре четвертичной геологической системы		
Е.Н. Горожанина, В.М. Горожанин, Т.Н. Исакова, Т.В. Филимонова	3	32-55
Литофациальные особенности и биономическая специфика комплексов ископаемых остатков нижнепермских отложений Юрюзано-Айской впадины Южного Урала (на примере разреза Мечетлино)		
Б.А. Зайцев, А.П. Ипполитов	4	3-60
Раннеюрские (синемюрские) аммоноидеи из глыб Греческого карьера, Центральный Крым		
Т.С. Зайцева, О.Ф. Кузьменкова, А.Б. Кузнецов, В.П. Ковач, Б.М. Гороховский, Ю.В. Плоткина, Е.В. Адамская, А.Г. Лапцевич	5	42-62
U–Th–Pb возраст детритового циркона из рифейских песчаников Волыно-Оршанского палеопрогиба, Беларусь		

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 31, 2023

	Nº	Стр.
М.С. Карпук	2	101-120
Новые данные по планктонным фораминиферам и остракодам из баррем(?)-аптских отложений Восточного Крыма: стратиграфия и палеоэкология		
Ю.В. Карякин, Г.Н. Александрова	1	27-51
Раннеюрский платобазальтовый вулканизм архипелага Земля Франца-Иосифа: геологические и палиностратиграфические данные		
Д.Н. Киселев, М.А. Рогов	2	82-100
Новые данные о строении терминальной части волжского яруса верхней юры в опорном разрезе у деревни Васильевское, Ярославская область		
В.П. Ковач, Е.В. Адамская, А.Б. Котов, В.И. Березкин, В.Ф. Тимофеев, Н.В. Попов, Ю.В. Плоткина, Т.М. Сковитина, А.М. Федосеенко, Н.Ю. Загорная, Б.М. Гороховский	5	27-41
Источники палеопротерозойских терригенных пород Нижнеханинской грабен- синклинали западной части Алданского щита по данным U–Th–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-изотопных исследований: к вопросу о корреляции отложений удоканского комплекса		
О.Б. Кузьмина, А.И. Яковлева	3	99-115
Новые данные о спорово-пыльцевой характеристике верхнеэоценовых отложений Самбийского полуострова, Калининградская область		
О.Б. Кузьмина, А.И. Яковлева, Э.В. Мычко	6	140-160
Возраст и условия формирования стратотипа верхнепалеогеновой—нижненеогеновой куршской свиты (Калининградская область) по палинологическим данным		
О.Ф. Кузьменкова, А.Г. Лапцевич, М.В. Стифеева, А.А. Носова, Г.Д. Стрельцова, Г.Д. Волкова, Д.П. Плакс, А.В. Поспелов	6	51-71
Раннефаменский трахиандезитовый магматизм Припятского палеорифта, Восточно-Европейская платформа: U–Pb возраст и петрология		
А.Б. Кузьмичев, А.А. Стороженко, М.К. Данукалова, В.Б. Хубанов, А.С. Дубенский Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне	6	3-19
Н.К. Лебедева	3	84-98
Таксономическое разнообразие сеноман-туронских диноцист (Dinoflagellate cysts) Северного полушария: некоторые аспекты палеобиогеографии и палеоклиматологии		
О.А. Лутиков, Г. Арп	1	52-84
Таксономия и биостратиграфическое значение тоарских двустворчатых моллюсков рода Meleagrinella Whitfield, 1885		
О.А. Лутиков, Г. Арп	2	59-81
Бореальная биохронологическая шкала тоара по двустворчатым моллюскам рода Meleagrinella Whitfield, 1885		
А.В. Маслов, В.Н. Подковыров	2	3-21
Интенсивность химического выветривания в позднем докембрии: новые данные по стратотипу рифея (Южный Урал)		
<i>О.Р. Минина, Н.А. Доронина, А.В. Куриленко, Л.Н. Неберикутина, В.С. Ташлыков</i> Биостратиграфия девонско-нижнекаменноугольных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны (Южно-Муйский хребет, Западное Забайкалье)	1	3-26
В.В. Митта, Л.А. Глинских, В.В. Костылева, Б.Н. Шурыгин, О.С. Дзюба, Б.Л. Никитенко К дискуссии о корреляции разрезов байоса и бата в бассейне реки Ижма, европейский север России	1	104—117

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ том 32 № 1 2024

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТОМА 31, 2023

	N⁰	Стр.
Е.Д. Михайлова, А.Б. Тарасенко	5	116-139
Гемипелагические отложения эмса (джаусские слои, нижний девон) на западе Зеравшанского хребта, Китабский геологический парк, Узбекистан		
М.Г. Моисеева, А.Б. Герман, А.Б. Соколова	3	116-120
Состав и возраст аянкинской флоры (поздний мел, сантон–кампан) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: ответ на критику		
Д.П. Плакс, А.Б. Кузнецов, А.А. Гаврилова, А.М. Кульков Опорные разрезы, ископаемая ихтиофауна и Sr-изотопная характеристика отложений нижнего франа Латвийской седловины и Оршанской впадины, Беларусь	6	20-50
П.А. Прошина, И.П. Рябов	6	72-91
Биостратиграфия верхнего кампана—маастрихта разреза Бешкош (Юго-Западный Крым) по фораминиферам		
Ю.Н. Смирнова, А.В. Куриленко, В.Б. Хубанов	5	98-115
Состав и возраст пород областей сноса для нижне-среднекембрийских (?) терригенных отложений ерниченской толщи Аргунского массива, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса		
Я.И. Трихунков, А.С. Тесаков, Д.М. Бачманов, Е.В. Сыромятникова, А.В. Латышев, С.А. Буланов, А.Ж. Азельханов, Е.С. Суйекпаев	6	92-112
Стратиграфия кайнозойских отложений и история новейшего этапа геологического развития Зайсанской впадины (Восточный Казахстан)		
А.А. Цыганков, В.Б. Хубанов, Г.Н. Бурмакина, М.Д. Буянтуев	5	3-26
Периодичность эндогенных событий Западного Забайкалья и Северной Монголии (восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса) по данным U–Pb датирования зерен детритового циркона из современных речных осадков		
Х. Челик, В.Г. Трифонов, А.С. Тесаков, С.А. Соколов, П.Д. Фролов, А.Н. Симакова, Е.А. Шалаева, Е.В. Беляева, А.А. Якимова, Е.А. Зеленин, А.В. Латышев, Д.М. Бачманов	6	161-182
Позднеплиоценовая дельта гильбертового типа и раннеплейстоценовая перестройка системы речного стока в Эрзурумской впадине, Северо-Восточная Турция		
Е.С. Шамонин, В.Г. Князев, О.С. Дзюба	4	61-86
Слои с Catacadoceras barnstoni и проблема разграничения среднего и верхнего подъярусов батского яруса на севере Сибири		
Г.Ю. Шардакова, Е.Н. Волчек, В.С. Червяковский, М.В. Червяковская, В.В. Холоднов	3	3-31
Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория		
Т.С. Шелехова, Н.Б. Лаврова, Ю.С. Тихонова, Д.С. Толстобров, А.А. Вашков	4	130-146
Палеогеография и природная среда Карельского побережья Белого моря в голоцене по данным изучения озерных осадков в районе устья реки Кереть		
С.В. Щепетов, А.Б. Герман	4	87-102
Фитостратиграфическая шкала неморского мела Северо-Востока Азии: попытка создания и результаты		
А.А. Щетников, А.Ю. Казанский, М.А. Ербаева, Г.Г. Матасова, В.В. Иванова, И.А. Филинов, Ф.И. Хензыхенова, О.Д-Ц. Намзалова, И.О. Нечаев	6	113–139
Строение и условия формирования верхнекайнозойских отложений опорного разреза Улан-Жалга, Западное Забайкалье		

Российская академия наук

СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Том 32 № 2 2024 Январь-Февраль

Основан в 1993 г. академиком Б.С. Соколовым

Выходит 6 раз в год ISSN: 0869-592X Журнал издается под руководством Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор А.Б. Герман

Члены редакционной коллегии:

А.С. Алексеев, Е.Ю. Барабошкин, М.Е. Былинская (ответственный секретарь), В.С. Вишневская, Ю.Б. Гладенков, В.А. Захаров, Ю.Д. Захаров, А.Б. Котов, А.Б. Кузнецов, Н.Б. Кузнецов, Ю.А. Лаврушин, М.Г. Леонов, Т.Б. Леонова, А.В. Лопатин, А.К. Маркова, Дж. Мадхавараджу, С.В. Наугольных, М.А. Рогов (заместитель главного редактора), А.Ю. Розанов, Н.В. Сенников, Р.Э. Спайсер, А.С. Тесаков, Т.Ю. Толмачева, М.А. Федонкин (заместитель главного редактора), Е.А. Языкова

Зав. редакцией А.И. Мещерская

Адрес редакции: 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН e-mail: alla-mesherskaya@yandex.ru

Москва ФГБУ «Издательство «Наука»

[©] Российская академия наук, 2024

[©] Редколлегия журнала "Стратиграфия. Геологическая корреляция" (составитель), 2024

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ №ФС77-80521 от 23 марта 2021 г., выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор)

Подписано к печати	г. Дата выхода в свет	г. Формат 60 × 88 ¹ / ₈ Усл. печ. л. Учизд	ц. л.					
	Тираж экз. Зак.	Цена свободная						
Учредитель: Российская академия наук								
Издате. Испол 16+	ль: Российская академия наук нитель по контракту № 4У-ЕГ 121099, г. Москва, Шуб Отпечатано в ФГБУ 121099, г. Москва, Шуб	«, 119991 Москва, Ленинский просп., 14 П-039-24: ФГБУ «Издательство «Наука» Ибинский пер., д. 6, стр. 1. «Издательство «Наука» убинский пер., д. 6, стр. 1						