

ISSN 0869-592X

Том 31, Номер 3

Май - Июнь 2023



СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ



www.sciencejournals.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Том 31, номер 3, 2023

Гранитный массив Водораздельный (Приполярный Урал) и проблемы корреляции доордовикских гранитоидов и вулканитов северной части Ляпинского антиклинория <i>Г. Ю. Шардакова, Е. Н. Волчек, В. С. Червяковский, М. В. Червяковская, В. В. Холоднов</i>	3
Литофациальные особенности и биономическая специфика комплексов ископаемых остатков нижнепермских отложений Юрюзано-Айской впадины Южного Урала (на примере разреза Мечетлино) <i>Е. Н. Горожанина, В. М. Горожанин, Т. Н. Исакова, Т. В. Филимонова</i>	32
Позднеальбская–раннетуронская гребенкинская флора Северной Пацифики: систематический состав, возраст, распространение <i>А. Б. Герман, С. В. Щенетов</i>	56
Таксономическое разнообразие сеноман-туронских диноцист (Dinoflagellate cysts) Северного полушария: некоторые аспекты палеобиогеографии и палеоклиматологии <i>Н. К. Лебедева</i>	84
Новые данные о спорово-пыльцевой характеристике верхнеэоценовых отложений Самбийского полуострова, Калининградская область <i>О. Б. Кузьмина, А. И. Яковлева</i>	99

ДИСКУССИИ

Состав и возраст аянкинской флоры (поздний мел, сантон–кампан) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: ответ на критику <i>М. Г. Моисеева, А. Б. Герман, А. Б. Соколова</i>	116
---	-----

CONTENTS

Vol. 31, No. 3, 2023

- Vodorazdelny Granite Massif (Subpolar Urals) and Correlation Problems of the Pre-Ordovician Granitoids and Volcanic Rocks from the Northern Part of the Lyapinsky Anticlinorium
G. Yu. Shardakova, E. N. Volchek, V. S. Chervyakovskiy, M. V. Chervyakovskaya, and V. V. Kholodnov 3
- Lithofacies Peculiarities and Bionomic Specification of the Fossil Remnants Complexes of the Lower Permian in the Yuryuzan-Ai Depression in the Southern Urals (on the Example of the Mechetlino Section)
E. N. Gorozhanina, V. M. Gorozhanin, T. N. Isakova, and T. V. Filimonova 32
- Late Albian–Early Turonian Grebenka Flora of the North Pacific: Systematic Composition, Age, Distribution
A. B. Herman and S. V. Shczepetov 56
- Taxonomical Diversity of Cenomanian-Turonian Dinocyst in the Northern Hemisphere: Some Aspects of Paleobiogeography and Paleoclimatology
N. K. Lebedeva 84
- New Spore and Pollen Data from the Upper Eocene Deposits of the Sambian Peninsula, Kaliningrad Oblast
O. B. Kuzmina and A. I. Iakovleva 99
-
-

DISCUSSIONS

- Composition and Age of the Ayanka Flora (Late Cretaceous, Santonian-Campanian) of the Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt: Response to the Criticism
M. G. Moiseeva, A. B. Herman, and A. B. Sokolova 116
-
-

УДК 550.42+551.2.03 (470.5)

ГРАНИТНЫЙ МАССИВ ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДООРДОВИКСКИХ ГРАНИТОИДОВ И ВУЛКАНИТОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛЯПИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

© 2023 г. Г. Ю. Шардакова¹ *, Е. Н. Волчек¹,
В. С. Червяковский¹, М. В. Червяковская¹, В. В. Холоднов¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

*e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Поступила в редакцию 16.07.2022 г.

После доработки 04.08.2022 г.

Принята к публикации 19.10.2022 г.

Петрогеохимические особенности гранитов массива Водораздельный (Приполярный Урал, Ляпинский антиклинорий) свидетельствуют о том, что эти породы близки к I-гранитам и являются над-субдукционными образованиями. Соотношения ключевых элементов (Rb, Ba, Th, Sr, Y, Nb) позволяют предполагать, что в генерации гранитов могли участвовать базиты плавящегося слэба и флюид, отделившийся при их дегидратации. Определен U–Pb возраст главной популяции магматогенных цирконов, 593 ± 4 млн лет, что отвечает венду (эдиакарию). Он совпадает с возрастом гранитов близлежащего Вангырского массива (598 ± 5 млн лет), а также с возрастом ядер цирконов из гранитов Кожимского массива, расположенного севернее. Величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -2 до 0 в магматогенных цирконах с возрастом, отвечающим возрасту гранитов массива Водораздельный, указывают на гетерогенный источник расплавов. В цирконах из этих гранитов также присутствуют древние ядра с U–Pb возрастом от 2200 до 700 млн лет, для них величины $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ от $+0.8$ до $+13$ свидетельствуют о наличии в субстрате коровой компоненты (вещество фундамента древней платформы). Петрогеохимические и изотопно-геохронологические параметры гранитов (и цирконов из них) не подтверждают правомерность отнесения пород массива Водораздельный (и его аналогов Вангырского и Кожимского массивов) к кембрийскому сальнерско-маньхамбовскому комплексу и указывают на возможность выделения при геологической съемке самостоятельного комплекса (вендского?) с возрастом около 598 млн лет. Наличие в Ляпинском антиклинории нескольких этапов гранитообразования (средний рифей–венд–кембрий), сопряженного метаморфизма и сложный состав древних метаморфических толщ, сосредоточенных в фундаменте этой структуры, обуславливают варьирующие изотопные параметры, характеризующие гетерогенность источника расплавов, с одной стороны, и конвергентность ряда геохимических признаков, с другой.

Ключевые слова: Приполярный Урал, венд, граниты, цирконы, изотопия, аккреция, субдукция, плюм
DOI: 10.31857/S0869592X23030079, EDN: KFPTPN

Памяти С.Г. Червяковского посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Петрогеохимические особенности и изотопно-геохронологические параметры гранитоидов, являющихся важной составляющей верхней части земной коры, позволяют корректировать представления о глубинной геодинамике магматических процессов. Анализ литературных и фондовых данных показывает, что и в настоящее время в мире имеются малоизученные объекты, для типизации которых данных еще недостаточно (Соболева, 2001; Пыстин, Пыстина, 2011; Пучков, 2018; Холоднов и др., 2022 и мн. др.). Таких “белых пятен” особенно много в секторах, имеющих сложное строение, например в аккреционных зонах, в которых скуче-

ны блоки разного состава и происхождения. Примерами аккреционных структур являются блоки, расположенные западнее зоны Главного Уральского разлома, – Большеземельская зона (Приполярный Урал), а также ряд более южных блоков (рис. 1б). В них широко развиты кембрийско-палеозойские осадочные образования, а фундамент представлен вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами, встречаются интрузии ультрабазитов (редко), габброидов и гранитоидов.

Доордовикские комплексы, входящие в структуры современного Уральского орогена и его западного обрамления, принято именовать проторуалидами или доуралидами (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2007). Они обнажаются в Центральном-Уральском поднятии, формируя субмеридиональную полосу длиной не менее 2000 км. Северной ее

Рис. 1. Позиция объектов исследования в структурах Урала и его обрамления.

(а) Положение Уральского складчатого сооружения на карте России.

(б) Тектоническая схема Урала и его обрамления, с расположением объектов исследования, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2007), с дополнениями. Зоны разломов: ПИЧ – Припечоро-Ильич-Чикшинская зона, ГУР – Главный Уральский разлом. Структуры и мегазоны: I – Восточно-Европейская платформа; II, III – Тиманский мегаблок: II – Тиманская и III – Ижемская зоны; IV, V – Печорский мегаблок: IV – Печорская и V – Большеземельская зоны; VI, VII – Восточно-Уральская мегазона: VI – Тагильская и Магнитогорская зоны нерасчлененные), VII – зона Восточно-Уральского поднятия; VIII – Западно-Сибирская платформа. Блоки с древним фундаментом, в пределах которых развиты магматические породы рифей-венд-кембрийского возраста (с севера на юг): ЛА – Ляпинский антиклинорий; ИА – Ишеримский антиклинорий; ККА – Кваркушско-Каменногорский антиклинорий; УБ – Уфалейский блок; БМА – Башкирский мегаантиклинорий; УТ – зона поднятия Уралтау; ЛС – Лушниковская структура. Рамкой обведены Ляпинский антиклинорий, Кожимский (север) и Маньхамбовский (юг) блоки.

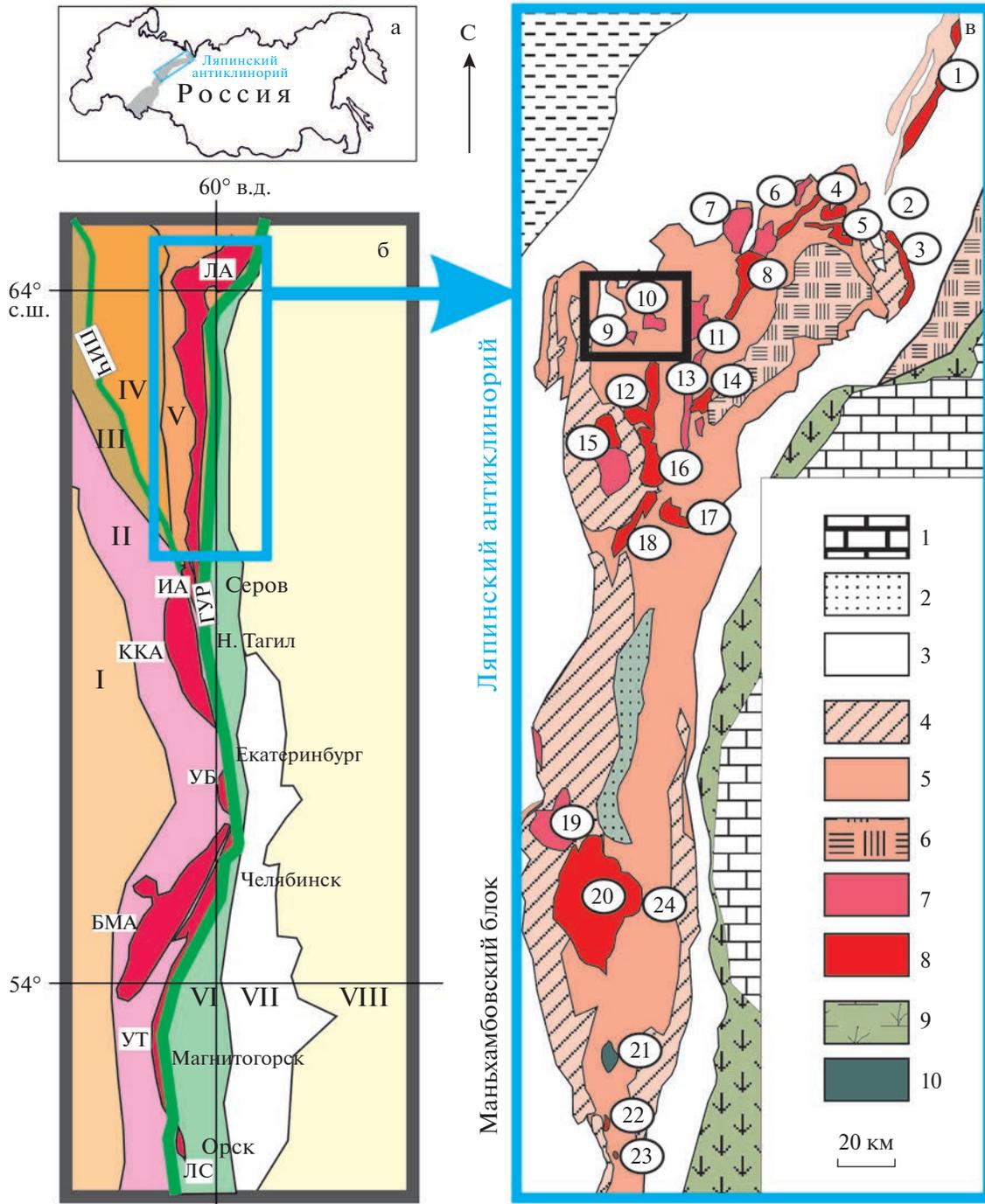
(в) Геологическая схема Ляпинского антиклинория, по (Пучков, 2000; Кузнецов и др., 2007; Душин и др., 2017). 1 – мезозойско-кайнозойские комплексы чехла Западно-Сибирской плиты; 2 – пермо-триасовые комплексы чехла Восточно-Европейской платформы и тиманид; 3–8 – позднекембрийско-палеозойские комплексы (доуралиды и уралиды) Западно-Уральской мегазоны: 3 – ордовикско-позднепалеозойские комплексы (уралиды); 4–8 – позднекембрийско-кембрийские комплексы (доуралиды): 4 – вулканогенно-осадочные комплексы (саблгорская свита и ее аналоги), 5 – метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, 6 – гнейсово-амфиболитовые и гнейсово-мигматитовые комплексы, 7 – гранитоиды I-типа, 8 – гранитоиды А-типа; 9 – палеозойские вулканогенно-осадочные и офиолитовые комплексы Восточно-Уральской мегазоны; 10 – габброиды. Цифрами в кружках показаны гранитные массивы. Кожимский блок: 1 – Лемвинский; 2 – Яротский и Бадьяуский; 3 – Тынаготский; 4 – Хаталамба-Лапчинский; 5 – Кожимский; 6 – Лапчавожский; 7 – Малдинский; 8 – Народинский; 9 – Водораздельный; 10 – Вангырский; 11 – Парнукский, Маньхобейский, Городковский; 12 – Неройско-Патокский; 13 – Сальнерский; 14 – Няргинский; 15 – Малопатокский; 16 – Тынаготский, Кефталыкский; 17 – Хартесский; 18 – Кулемшорский. Маньхамбовский блок: 19 – Илья-Из; 20 – Маньхамбо; 21 – Сотчемельский (габбровский); 22 – Торрепоре-Из; 23 – Ыджидляга; 24 – Сысинский (вне масштаба). Черной рамкой показана позиция исследуемых гранитоидов.

(г) Геологическая карта района массивов Водораздельный (I) и Вангырский (II), по (Душин и др., 2017), с упрощениями. 1 – пуйвинская свита (RF₂ pv): сланцы филлитовидные слюдяно-кварцевые, с маломощными линзами доломитов и кварцитов; 2 – хобеинская свита (RF₃ hb): кварциты, кварцитопесчаники, полосчатые алевросланцы, в нижней части – линзы доломитов; 3 – мороинская свита (RF₃ mg): сланцы филлитовидные, слюдяно-кварцевые, углеродистые, в нижней части содержат линзы доломитов и мраморов, микрофоссилии; 4 – базальтоиды мороинского комплекса (в составе свиты); 5 – лапопайская свита (V₂–€ lp): углеродистые сланцы с прослоями тиллитовидных конгломератов, горизонт олистостромов, полимиктовые конгломераты и гравелиты; 6 – арьяншорская толща (V₁): алевросланцы, алевролиты, песчаники, в верхней части – пестроцветные сланцы, линзы доломитов; 7 – обеизская свита (O₁ ob): нерасчлененная, содержит красноцветные кварцевые конгломераты, кварцитовидные песчаники, алевро-глинистые сланцы; 8 – четвертичные отложения; 9 – граниты и лейкограниты массивов Водораздельный (I) и Вангырский (II); 10 – разрывные нарушения: а – трассируемые, б – предполагаемые.

составляющей является Ляпинский антиклинорий, охватывающий Приполярно- и Североуральский сегменты Центрально-Уральского поднятия. Антиклинорий включает Маньхамбовский (юг) и Кожимский (север) блоки, которые разделены между собой поперечными крупными разрывными нарушениями и, по мнению ряда исследователей (Волчек, 2004; Холоднов и др., 2022), могли развиваться асинхронно. Магматические породы этой структуры подробно охарактеризованы в обширной литературе (Фишман, Голдин, 1963; Червяковский и др., 1992; Махлаев, 1996; Соболева, 2001, 2004; Удоратина и др., 2006; Udoratina et al., 2021; Кузнецов и др., 2007; Пыстин, Пыстина, 2008; Душин и др., 2009, 2012, 2017; Андреичев, 2010 и др.). В частности, показано, что здесь присутствуют доордовикские гранитоиды А-, I-, S-типа, при этом в ряде случаев граниты разного геохимического типа внедрялись почти синхронно. Они проявляют определенную “конвергентность” признаков, и некоторое разногласия вызывает установление геодинамического режима внедрения гранитоидов в интервале от 650 до 480 млн лет и, соответственно, отнесение их к тому или иному комплексу при геологическом картировании, то есть корреляция гранитоидов разных массивов.

В литературе приводятся различные модели доордовикской геодинамической эволюции структур Приполярного Урала и связанных с ними гранитоидов: рифтогенная, аккреционно-коллизонная, океаническая; подробно они рассмотрены в работах (Кузнецов и др., 2007; Кузнецов, 2009; Udoratina et al., 2021 и др.). В публикации других авторов приведена оригинальная точка зрения о том, что в южной части Ляпинского антиклинория (Маньхамбовский блок) в венде–кембрии имели место трансформные движения преимущественно дивергентного характера, инициированные несколькими импульсами плюмовой активности, и показана разная роль океанического и континентального компонентов в субстрате (Холоднов и др., 2022). Палеозойские граниты “уральского” этапа развития ниже не обсуждаются, это предмет для отдельного изучения.

Объект нашего исследования – граниты массива Водораздельный (Кожимский блок Ляпинского антиклинория) (рис. 1), ранее подробно не изученные и не датированные. Актуальной проблемой является определение их возраста, соотношений с вмещающим породами, правомерность отнесения к какому-либо из комплексов при геологическом картировании.



Ранее граниты массивов Водораздельного и близ расположенного Вангырского включались в состав палеозойского кожимского комплекса (Фишман, Голдин, 1963; Андреичев, 2010). Молодой возраст вангырских гранитов современными методами не подтвердился, и название исчезло с геологических карт (Иванов и др., 2013а, 2013б; Душин и др., 2017). На основании U–Pb возраста циркона (485 млн лет; Удоратина и др., 2020) в последних редакциях Го-

сударственной геологической карты 1 : 200000 (Иванов и др., 2013б) Кожимский, Вангырский и Водораздельный массивы отнесены к венд-нижнекембрийскому сальнерско-маньхамбовскому (II фаза) комплексу. Однако данные, приводимые в нашей статье, не подтверждают эту точку зрения.

Цель данного исследования – уточнение схемы корреляции и представлений о геодинамической обстановке внедрения гранитов Ляпинского

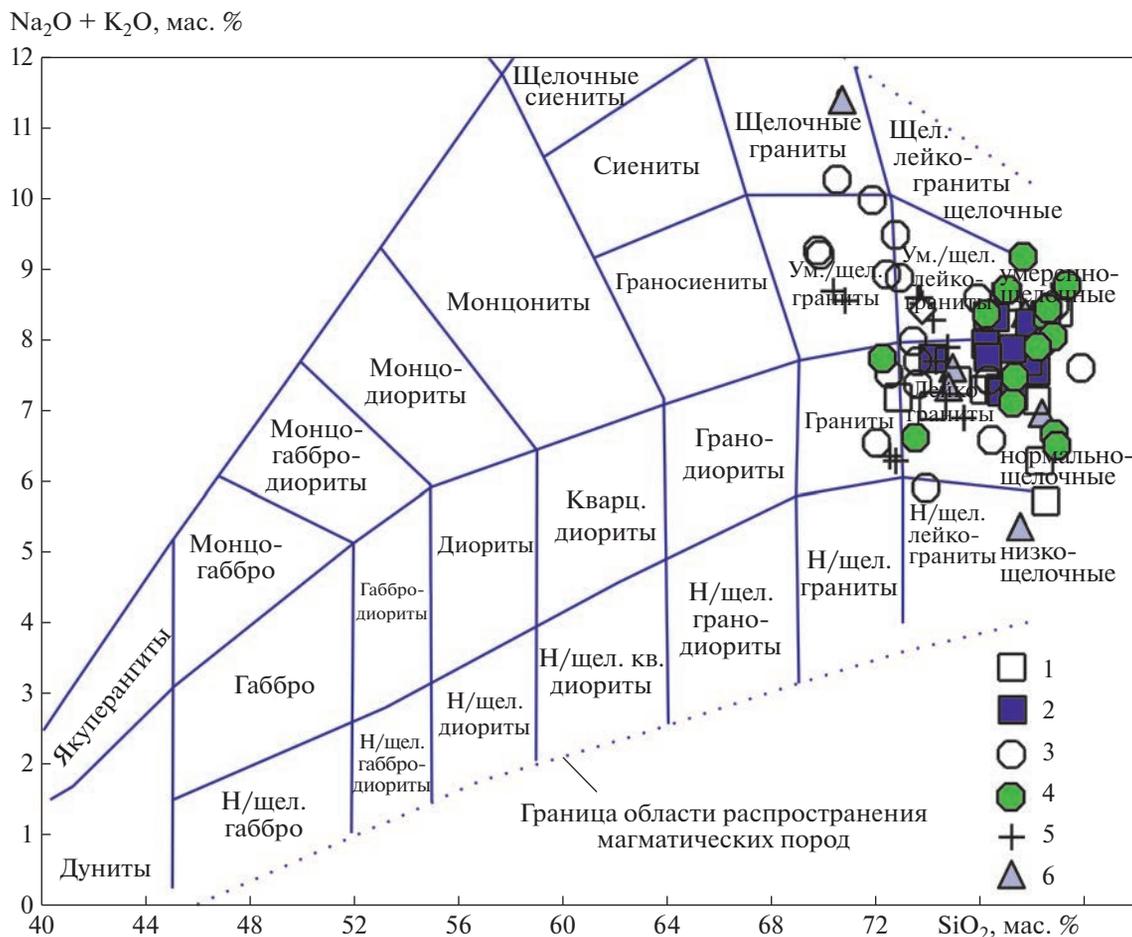


Рис. 2. TAS диаграмма для пород массива Водораздельный и его возможных аналогов, по (Шарпенко и др., 2013). Граниты из массивов: 1 – Вангырского, 2 – Кожимского, 3, 4 – Маньхамбовского (3 – I фаза, 4 – II фаза), 5 – Водораздельного; 6 – риолиты саблегорского комплекса.

антиклинория в венде–начале кембрия. Для этого проанализированы данные по петрогеохимии пород массива Водораздельный, особенностям химического состава цирконов из них, выделены популяции цирконов и определены их возраст и параметры их Lu–Hf системы. Результаты являются новыми, оригинальными, вносят вклад в представления о типизации и геодинамических режимах внедрения гранитов Ляпинского антиклинория в указанном возрастном интервале; могут быть использованы при геологическом картировании.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Массив Водораздельный расположен на водоразделе рек Вангыра и Надежд (правый приток р. Б. Паток), на западном склоне Приполярного Урала, в контурах Кожимского блока (рис. 1в, 1г). В плане этот массив имеет грушевидную форму, при длине около 4 км и максимальной шири-

не 2.5 км. Площадь выходов на поверхность около 7 кв. км. По оценкам Рудича (1967), уровень эрозионного среза составляет 400–500 м. Согласно геофизическим данным, массив является штоком, падающим на восток (60°–70°) и рвущим СВ крыло Безымянной синклинали. В 2 км к СВ от массива Водораздельный расположен Вангырский массив (рис. 2), подробно описанный в работе (Кузнецов, Удуратина, 2007). Однако родство этих двух гранитных массивов там не обсуждается.

Массив Водораздельный имеет концентрически-зональное строение, от периферии к центру кварцевые порфиры сменяются гранит-порфирами, а затем мелко- и среднезернистыми и далее крупнозернистыми порфировидными гранитами. На западе породы этого массива окружены отложениями хобеизской (R₃) и тельпосской (O₁) свит (старые фондовые данные) или отложениями хобеинской, мороинской (R₃), саблегорской (R₃–V) свит в современной редакции карт (Душин и др., 2017). В приконтактной зоне развиты

бластомилониты, тектонические брекчии пород рамы в гранитоидном “матриксе”. На севере, юге и востоке массива фиксируются ореолы ороговивания и скарнирования.

Восточная часть массива перекрыта валунными отложениями, в составе которых наблюдаются большей частью крупнозернистые порфиroidные граниты. В северной части массива, по сравнению с южной, отсутствуют кварцевые порфиры и мелкозернистые разности гранитов. Южная часть имеет меньшую мощность, по сравнению с другими, что связано с развитием субширотных разломов и тектоническим смещением. Гранитоиды массива секутся маломощными дайками аплитов.

Основной объем массива Водораздельный (главная фаза) представлен биотитовыми гранитами, формировавшимися в гипабиссальных условиях. Это светло-серовато-розовые породы порфиroidной структуры (присутствуют фенокристы калиевого полевого шпата размером около 1 см), варьирующие от средне- до крупнозернистых разностей. Они состоят из микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, биотита; иногда встречается роговая обманка. Аксессуары — ортит, сфен, циркон; вторичные минералы — мусковит, хлорит, альбит, серицит. В приконтактных частях массива структура пород меняется до мелкозернистой, мусковит замещает биотит, появляются магнетит, турмалин, реже гранат, растет количество кварца. В краевой части массива присутствуют порфиroidные лейкограниты светло-серовато-розовые, мелкозернистые, порфиroidные, по структуре имеющие переходы к гранит-порфирам, вместе с которыми образуют зоны шириной до 30–300 м. Лейкограниты имеют переменный состав: кварц + альбит + биотит, а в ряде случаев содержат реликты более основного плагиоклаза, который по краям замещен альбитом. В относительно крупнозернистых разностях лейкогранитов присутствует микроклин-пертит. В работе (Червяковский и др., 1992) указывается, что финальной стадией преобразования здесь является калишпатизация.

Кварцевые порфиры и гранит-порфиры — самые малоглубинные разности, отличаются лишь по степени раскристаллизации основной массы. Фенокристы представлены кварцем, изредка альбит-олигоклазом. Матрикс породы состоит из микролитов кварца, плагиоклаза, серицита, а аксессуары представлены сфеном, цирконом, магнетитом.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Все аналитические процедуры производились в Центре коллективного пользования (ЦКП) “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. Содержания петроген-

ных элементов измерены на спектрометрах СРМ-18 и EDX-900 HS. Содержания Fe_2O_3 , Na_2O определены рентгеноспектральным флюоресцентным методом, FeO , Na_2O , П.п.п. — методом “мокрой” химии. Анализы на элементы-примеси выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре ELAN-9000 (PerkinElmer) с использованием аргона. Погрешность анализа составляет 0.1–1 отн. % (для разных уровней содержаний элементов).

Зерна циркона для исследования отобраны из порфиroidного биотитового микроклинового гранита главной фазы (проба В-10; табл. 1, 2). Цирконы выделены из протолочек по удельному весу в тяжелых жидкостях с последующей ручной разборкой под бинокляром, затем помещены в шайбы из эпоксидной смолы и путем полировки выведены на поверхность на 1/2 толщины зерна. Перед измерениями препараты были очищены спиртом и азотной кислотой (3%).

Анализ элементов-примесей в цирконах проводился на ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Методика анализа описана в работе (Червяковская и др., 2022). Диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 10.5–11.5 Дж/см². Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO_2 , в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного — стандартное стекло NIST SRM 612), измерения велись методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений. Погрешность измерения NIST 610 для измеренных элементов варьирует от 3 до 20% (1 σ), для NIST 612 — от 3 до 25% (1 σ).

Изучение Lu–Hf изотопной системы выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре ICP-MS Neptune Plus (Thermo Fisher Scientific) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Методика анализа приведена в работе (Червяковская и др., 2021). Параметры приставки: диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 20 Гц, плотность энергии 11.5–12.5 Дж/см². В качестве первичного стандарта использовался циркон GJ-1; в качестве вторичных стандартов — цирконы 91500, Plesovice и Mud Tank; процедура проводилась методом “взятия в вилку” через пять измерений. Средневзвешенное значение отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ составило 0.282042 ± 0.000017 (N = 8; $\pm 2\sigma$) и 0.282496 ± 0.000020 (N = 4; $\pm 2\sigma$) для стандартов GJ-1 и Mud Tank соответственно, значения единичного измерения изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ для 91500 и Plesovice — 0.282465 ± 0.000030 ($\pm 2\sigma$) и 0.282300 ± 0.000053 ($\pm 2\sigma$) в рамках данной сессии. Погрешность измерения (2 σ) изотопного отношения $^{176}Hf/^{177}Hf$ для стандартов циркона изменялась от 0.011 до 0.020%.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в гранитоидах массива Водораздельный

Компоненты	Номера проб													
	В-3	В-8	В-7	В-20	В-26	В-23	В-22	В-28	В-9	В-27	В-2	В-10	В-21	В-11
SiO ₂	65.21	70.16	70.6	72.29	72.51	73.33	73.44	73.5	73.51	73.92	74.02	74.46	75.07	76
TiO ₂	0.38	0.32	0.33	0.16	0.16	0.11	0.14	0.09	0.11	0.15	0.11	0.15	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	11.17	14.99	14.85	14.35	13.76	13.96	13.2	14.11	13.63	13.08	13.32	12.86	13.12	13.23
Fe ₂ O ₃	1.80	1.86	1.06	1.12	1.07	1.28	1.2	1.73	1.43	1.11	1.09	1.32	1.47	0.70
FeO	0.74	0.91	1.63	1.09	1.09	0.73	0.91	0.36	0.64	1.09	0.91	1.18	0.54	0.43
MnO	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04
MgO	7.13	0.83	0.86	1.45	1.27	0.28	0.39	0.37	0.39	0.34	0.46	0.35	0.44	0.06
CaO	5.93	1.54	1.6	1.18	1.21	0.68	0.58	0.59	0.7	0.64	0.74	0.73	0.88	0.69
Na ₂ O	2.32	4.19	4.39	4.19	4.19	4.31	3.94	4.19	4.06	3.97	4.19	3.45	5.62	3.66
K ₂ O	3.69	4.47	4.14	2.13	2.06	4.26	4.63	4.19	4.43	4.28	3.48	4.41	1.24	4.10
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.12	0.09	0.09	0.07	0.0.8	0.08	0.07	0.08	0.07	0.08	0.07	0.01
Ппп	1.38	0.74	1.39	1.91	1.91	0.6	0.61	0.82	0.67	0.56	0.63	0.55	1.02	0.67
Li	10.0	н.о.	н.о.	16.0	н.о.	13.0	н.о.	н.о.	14.0	н.о.	15.0	13.0	32.0	40.0
Be	0.9	4.0	3.5	5.1	4.5	2.8	3.8	7.7	3.6	7.3	3.3	3.1	4.6	3.0
Sc	7.0	5.0	5.0	7.0	8.0	4.4	7.0	6.0	7.0	8.0	6.0	6.0	7.5	5.0
V	40.0	22.0	9.0	6.5	9.0	6.5	7.0	0.0	8.0	15.0	7.5	7.5	6.5	3.1
Cr	40.0	н.о.	н.о.	0.8	н.о.	9.0	н.о.	н.о.	0.9	н.о.	1.1	1.0	0.9	0.9
Co	6.0	5.0	4.0	1.5	5.0	1.1	2.0	3.0	2.5	3.0	5.0	2.0	2.0	0.9
Ni	20.0	10.0	19.0	8.5	9.0	5.5	8.0	3.0	6.5	8.0	19.5	10.6	5.9	1.6
Cu	13.4	н.о.	н.о.	9.0	н.о.	6.0	н.о.	н.о.	4.1	н.о.	4.1	5.0	11.9	3.4
Zn	60.0	н.о.	н.о.	14.0	н.о.	30.0	н.о.	н.о.	30.0	н.о.	30.0	30.0	30.0	30.0
Ga	14.0	н.о.	н.о.	22.0	н.о.	19.0	н.о.	н.о.	21.0	н.о.	21.0	21.0	22.0	22.0
As	5.3	н.о.	н.о.	7.5	н.о.	5.8	н.о.	н.о.	6.0	н.о.	4.4	6.4	4.6	7.7
Se	0.6	н.о.	н.о.	0.9	н.о.	0.4	н.о.	н.о.	0.6	н.о.	0.7	0.7	1.1	1.1
Rb	90.0	217.0	225.0	118.0	115.0	221.0	288.0	160.0	216.0	228.0	113.5	186.0	200.5	240.0
Sr	270.0	152.0	136.0	47.0	31.0	40.0	57.0	13.0	55.0	46.0	55.0	58.0	45.5	40.0
Y	17.0	32.0	29.0	58.5	20.0	25.0	72.0	28.0	27.5	21.0	25.0	28.0	56.0	50.0
Zr	95.0	139.0	151.0	96.0	129.0	91.5	73.0	99.0	131.5	260.0	120.0	115.0	77.0	70.0
Nb	8.0	11.0	18.0	16.5	12.0	14.0	9.0	50.0	13.5	10.0	11.5	13.5	22.0	29.0
Mo	0.3	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	0.3	н.о.	0.2	0.1	1.2	0.2
Cs	1.1	н.о.	н.о.	5.2	н.о.	2.7	н.о.	н.о.	3.1	н.о.	4.9	2.4	6.0	7.7
Ba	800.0	н.о.	н.о.	60.0	н.о.	170.0	н.о.	н.о.	120.0	н.о.	130.0	130.0	140.0	80.0
La	22.0	н.о.	н.о.	15.0	н.о.	12.0	н.о.	н.о.	28.0	н.о.	27.0	15.0	16.0	10.0
Ce	44.0	н.о.	н.о.	37.0	н.о.	32.0	н.о.	н.о.	70.0	н.о.	60.0	50.0	39.0	29.0
Pr	5.4	н.о.	н.о.	4.0	н.о.	3.7	н.о.	н.о.	7.0	н.о.	7.0	4.0	5.0	3.1
Nd	20.0	н.о.	н.о.	17.0	н.о.	13.0	н.о.	н.о.	26.0	н.о.	24.0	16.0	18.0	12.0
Sm	4.1	н.о.	н.о.	5.0	н.о.	3.1	н.о.	н.о.	6.0	н.о.	5.0	4.1	6.0	4.4
Eu	1.1	н.о.	н.о.	0.2	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	0.4	0.4	0.3	0.3
Gd	4.0	н.о.	н.о.	7.0	н.о.	3.1	н.о.	н.о.	5.0	н.о.	5.0	4.0	7.0	6.0
Tb	0.6	н.о.	н.о.	1.2	н.о.	0.5	н.о.	н.о.	0.8	н.о.	0.8	0.7	1.3	1.3
Dy	3.3	н.о.	н.о.	8.0	н.о.	2.9	н.о.	н.о.	4.6	н.о.	5.0	5.0	9.0	9.0
Ho	0.7	н.о.	н.о.	1.7	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	0.9	н.о.	0.9	1.0	1.8	2.0
Er	2.0	н.о.	н.о.	5.0	н.о.	1.6	н.о.	н.о.	2.7	н.о.	2.8	2.9	5.0	6.0

Таблица 1. Окончание

Компоненты	Номера проб													
	В-3	В-8	В-7	В-20	В-26	В-23	В-22	В-28	В-9	В-27	В-2	В-10	В-21	В-11
Tm	0.3	н.о.	н.о.	0.8	н.о.	0.3	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	0.4	0.5	0.8	0.9
Yb	1.9	н.о.	н.о.	5.0	н.о.	1.7	н.о.	н.о.	2.8	н.о.	2.8	3.1	5.0	6.0
Lu	0.3	н.о.	н.о.	0.8	н.о.	0.2	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	0.4	0.5	0.8	0.8
Hf	2.9	н.о.	н.о.	4.0	н.о.	3.0	н.о.	н.о.	4.0	н.о.	3.0	4.0	4.0	3.0
Ta	0.6	н.о.	н.о.	2.7	н.о.	2.3	н.о.	н.о.	1.7	н.о.	1.4	1.8	2.8	1.6
W	0.7	н.о.	н.о.	0.4	н.о.	0.6	н.о.	н.о.	0.3	н.о.	0.3	0.3	0.6	0.5
Pb	3.0	н.о.	н.о.	2.5	н.о.	15.0	н.о.	н.о.	14.0	н.о.	16.0	14.0	10.0	24.0
Th	6.0	н.о.	н.о.	19.8	н.о.	7.0	н.о.	н.о.	25.8	н.о.	24.0	20.7	23.1	21.8
U	1.5	н.о.	н.о.	4.0	н.о.	1.7	н.о.	н.о.	3.4	н.о.	4.0	3.6	4.2	5.0

Примечание. н.о. — не определялось.

Определение U–Pb возраста цирконов проводилось на квадрупольном ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213 (ESI). Процедура измерения Pb/U изотопных отношений и алгоритм расчета возраста представлены в работе (Зайцева и др., 2016). Параметры приставки для лазерной абляции: диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов 10 Гц, плотность энергии 10–11 Дж/см². Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. В качестве первичного стандарта использовали циркон GJ-1 (в качестве вторичных — цирконы 91500 и Plesovice), измеренный через 10 неизвестных. U–Pb возраст для стандартов GJ-1, 91500 и Plesovice равен 600.5 ± 1.9 млн лет ($N = 24$; MSWD = 0.17; 1σ), 1065 ± 11 млн лет ($N = 4$; MSWD = 0.001; 1σ) и 338 ± 2 млн лет ($N = 6$; MSWD = 0.014; 1σ) соответственно, в рамках данной измерительной сессии. Погрешность измерения изотопного отношения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для стандартов варьирует от 1.3 до 2.6%, для $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — от 2.7 до 5.3% (1σ). Аналитики М.В. Червяковская и В.С. Червяковский.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ МАССИВА ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ КАК КЛЮЧ К ГЕОДИНАМИЧЕСКИМ ПОСТРОЕНИЯМ

Химический состав проанализированных образцов массива Водораздельный (табл. 1) и позиция точек на TAS диаграмме (Шарпенюк и др., 2013) показывают, что породы соответствуют умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам (рис. 2). Они относятся к известково-щелочному ряду, субщелочному типу серий, являются пераломиниевыми. Большинство гранитов — высококальциевые, ряд точек лежит в поле среднекальциевых разностей. Сумма щелочей составляет в большинстве проб 7.6–8.7 мас. %. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$

около 1, в ряде измененных разностей происходит сдвиг в сторону Na_2O . В породах массива при повышении SiO_2 наблюдается понижение концентраций петрогенных компонентов (CaO , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO^* , P_2O_5), что свидетельствует о процессе дифференциации расплава. Наибольший разброс величин фиксируется для K_2O и MgO , указывая на слабые постмагматические (калишпатизация, альбитизация, хлоритизация) преобразования некоторых проб. Повышение роли акцессорных минералов в балансе редких элементов вызывает увеличение концентраций Nb, Ta, U, Hf, Y, PЗЭ в породах при росте содержания SiO_2 в них. Анализ Ab–Q–Or котектики показывает, что становление пород массива происходило при давлении от 0.5 до 3 кбар.

Содержание Rb для большинства проб составляет 200–280 мкг/г, в альбитизированных, обогащенных Na_2O разностях оно понижается до 113 мкг/г. Содержание Sr равно 30–58 мкг/г, в разностях с наиболее основным плагиоклазом оно возрастает до 150 мкг/г. По преобладающим величинам этих параметров, породы массива Водораздельный можно отнести к адамеллит-гранитному формационному типу, по Г.Б. Ферштатеру (1987).

Положение точек гранитов массива Водораздельный в поле QPMN на диаграмме Rb–Sr (Ферштатер, 1987) отвечает производным толеитовой континентальной и островодужной магм. Позиция точек на ряде диаграмм (рис. 3) не позволяет относить граниты изученного массива к А-типу, так как их точки четко ложатся в поля I-гранитов.

На диаграмму Пирса, характеризующую геодинамические условия формирования (рис. 4), помимо гранитов массива Водораздельный нанесены точки близлежащих интрузий — Вангырской, Кожимской, сальнеро-маньхамбовского комплекса. Точки гранитов массива Водораздельный лежат на границах полей VAG–WPG–SynCOLG.

Таблица 2. Концентрации элементов-примесей (мкг/г) и индикаторные отношения для цирконов массива Водораздельный

№/элемент	88	90	90_2	91	95	96	97	100	113	114	115
Sc	351	351	368	297	370	337	262	406	390	474	428
Ti	11.9	34.9	44.7	12.5	11.5	79.7	13.9	40.6	14.7	70.0	34.5
Y	1338	1947	1882	1201	1527	7999	1443	2841	4105	1530	1086
Nb	1.79	1.97	1.10	1.26	5.2	4.31	15.9	3.87	2.22	7.72	5.44
Hf	12557	12284	13062	11330	11216	9919	14084	13180	15165	16049	13852
Ta	0.27	1.43	1.45	0.77	0.35	1.32	5.92	0.83	1.36	2.36	н/о
Pb	31.2	37.6	38.9	29.1	50.0	82.2	147	64.4	74.9	53.5	63.9
Th	46	85	92	53	75	186	95	137	156	85.9	56.9
U	79.7	91.5	101	68.4	98.9	161	202	150	169	128	139
La	0.088	1.94	0.010	0.165	0.010	271	3.32	0.130	0.220	0.010	2.4
Ce	3.13	9.45	5.75	4.13	5.20	588	17.4	7.71	8.82	6.49	5.63
Pr	0.137	0.980	0.114	0.290	0.310	75.5	1.48	0.410	0.170	0.160	0.460
Nd	0.440	6.90	1.84	0.93	0.85	369	7.10	1.34	5.47	2.08	6.04
Sm	2.94	9.56	7.35	2.06	1.89	169	7.36	8.91	18.2	2.30	8.93
Eu	0.870	0.650	1.04	0.260	0.480	29.5	0.320	0.670	3.09	0.290	1.14
Gd	29.1	38.8	39.2	37.8	18.7	625	40.7	62.6	97.8	26.2	36.0
Tb	9.04	11.0	13.2	5.94	7.58	157	10.1	18.1	30.5	9.41	8.94
Dy	116	170	191	104	142	1275	154	244	386	114	94
Ho	48.5	59.0	73.2	40.8	53.4	330	53.5	82.7	150	48.3	50.5
Er	197	298	294	195	267	955	241	426	584	228	180
Tm	44.3	56.7	66.0	45.6	47.3	198	47.8	79.4	114	48.3	45.4
Yb	387	508	563	384	473	1355	412	650	964	440	477
Lu	73.4	91.0	92.5	76.1	88.9	236	75.9	131.4	205.6	80.5	74.5
Возраст	—	—	—	—	543	—	1599	—	—	552	—
REE t	911	1262	1347	896	1106	6633	1071	1714	2567	1006	990
Zr/Hf	53.0	58.7	57.6	51.9	67.5	66.3	51.7	59.9	58.2	54.9	65.1
Th/U	0.580	0.920	0.920	0.770	0.750	1.160	0.470	0.910	0.920	0.670	0.410
U/Yb	0.206	0.180	0.179	0.178	0.209	0.119	0.490	0.231	0.175	0.291	0.290
Yb/Sm	132	53.2	76.6	187	250	8.02	55.9	73.0	53.0	191	53.4
Eu/Eu*	0.290	0.100	0.190	0.090	0.250	0.280	0.060	0.090	0.220	0.110	0.190
Ce/Ce*	6.86	1.65	41.0	4.62	22.7	0.990	1.88	8.04	11.0	39.1	1.31
(Sm/La) _n	53.1	7.83	1167	19.8	300	0.990	3.52	109	131	365	5.9

Таблица 2. Окончание

№/элемент	116	117	120	121	134	135	136	138	139	143	145	146
Sc	444	458	470	440	534	431	390	435	399	447	414	376
Ti	22.0	н/о	н/о	15.0	34.4	н/о	н/о	12.68	16.77	н/о	98.4	6.57
Y	1981	3068	1482	1494	4554	2633	1210	1854	1924	1703	2384	3875
Nb	1.81	5.46	2.98	4.58	1.48	3.18	3.35	0.760	1.74	3.77	1.90	2.64
Hf	15286	15934	11833	13370	9955	14666	13385	12556	12619	12633	12361	14493
Ta	1.35	1.67	0.360	0.84	0.760	2.87	1.38	0.390	0.430	1.15	0.930	1.41
Pb	45.0	75.2	31.5	40.1	40.4	73.3	55.5	33.3	34.3	38.0	44.3	105
Th	97.0	163	51.1	56.3	119	157	76.2	71.7	68.0	65.6	78.0	134
U	122	176	69.4	72.0	99.5	191	121	69.4	87.0	90.3	107	272
La	2.97	0.960	0.010	0.010	0.580	5.58	0.010	0.010	0.010	0.085	0.500	0.010
Ce	13.4	12.3	2.46	3.27	4.32	25.4	8.77	2.23	4.64	3.81	6.28	8.51
Pr	1.15	0.530	0.320	0.330	0.450	2.47	0.390	0.116	0.128	0.066	0.520	0.150
Nd	9.80	4.04	3.08	2.71	10.2	16.7	0.830	3.39	2.49	1.72	7.30	1.95
Sm	9.18	8.06	1.95	3.01	29.9	12.6	3.23	7.51	7.82	2.85	6.85	5.41
Eu	1.18	0.910	0.500	н/о	7.21	1.50	0.240	1.49	0.590	0.480	0.790	0.550
Gd	31.9	61.1	28.6	24.2	144	63.6	25.4	43.74	44.16	28.60	40.17	47.57
Tb	9.86	24.8	10.7	11.6	36.2	23.5	6.66	13.10	12.96	9.83	15.36	19.75
Dy	160	261	130	146	534	265	110	162	163	157	231	331
Ho	64.6	113.5	51.1	46.4	181.4	102.4	44.5	67.8	63.6	59.3	79.7	125
Er	312	455	227	221	627	417	193	258	274	251	351	599
Tm	64.3	99.2	48.0	51.9	127	80.6	39.3	59.0	55.3	53.2	73.1	104
Yb	566	845	433	388	1028	691	355	461	491	444	683	956
Lu	116	165	90.2	86.4	184	131	67.3	96.7	91.7	93.3	116	196
Возраст	852	525	560	—	615	551	523	573	608	—	—	530
REE t	1362	2050	1027	985	2914	1838	855	1176	1212	1106	1613	2394
Zr/Hf	55.2	56.3	69.4	57.7	83.5	51.4	56.8	64.6	65.8	62.7	62.1	53.3
Th/U	0.790	0.930	0.740	0.780	1.190	0.820	0.630	1.03	0.780	0.730	0.730	0.490
U/Yb	0.216	0.208	0.160	0.185	0.097	0.277	0.341	0.151	0.177	0.203	0.157	0.285
Yb/Sm	61.6	105	222	129	34	54.8	110	61.4	62.8	156	99.8	177
Eu/Eu*	0.210	0.130	0.200	н/о	0.340	0.160	0.080	0.250	0.100	0.160	0.150	0.100
Ce/Ce*	1.75	4.23	10.6	14.0	2.04	1.65	34.3	15.8	31.2	12.2	3.0	52.9
(Sm/La) _n	4.9	13.3	310	478	82.0	3.59	513	1193	1242	53.3	21.8	859

Примечание. В первом столбце “Возраст” означает ^{238}U – ^{206}Pb возраст цирконов (млн лет); н/о – не обнаружено, “прочерк” – не определялось.

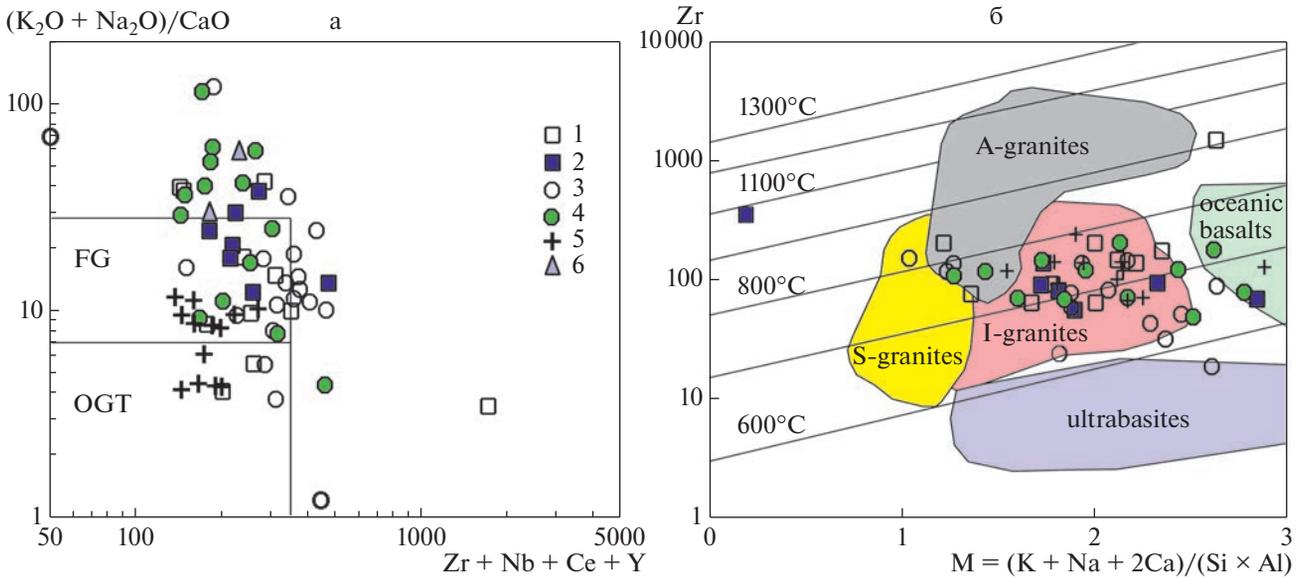


Рис. 3. Диаграмма Вейлина (Whalen et al., 1979) (а) для различных типов гранитов и зависимость уровня насыщения пород Zr от температуры кристаллизации (б), по (Hanchar, Watson, 2003; Kostitsyn et al., 2015). FG – фракционированные граниты; OGT – нефракционированные граниты I-, S-, M-типов. Условные обозначения см. рис. 2.

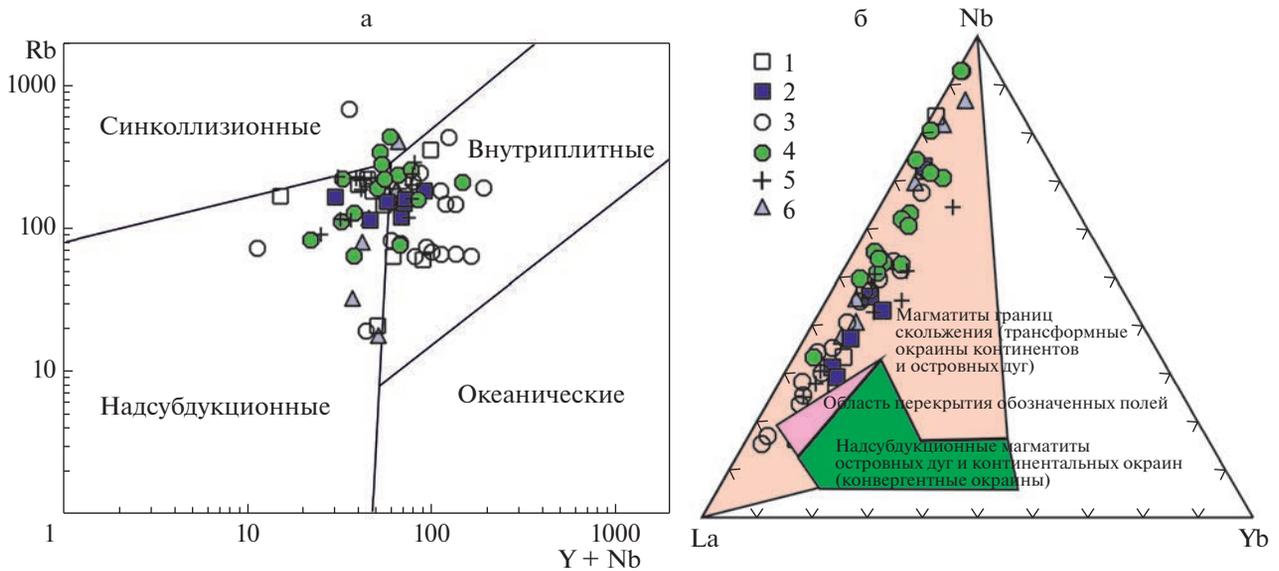


Рис. 4. Диаграмма Пирса (Pearce et al., 1984) для уточнения геодинамической обстановки формирования гранитоидов. Условные обозначения см. рис. 2.

Суммарные содержания РЗЭ в гранитах массива Водораздельный 90–140 мкг/г, тренды распределения относительно хондритов слабо дифференцированы, $La/Yb = 2–10$, имеется глубокая отрицательная аномалия Eu (рис. 5а). Отметим, что одной из черт, характерных для карбоновых раннеорогенных гранитов Уральского орогена (расположенных восточнее зоны Главного Уральского разлома), является отсутствие аномалии Eu

(Ферштатер, 2013). В более ранних (ордовикско-силурийских) надсубдукционных образованиях наблюдается отрицательная аномалия Eu (Петров и др., 2017 и др.). Практически во всех верхнерифейско-венд-кембрийских гранитоидах Приполярного Урала, независимо от геодинамической обстановки, отмечается негативная Eu-аномалия (Udoratina et al., 2021). На спайдерграмме составов, нормированных к N-MORB, в гранитах изу-

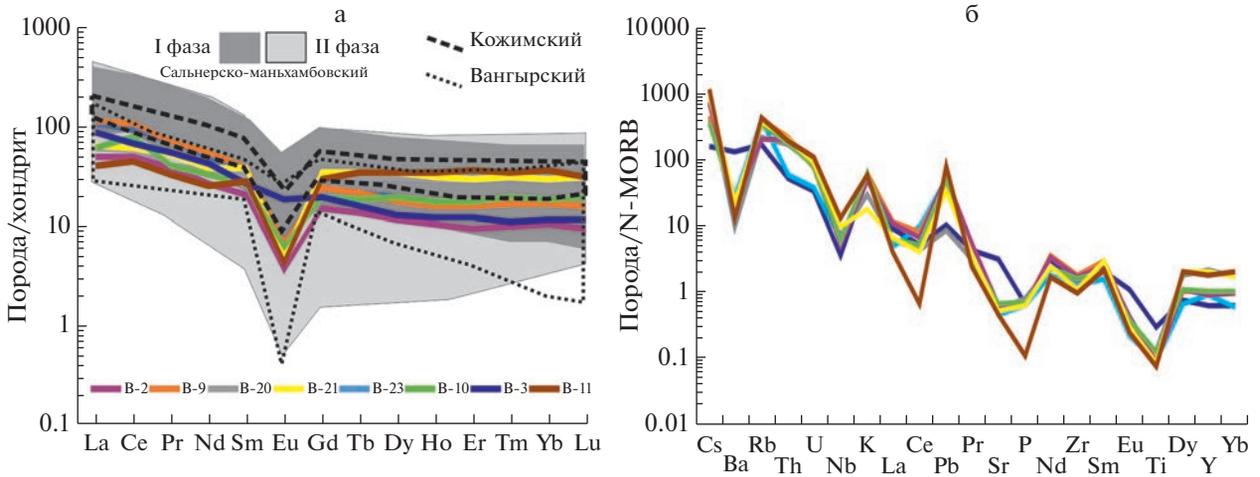


Рис. 5. Нормированное к хондриту (а) и N-MORB (б) (McDonough, Sun, 1995) распределение редких элементов в ряде гранитоидов Ляпинского антиклинория. Номера проб соответствуют таковым в табл. 2. Средний состав верхней континентальной коры приведен по (Rudnik, Gao, 2003).

чаемого массива фиксируются отрицательные аномалии Nb, Ti, Zr, что характерно для надсубдукционных образований (рис. 5б). С другой стороны, они довольно близки к среднему составу верхней континентальной коры. Такая двойственность может указывать на гетерогенность субстрата.

Итак, по совокупности параметров можно предположить надсубдукционную обстановку формирования гранитов массива Водораздельный. Чтобы уточнить это заключение, следует определить их возраст и изотопные параметры. Это осуществлено путем анализа химического состава (установление генетической природы), возраста и изучения изотопной Lu–Hf системы цирконов из гранита главной фазы массива.

МОРФОЛОГИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ

Микрофотографии ряда зерен циркона приведены на рис. 6. Цирконы полупрозрачные или мутные, розоватой или буровато-розоватой окраски, большая часть представлена обломочными формами, несколько затрудняющими установление морфологических типов. Отметим, что не так давно Ю.И. и А.М. Пыстиными (2017) было произведено описание типоморфных особенностей цирконов из разновозрастных гранитоидов Приполярного Урала: николайшорского (PR₁), кожимского (R₂₋₃?) и маньхамбовского комплексов (€₁), выделены разные типы кристаллов. Мы постарались увязать особенности изученных зерен с приведенными в указанной выше работе характеристиками.

На основе анализа оптических и CL-изображений цирконов массива Водораздельный, наи-

менее фрагментированные зерна можно условно разделить на 2 типа. (1) Полупрозрачные, бледно окрашенные, идиоморфные кристаллы с отношением длины к ширине 4–5, имеющие грани (100), (110), (113), слабо корродированную внешнюю поверхность, нарушенную преимущественно поперечными трещинами. В CL-лучах такие зерна имеют концентрическую зональность роста (чередование тонких светлых и темных полос разной ширины); порой содержат включения и измененные ядра неправильной формы. В ряде случаев зональные зерна обрастают светлыми регенерационными каймами или содержат древние ядра. Это так называемый “торпедовидный” тип, по Ю.И. и А.М. Пыстиным (2017). (2) Более мутные, буроватые зерна неправильной формы, в явных разрезах – более широкие (коэффициент удлинения не более 1.5), разбитые сетью разнонаправленных, иногда ступенчатых трещин, с сильно корродированной поверхностью, содержащей каверны. Вероятно развитие граней (110), (111), (321). Соотношение относительных площадей призмы и пирамиды указывает на преобладание призматического пояса. На CL-изображениях такие зерна часто имеют темную ядерную часть, иногда выкрошенную; промежуточные зоны неравномерно-пятнистые (светлое–темное), иногда видна секториальность. В ряде участков сохраняется тонкая зональность. Каймы в основном грубо корродированы, некоторые зерна обрастают новым материалом, имеющим более светлую окраску. Это “цирконовый” тип зерен. Отдельные крупные фрагменты позволяют предполагать присутствие кристаллов “циртолитового” типа. Подобный набор морфотипов, как показано в (Пыстина, Пыстин, 2017), характерен для малоглубинных гранитов Кожимского массива. К сожалению,

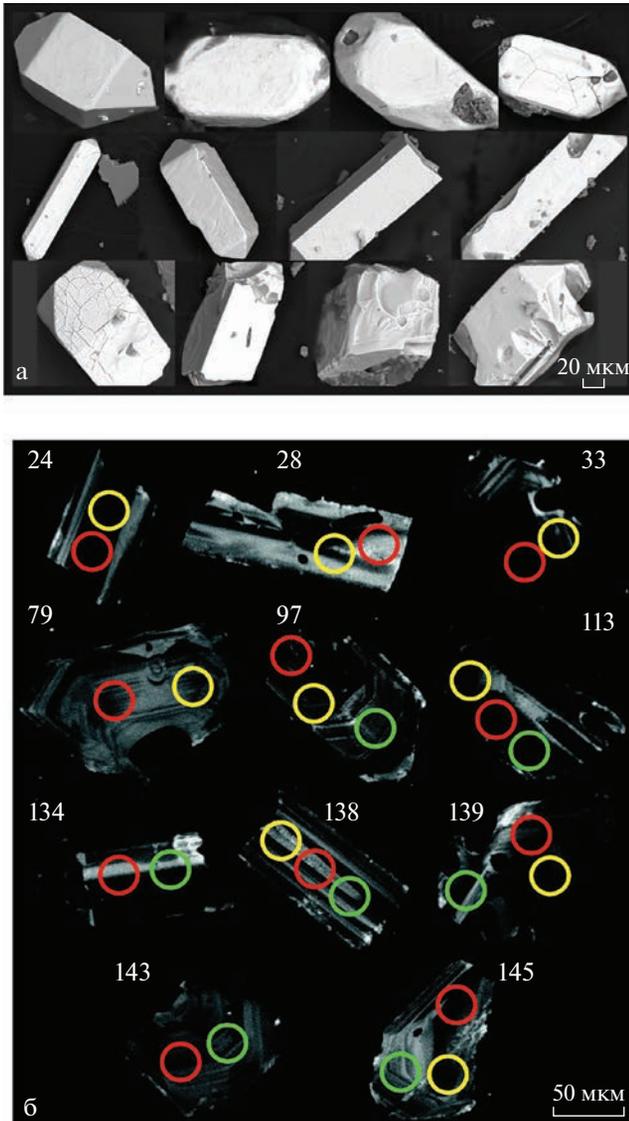


Рис. 6. Оптические микрофотографии (а) типичных цирконов из гранитов массива Водораздельный, CL-изображения (б) зерен цирконов, проанализированных на U–Pb возраст. Кружками обозначены точки замеров: серыми – U–Pb возрастов, белыми – изотопов Lu–Hf, черными – микроэлементного состава. Номера проб соответствуют таковым в табл. 3, 4.

вариации содержаний U, Th по разным зонам единых кристаллов не анализировались.

Первичный облик и строение многих цирконов из гранитов массива Водораздельный нарушены неоднократными тектоно-термальными процессами.

Содержания микроэлементов в цирконах из изучаемых гранитов приведены в табл. 2. Заметим, что из-за особенностей метода измерений (диаметр пучка 25 мкм) для части зерен в область замера, вероятно, попадали микровключения, по этой причине из таблицы исключен ряд элемен-

тов с высокими содержаниями Ti, Th, Ca, указывающими на присутствие в ореоле постороннего минерала. Всего было произведено около 25 анализов состава цирконов.

Традиционно считается, что информацию о генезисе цирконов может дать анализ поведения U и Th. Содержания их в цирконах изучаемого массива сравнительно невысокие: U = 60–270 мкг/г, Th = 46–190 мкг/г. Часть точек дает почти линейную прямую зависимость между концентрациями этих элементов, указывая на единство происхождения популяции зерен; имеется ряд измерений, дающих сильные отклонения от общей зависимости. Величины Th/U отношения для всех зерен лежат в интервале 0.41–1.2, в большинстве зерен 0.7–0.9.

Значение Zr/Hf отношения в гранитах изученного массива достаточно стабильно, 50–67, в отдельном случае до 80. Содержания Ti в большей части зерен не более 15 мкг/г, иногда достигают 70–98 мкг/г. Это указывает на различия в степени изменения, структурной упорядоченности и/или генезисе цирконов (магматический или гидротермальный). Повышенные содержания Ti в цирконах могут наблюдаться не только (и не столько) из-за микровключений. В частности, в статье (Harrison, Schmitt, 2007) показано, что Ti в цирконах может сорбироваться микропорами или трещинами, особенно в участках, где эффекты структурного разупорядочения и гидратации протекают интенсивно. Активность титана нами принята за единицу ввиду неопределенности парагенетических отношений циркона с минералами титана. Температуры были рассчитаны по (Ferry, Watson, 2007) для зерен со значимыми, но наименьшими содержаниями титана и составили 707–790°C, что вполне согласуется с расчетами по породам (рис. 36). Полученные температуры являются минимально возможными.

Концентрации других HFSE в цирконах массива Водораздельный изменчивы (мкг/г): Y 1086–7999, Nb 0.76–15, Ta 0.27–6, Hf 12600–14500 (табл. 2). PЗЭ в породах и магматогенных минералах считаются относительно устойчивыми к воздействию наложенных процессов. Для изученных цирконов содержания суммы PЗЭ составляют 850–6600 мкг/г, а суммы легких PЗЭ – 7–1472 мкг/г. Величины ряда индикаторных отношений (рис. 7) также варьируют в широких пределах.

Согласно литературным данным, для большинства магматогенных цирконов величина отношения Th/U составляет 0.3–0.7, более низкие значения (0.3–0.1) указывают на рост из флюидной фазы (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Zhong et al., 2018 и др.). Часто низкое Th/U отношение указывает не на генезис, а на степень структурной упорядоченности, особенности состава цирконов и вмещающих их пород. В цирконах разной природы (ранне-, поздне-,

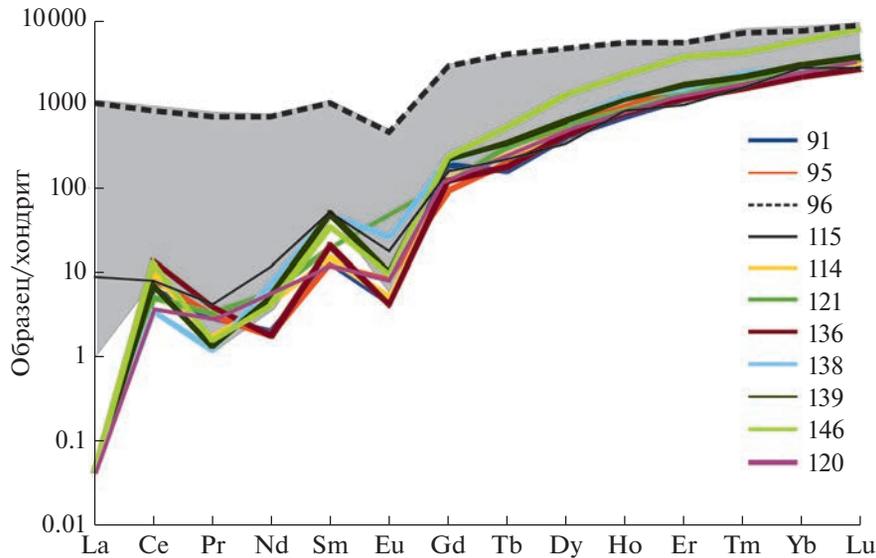


Рис. 7. Нормализованные к хондриту (McDonough, Sun, 1995) тренды распределения РЗЭ в цирконах из гранитов массива Водораздельный. Серым полем показана область составов “гидротермальных” цирконов (см. текст).

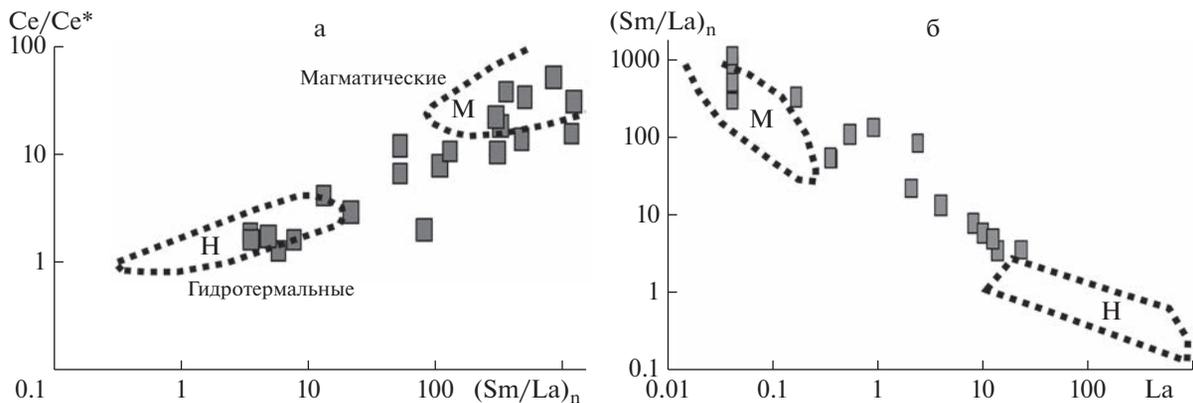


Рис. 8. Диаграммы Хоскина (Hoskin, 2005) для уточнения генезиса цирконов.

постмагматических, метаморфогенных) реально наблюдаются широкие диапазоны содержаний U и Th (Pelleter et al., 2007; Балашов, Скублов, 2011; Wang et al., 2013 и мн. др.). В цирконах массива Водораздельный величина Th/U > 0.4, но вид и строение многих зерен говорят о сильных преобразованиях структуры и, очевидно, состава. Тем не менее многие зерна явно сохраняют первичные геохимические характеристики.

Для заключений о генезисе цирконов использованы известные диаграммы (Hoskin, 2005; Fu et al., 2009) (рис. 8). Анализ современной базы литературных и оригинальных данных показывает, что поле магматических составов (М) следовало бы “удлинить вниз”. Существенная часть точек цирконов массива Водораздельный лежит в поле М, далее облако тянется через промежуточные составы к полю “гидротермальных” (поле Н) разностей, частично попадая в последнее. Как правило,

в цирконах из одной породы с ростом их структурной разупорядоченности, степени изменений или эволюции состава постмагматической флюидной фазы понижается величина отношения Ce/Ce*, повышается $(Sm/La)_n$, растут концентрации ЛРЗЭ, наиболее контрастно – La (Балашов, Скублов, 2011; Trail et al., 2012; Loucks et al., 2018 и др.). В нашем случае для La и Ce/Ce* также характерна обратная зависимость; ряд точек с наивысшими содержаниями La (очень высокая степень разупорядоченности) переводят зависимость в криволинейную.

В целом по совокупности параметров цирконам магматического происхождения отвечают зерна 91, 95, 100, 114, 120, 121, 136, 138, 139, 146 (рис. 7, 8). Заметим, что сходство параметров вовсе не означает их одновозрастность. По внешнему виду и внутреннему строению цирконы также не отно-

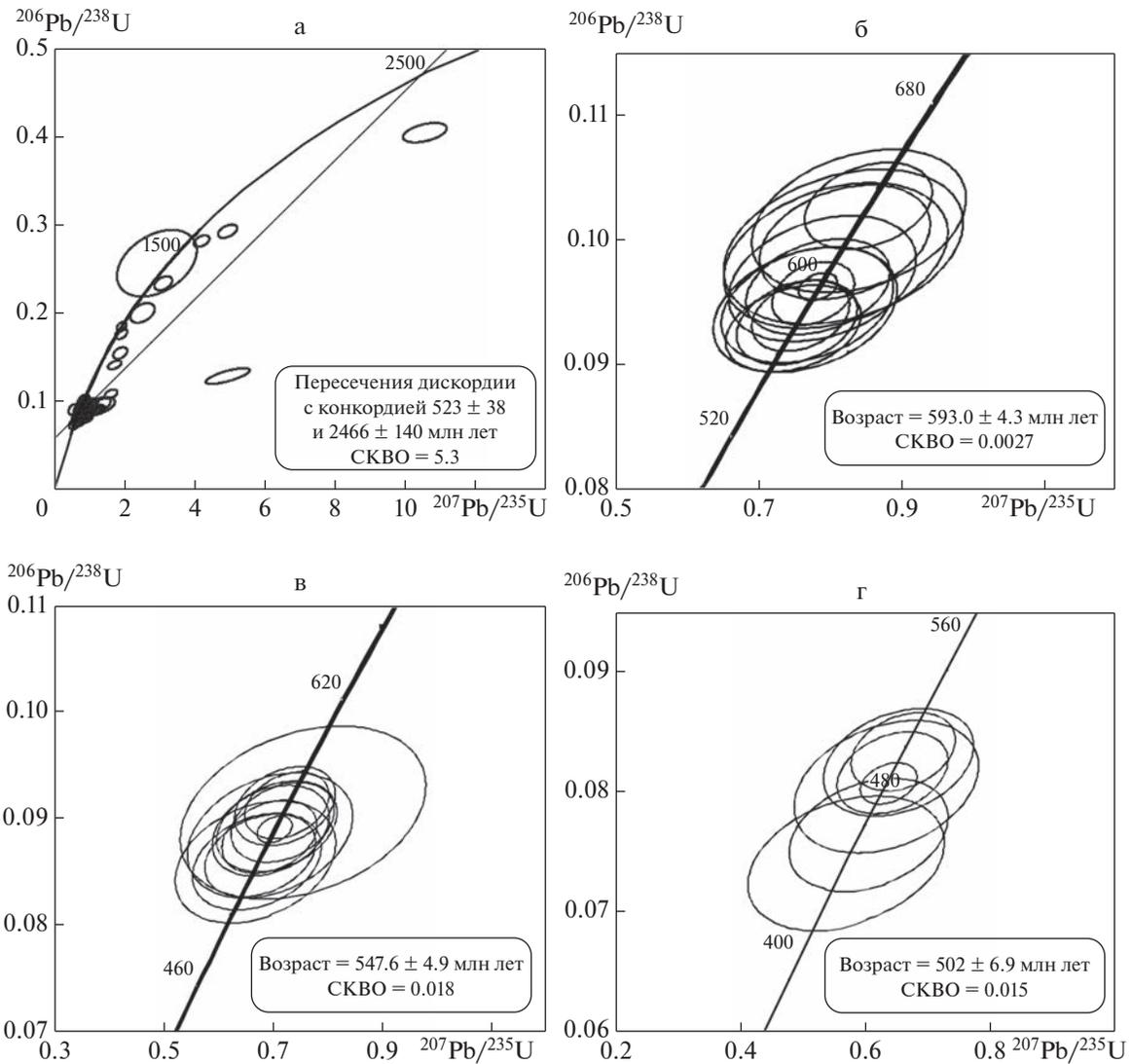


Рис. 9. U–Pb диаграмма с конкордией (нанесены все зерна) (а) и участки (б–г), отвечающие разным возрастным кластерам в цирконах из гранитов массива Водораздельный.

сятся к одной группе. Позиция остальных цирконов образует тренды с существенно более высокой “легкой” ветвью спектра и нивелированной аномалией Ce/Ce^* (это видно и на диаграммах Хоскина, поэтому тренды цирконов из поля Н мы здесь приводим полем).

Согласно диаграмме и критериям, разработанной Белоусовой (Belousova et al., 2002), составы цирконов из гранитов массива Водораздельный попадают в область перекрытия полей производных расплавов гранитного и сиенитового составов.

U–Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ МАССИВА ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ

U–Pb возраст определен в 119 зернах циркона из гранитов массива Водораздельный. Гистограмма

всех полученных возрастов приведена на рис. 10. Далеко не все точки ложатся на конкордию (при данном MSWD – на линию согласования) (рис. 9). Многие зерна, имеющие явно магматогенный состав, проявляют высокую дискордантность, поэтому мы вынуждены исключить из построений их параметры. Древние (в разной степени измененные) ядра имеют возраст 2189, 1660, 1471, 1354, 1176–927, 852, 780 млн лет.

Из измеренной совокупности были удалены зерна с высокими содержаниями U и Pb; отобраны 30 зерен с дискордантностью <4%, выдержанными уровнями концентрации U, Th (дающими прямую зависимость, близкую к линейной). По нашему мнению (опираясь на данные о геологической истории магматизма Ляпинского антиклинория), среди полученных датировок (табл. 3) можно выделить

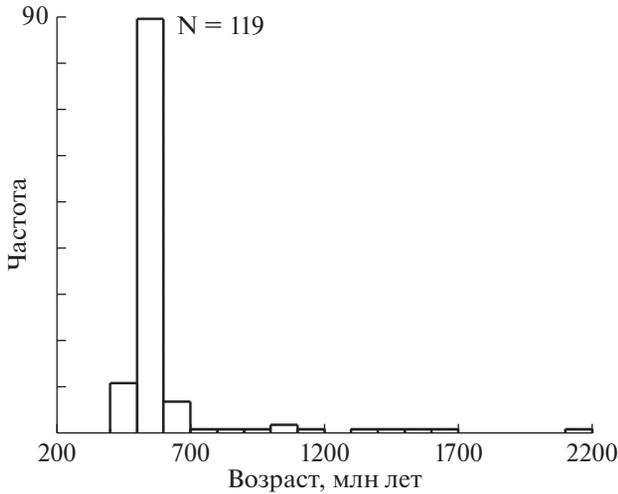


Рис. 10. Гистограмма распределения возрастов цирконов из гранитов массива Водораздельный (все проанализированные зерна).

3 возрастных кластера: (1) 502 ± 7 млн лет, СКВО = 0.015, вероятность = 0.90; (2) 548 ± 5 млн лет, СКВО = 0.018, вероятность = 0.89; (3) 593 ± 4 млн лет, СКВО = 0.0027, вероятность = 0.96.

Следует отметить, что зерна древних цирконов (852, 927, 1599 млн лет) обладают разными трендами распределения РЗЭ (рис. 9). Наибольшую степень изменения показывает т. 96, поэтому полученная датировка, скорее всего, омоложена. Зерно 114 имеет явно магматический тренд, зерно 115 показывает слабую степень изменений.

Lu–Hf СИСТЕМА В ЦИРКОНАХ ИЗ ГРАНИТОВ МАССИВА ВОДОРАЗДЕЛЬНЫЙ

Величины первичных отношений ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i и ϵ_{Hf} для отдельных зерен рассчитаны на возраст по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 4, рис. 11). Средние значения ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i и ϵ_{Hf} рассчитаны на ^{238}U – ^{206}Pb возраст, приведенный в табл. 2, 3. Как видно из предыдущего раздела, цирконы из гранитов массива Водораздельный относятся по меньшей мере к трем возрастным кластерам, которые, предположительно, различаются по происхождению и/или степени преобразования. Исходя из внешнего облика, внутреннего строения и возрастных датировок, цирконы условно разбиты нами по изотопным параметрам на три группы. I группа: цирконы с возрастом 2198, 1599, 1354 млн лет, а также 632 и 612 млн лет (поскольку они явно древнее цирконов главной возрастной популяции и, скорее всего, являются результатом преобразования еще более древних разностей). Эти зерна имеют положительную величину $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, сильно варьирующую в диапазоне от 0.8 до 13 (21??). II группа: цирконы с возрастом 608–573 млн лет, имеющие магматический облик и соответствующее генезису поведение редких элементов (состав определялся выборочно); они характеризуются близкими к нулевым величинами $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (от –1.1 до 1.4). Исключение составляет т. 77, само зерно имеет пятнистый облик, структуру “песочных часов” и, возможно, является продуктом изменения более древнего циркона. К тому же оно имеет высокую дискордантность. III группа: остальные зерна с возрастными 565–493 млн лет,

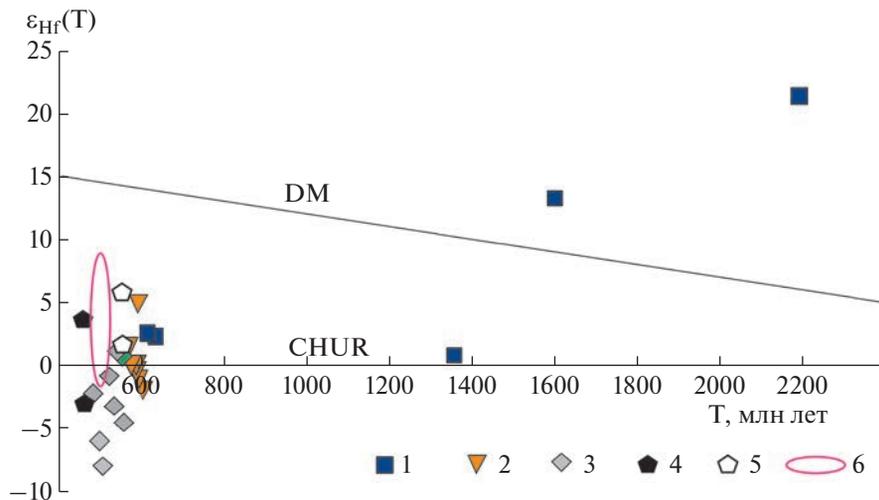


Рис. 11. Диаграмма возраст– $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ для цирконов ряда массивов Приполярного Урала.

Цирконы из гранитов: 1–3 – массива Водораздельный (1 – древние ядра; 2 – основная популяция, возраст которой характеризует возраст пород, 3 – молодые каймы); 4–6 – по литературным данным: 4 – Кожимского и 5 – Вангырского массивов; 6 – сальнерско-маньхамбовского комплекса (Кузнецов, Удоратина, 2007; Душин и др., 2017; Удоратина и др., 2020; Udoratina et al., 2021).

Таблица 3. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из гранитов массива Водораздельный

№	Содержание, мкг/г			Изотопные отношения						R, отн. ед	Возраст, млн лет			D, %	
	Pb*	Th	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$\pm 1\sigma$
2	41	74	109	0.0575	0.0049	0.648	0.058	0.0818	0.0023	0.32	507	36	507	14	0.00
8	62	87	147	0.0595	0.0063	0.774	0.086	0.0945	0.0034	0.32	582	49	582	20	0.00
11	68	104	173	0.0595	0.0049	0.732	0.063	0.0893	0.0025	0.32	558	37	552	15	1.08
14	56	123	166	0.0579	0.0075	0.610	0.083	0.0765	0.0032	0.31	484	52	475	19	1.86
15	54	101	141	0.0582	0.0055	0.710	0.071	0.0885	0.0028	0.32	545	42	547	17	-0.37
19	28	48	88	0.0563	0.0097	0.575	0.103	0.0740	0.0038	0.29	461	66	460	23	0.22
24	60	103	147	0.0595	0.0027	0.786	0.039	0.0958	0.0017	0.36	589	22	590	10	-0.17
28	46	75	105	0.0608	0.0040	0.864	0.060	0.1030	0.0024	0.33	632	32	632	14	0.00
33	83	146	206	0.0593	0.0033	0.768	0.046	0.0940	0.0019	0.35	579	26	579	11	0.00
39	48	82	111	0.0606	0.0068	0.851	0.100	0.1018	0.0039	0.32	625	55	625	23	0.00
43	53	63	139	0.0589	0.0057	0.722	0.074	0.0889	0.0028	0.31	552	43	549	17	0.54
51	37	64	97	0.0584	0.0079	0.709	0.101	0.0881	0.0039	0.31	544	60	544	23	0.00
57	61	118	165	0.0578	0.0079	0.682	0.098	0.0856	0.0038	0.31	528	59	529	23	-0.19
59	38	63	102	0.0582	0.0054	0.691	0.068	0.0862	0.0026	0.31	534	41	533	15	0.19
65	92	201	252	0.0577	0.0045	0.665	0.055	0.0837	0.0022	0.32	518	33	518	13	0.00
68	37	81	106	0.0574	0.0083	0.639	0.097	0.0807	0.0038	0.31	502	60	500	22	0.40
69	69	120	169	0.0592	0.0041	0.763	0.057	0.0934	0.0023	0.33	576	33	576	14	0.00
74	54	58	129	0.0595	0.0058	0.777	0.081	0.0949	0.0032	0.32	584	46	584	19	0.00
75	26	37	59	0.0603	0.0078	0.829	0.112	0.0997	0.0042	0.31	613	62	612	25	0.16
79	41	62	97	0.0597	0.0062	0.799	0.088	0.0970	0.0034	0.32	596	50	597	20	-0.17
90	60	135	143	0.0679	0.0056	0.873	0.077	0.0933	0.0028	0.34	637	42	575	16	9.73
95	76	190	196	0.0649	0.0049	0.786	0.063	0.0879	0.0024	0.33	589	36	543	14	7.81
113	88	210	220	0.0588	0.0046	0.737	0.061	0.0909	0.0025	0.32	561	36	561	15	0.00
123	68	172	176	0.0584	0.0045	0.708	0.058	0.0880	0.0023	0.32	543	34	543	14	0.00
124	26	44	71	0.0577	0.0066	0.658	0.079	0.0827	0.0031	0.31	513	48	512	18	0.19
133	36	105	95	0.0580	0.0064	0.684	0.079	0.0856	0.0030	0.31	529	47	530	18	-0.19
134	96	182	219	0.0603	0.0055	0.831	0.080	0.1000	0.0031	0.32	614	44	615	18	-0.16
138	30	61	74	0.0592	0.0047	0.758	0.063	0.0929	0.0024	0.31	573	37	573	14	0.00
139	29	42	68	0.0600	0.0073	0.818	0.105	0.0989	0.0039	0.31	607	59	608	23	-0.16
141	79	139	198	0.0591	0.0039	0.740	0.051	0.0909	0.0021	0.33	562	30	561	12	0.18
143	35	61	83	0.0597	0.0048	0.792	0.067	0.0963	0.0026	0.31	592	38	593	15	-0.17
148	35	52	82	0.0619	0.0115	0.770	0.150	0.0903	0.0054	0.31	580	86	557	32	3.97

Примечание. В представленных результатах не обнаружено присутствие нерадиоленного свинца. $^{206}\text{Pb}^*$ – концентрация свинца, рассчитанная по изотопу ^{206}Pb . R – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; D – дискордантность.

Таблица 4. Результаты анализа Lu–Hf изотопной системы и модельный возраст цирконов из гранитов массива Водораздельный

№	T, млн лет	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(t)$	T(DM), млн лет	T(DM) ^C , млн лет	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_t$
130	2189	0.02781	0.00085	0.282025	0.000093	21.4	1717	1418	0.281989
97	1599	0.04273	0.00101	0.282171	0.000051	13.3	1522	1474	0.282140
16	1354	0.03217	0.00076	0.281982	0.000050	0.8	1798	2080	0.281962
28	632	0.05977	0.00129	0.282455	0.000059	2.3	1129	1444	0.282440
75	612	0.03984	0.00094	0.282474	0.000078	2.6	1097	1403	0.282463
139	608	0.04106	0.00099	0.282352	0.000074	-2.1	1276	1699	0.282341
79	597	0.04384	0.00100	0.282389	0.000072	-1.1	1232	1634	0.282377
77	595	0.06072	0.00127	0.282541	0.000087	4.8	996	1251	0.282527
24	590	0.05887	0.00152	0.282391	0.000069	-0.6	1211	1602	0.282374
72	590	0.09273	0.00213	0.282405	0.000087	-0.04	1200	1586	0.282382
33	579	0.08599	0.00242	0.282432	0.000080	-0.04	1196	1586	0.282405
138	573	0.05208	0.00123	0.282480	0.000060	1.4	1112	1453	0.282467
121	565	0.05204	0.00125	0.282319	0.000093	-4.7	1349	1844	0.282305
145	563	0.09223	0.00199	0.282459	0.000087	0.6	1151	1522	0.282438
82	550	0.06448	0.00143	0.282486	0.000087	1.0	1112	1467	0.282471
12	543	0.08311	0.00180	0.282346	0.000065	-3.4	1289	1762	0.282328
133	530	0.04132	0.00105	0.282433	0.000098	-1.0	1169	1574	0.282423
38	514	0.04271	0.00096	0.282254	0.000079	-8.2	1437	2022	0.282244
2	507	0.06262	0.00129	0.282297	0.000083	-6.2	1360	1901	0.282285
13	493	0.07442	0.00160	0.282438	0.000087	-2.4	1202	1650	0.282423

Примечание. Номера зерен соответствуют таковым в табл. 2, 3. T – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст циркона. $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_t$ – первичное отношение изотопов, пересчитанное на U–Pb возраст. $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ – отклонение измеренного изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от изотопного отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ в CHUR (хондритовый резервуар), выраженное в десятичных долях. T(DM), T(DM)^C – модельные Hf-возрасты источника, рассчитанные с учетом выплавки магмы из деплетированной мантии, и по двухстадийной модели, основанной на выплавке магмы из континентальной коры.

имеющие в основном негативные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от -1 до -8. Исключение составляют зерна 145 и 82, в которых значение $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ слабо положительное.

На рис. 11 цирконы разных групп обозначены разными знаками. Большая часть их лежит ниже линии DM, приближаясь к CHUR, и чуть ниже последней. По мнению авторов, можно говорить о тенденции понижения величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ по мере омоложения цирконов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возрастные соотношения гранитных массивов Кожимского блока, эволюция геодинамических обстановок

Как было показано выше, в последних редакциях Государственной геологической карты 1 : 200000 (Иванов и др., 2013б) Кожимский, Вангырский и Водораздельный массивы отнесены к венд-нижнекембрийскому салнерско-маньхамбовскому (II фаза) комплексу. В работе (Удуратина и др., 2020) отмечается, что при такой трактовке

возраст кожимских гранитов “коррелирует с рифтогенными геодинамическими условиями (520–480 млн лет), при которых выплавились граниты с характеристиками А-типа гранитов, последовавшими за надсубдукционно-аккреционными, коллизионными, синколлизионными и постколлизионными процессами (640–520 млн лет), при которых происходило формирование гранитоидов различных типов S, I, A”.

С другой стороны, в статье (Пыстин, Пыстина, 2011) приводится U–Pb датировка 598 ± 3 млн лет, которую данные авторы трактуют как возраст Кожимского массива. К сожалению, неясно, из одной ли части гранитного тела были отобраны пробы для датировок разными авторами; содержания же U, Pb, Th в цирконах обеих проб сильно различаются, а анализ литературных данных показывает, что в строении Кожимского массива могут участвовать тела разного состава и возраста.

Величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах Кожимского массива (комплекса) дают сильный разброс от -2 до 3.4, указывая на неоднородность субстрата. Не-

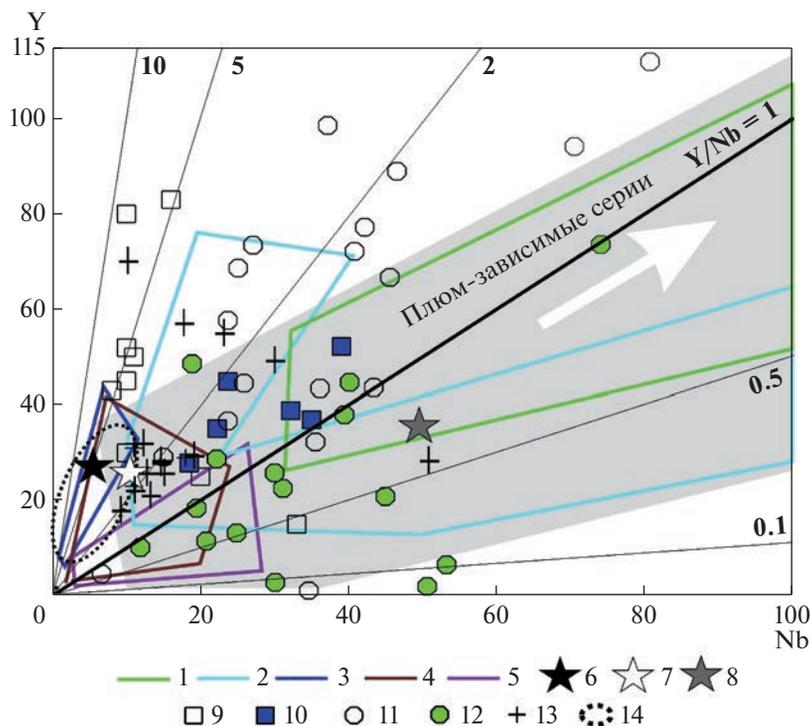


Рис. 12. Обобщенная диаграмма Y–Nb для главных геодинамических типов гранитоидов Урала. Обобщенные поля приведены по (Kholodnov et al., 2021). 1 – внутриплитные рифтогенные плюм-зависимые серии, R₂₋₃ (западный склон Урала, край Восточно-Европейской платформы), 2 – плюм-зависимые серии “тиманского” этапа, V–€ (Ишеримский, Ляпинский антиклинории и др.), 3 – островодужные серии (O₃–D₂); 4 – надсубдукционные окраинно-континентальные серии габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного типа (D₃–C₃), Средний Урал (Верхисетский, Шарташский, Каменский массивы и др.); 5 – коллизионные корово-анатектические гранитные серии, P₁₋₂ (Джабыкский, Мурзинский, Адуйский массивы и др.); 6 – N-MORB, 7 – E-MORB, 8 – OIB, по (Sun, McDonough, 1989); 9, 10 – гранитоиды из массивов: 9 – Вангырского, 10 – Кожимского; 11, 12 – I и II фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса; 13 – массива Водораздельный, 14 – риолиты саблегорского комплекса (Кузнецов, Удоратина, 2007; Душин и др., 2017; Удоратина и др., 2020). Серое поле объединяет главные плюм-зависимые разновозрастные гранитоидные серии Урала (Kholodnov et al., 2021).

которые авторы относят кожимские граниты к А-типу, что сближает их с гранитоидами II фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Но есть и определенные различия: в породах сальнерско-маньхамбовского комплекса величина $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ более высокая (4–10); кроме того, существенная часть точек кожимских составов явно попадает в поле I-гранитов (рис. 3).

Датирование (U–Pb) гранитов Вангырского массива дало значение 598 ± 5 млн лет (Кузнецов, Удоратина, 2007), эти породы отвечают I-гранитам и по петрогеохимическим параметрам близки к надсубдукционным образованиям. В них зафиксированы существенно позитивные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ от 2 до 6, предполагающие присутствие мантийного вещества в субстрате. Некоторые особенности составов и наличие древних ядер в цирконах (1224 млн лет) указывают на определенную роль осадочного компонента в субстрате. По мнению О.В. Удоратиной, граниты Вангырского массива образовались в обстановке активной окраины или энсиалической островной дуги (Кузнецов, Удоратина, 2007).

Отметим, что в перечисленном наборе объектов наибольшей неоднородностью параметров характеризуются граниты II фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса, которые проявляют определенную конвергентность геохимических характеристик (границы полей, переменный субстрат). В работе (Холоднов и др., 2022) показано, что они образованы из гетерогенных источников, с участием вещества E-MORB + OIB-типов, то есть при высокой степени плюм-литосферного взаимодействия. Одним из важных показателей последнего является низкая величина Y/Nb отношения (1.2 и ниже) (рис. 12). По мнению ряда авторов (Udoratina et al., 2021), граниты этого комплекса внедрялись на этапе постколлизионного растяжения, предшествующего началу развития Протоуральского палеоокеана; есть также точка зрения о том, что около 520 млн лет назад в Маньхамбовском блоке (юг Ляпинского антиклинория) существовали условия трансформной окраины дивергентного типа, что по типу движений не противоречит первой точке зрения. Начинают же данный этап, возможно, кислые (суб)вул-

канинты в составе саблегорской свиты, геохимические параметры которых частично отвечают А-гранитам. Их появление могло быть связано с началом влияния плюма (Y/Nb около 1; позиция, близкая к OIB) при сохранении некоторой роли субдукционного вклада и коровой контаминации (Холоднов и др., 2022).

Какова же позиция гранитов массива Водораздельный в данном ряду образований? Для сравнения на различные диаграммы, кроме точек пород этого массива, были нанесены точки Кожимского, Вангырского массивов, составы двух фаз сальнерско-маньхамбовского комплекса, а также субвулканических риолитов, по которым определялся возраст саблегорской свиты (494–583 млн лет) (Кузнецов, Удоратина, 2007; Душин и др., 2017; Удоратина и др., 2020), о них речь пойдет ниже.

Как нами было показано выше, в цирконах из гранитов массива Водораздельный фиксируется 3 возрастных кластера (502 ± 7 млн лет, 548 ± 5 млн лет, 593 ± 5 млн лет). По нашему мнению, исходя из анализа особенностей химического состава, степени сохранности и внутреннего строения зерен циркона, возраст породы составляет 593 ± 5 млн лет. Он практически совпадает с возрастом гранитов Вангырского массива, расположенного в том же сегменте Ляпинского антиклинария (Иванов и др., 2013а) и относимого также к сальнерско-маньхамбовскому комплексу.

По содержаниям SiO_2 граниты массива Водораздельный наиболее близки к породам I фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. В Вангырском и Кожимском массивах преобладают несколько более кремнекислые разновидности, но это может говорить и о разной степени эрозионного среза или недостаточном наборе анализов. В пределах общего интервала по SiO_2 (70–77 мас. %) граниты указанных трех массивов (включая массив Водораздельный) и пород I фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса имеют близкие уровни содержаний ряда элементов-примесей (Rb, Sr, Hf, Ta, Th). Однако по ключевым элементам Y, Nb и их соотношению наиболее сходны между собой составы гранитов массивов Вангырского и Водораздельного: в большей части их проб $Y/Nb = 2–5$, что близко к позиции источника E-MORB и характерно для надсубдукционных образований, как было показано в работе (Холоднов и др., 2022). Отметим, что среди пород массива Водораздельный имеются пробы с повышенными содержаниями Y, Nb, а для единичной точки $Y/Nb < 1$. Все эти факты могут говорить о неоднородности субстрата или проявлениях процесса контаминации.

Породы II фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса существенно отличаются от указанных гранитов по концентрациям всех упомянутых выше элементов, по величине Y/Nb они близки к OIB и

отвечают плюм-зависимым образованиям. Точки пород Кожимского массива по величине Y/Nb занимают промежуточную позицию ($Y/Nb = 1–2$), что может говорить о смешанном типе источника (OIB + E-MORB). С точки зрения некоторых исследователей (Пучков, 2000; Холоднов и др., 2022), рост доли OIB-компонента в источнике может указывать на влияние плюмового фактора (вещество + энергия?) в генерации гранитоидов.

Считается (Фор, 1989; Мартынов, 2010 и др.), что главными источниками магм надсубдукционных серий могут быть породы мантийного клина, “субдукционный компонент”, представленный флюидами, возникшими при дегидратации вещества слэба, и расплавы, образовавшиеся при плавлении базитов и осадков субдуцирующей океанической плиты. Состав мантийного компонента, не модифицированного действием субдукционного флюида, позволяют охарактеризовать отношения ряда элементов, инертных во флюидной фазе: Nb/Yb, Ta/Yb и др. Значения Nb/Yb в породах массива Водораздельный составляют 4–8, что существенно выше, чем в MORB (Nb/Yb = 0.76; McDonough, Sun, 1995), то есть мог плавиться исходно более обогащенный мантийный субстрат, а не деплетированная мантия. Высокие значения отношения Th/Yb = 3–9 косвенно указывают на вклад в формирование гранитов массива Водораздельный субдукционного компонента. Распределение редких элементов в гранитах может быть вызвано и другими факторами. Например, обогащение их Th (по сравнению с океаническими базальтами) может быть вызвано присутствием осадочных пород или более древних гранитоидов (гнейсов) в коровом очаге плавления. Влияние мантийных процессов на состав коровых гранитов может быть опосредованным, через частичное плавление мантийных базитов или смешивание мантийных магм и флюидов с коровым веществом во вторичных очагах плавления. По соотношениям $(La/Yb)_n - Yb$ (Martin, 1993) большая часть составов гранитов массива Водораздельный попадает в поле “классических островодужных пород”, что также косвенно может указывать на базитовую составляющую в субстрате.

На рис. 13 приведены также некоторые другие соотношения, позволяющие уточнить роль субдукционного и плюмового факторов. Помимо фигуративных точек гранитов Приполярного Урала, нанесены поля типичных надсубдукционных палеозойских гранитов Уральского орогена, а также плюм-зависимых гранитоидов из его различных секторов (авторская база данных). Здесь также прослеживается близость точек гранитов массивов Водораздельного и Вангырского и их сходство с породами надсубдукционных серий, тогда как граниты обеих фаз сальнерско-маньхамбовского комплекса лежат в полях плюм-зависимых образований, а кожимские граниты

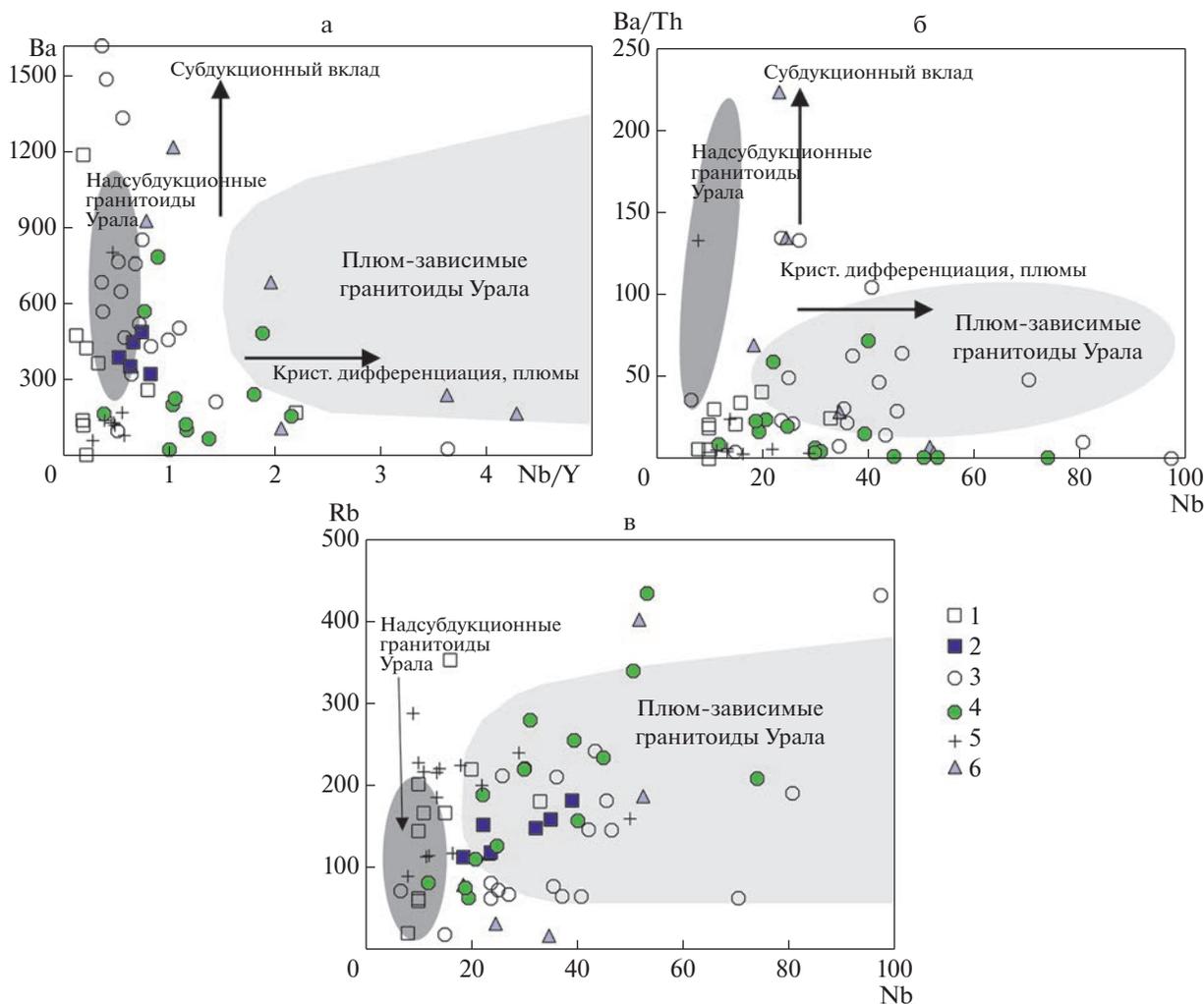


Рис. 13. Диаграммы отношений редких элементов, характеризующие вклад различных источников и процессов в петрогенезис кислых пород массива Водораздельный и его возможных аналогов. Диаграмма на рис. 13а взята из работы (Кеpezzhinskas et al., 1997), диаграммы на рис. 13б, 13в – авторские варианты комбинаций индикаторных элементов, также отражающие вклад различных источников в петрогенезис гранитов (Холоднов и др., 2022). Используя собственную базу данных, мы нанесли на эти диаграммы поля составов гранитоидов Уральского орогена – типичных представителей надсубдукционных (Верхисетский, Шабровский, Суховязовский, Краснинский и мн. др. массивы, всего 148 образцов, темно-серое поле) и плюм-зависимых образований (Степнинский, Увильдинский, Козлиногорский массивы и др., 50 образцов, светло-серое поле). Условные обозначения см. рис. 2.

занимают промежуточное положение. Отметим, однако, что в гранитах массива Водораздельный относительно невысоки содержания Ва, связанные либо с постмагматическими изменениями, либо, как вариант, с тем, что вовлекаемые в качестве компонента субстрата базальты океанической коры подвергались изменениям, приведшим к выносу Ва (Yan et al., 2019). За счет этого одна из важных характеристик надсубдукционных образований – высокая величина Ва/La (>30 ; Ферштатер, 2013) – в гранитах массива Водораздельный несколько понижена (в среднем 8). Отметим, что на всех диаграммах в позиции точек гранитов массива Водораздельный можно также проследить неоднородность, сходство ряда составов с плюм-

зависимыми гранитами. С другой стороны, по соотношению ряда элементов они близки к составу верхней континентальной коры (рис. 5б) и коллизионным образованиям (рис. 4), что указывает на важную долю сиалического вещества в их генезисе.

По нашему мнению, комплекс геохронологических, петрогеохимических и изотопных данных не позволяет относить гранитоиды массивов Водораздельный и Вангырский ко II фазе сальнерско-маньхэмовского комплекса. Как показано выше, по некоторым параметрам граниты массива Водораздельный близки к породам I фазы этого комплекса, но по другим – существенно отличаются от него. Возраст этих массивов более

древний, субстрат гетерогенный, петрогеохимия явно “надсубдукционная”, в составах почти не отражается влияние плюмового фактора (см. соотношения компонентов на рис. 12, 13). Вероятно, это еще не коллизионные или постколлизионные образования; они были генерированы на заключительных стадиях эволюции континентальной окраины (возможно, при переходе субдукции во внутримитовую форму (Аплонов, 2001)) и представляют отдельный эпизод гранитообразования на Приполярном Урале.

Граниты Кожимского массива, по крайней мере те из них, составы которых на многих петрохимических диаграммах лежат ближе к точкам гранитов Вангырского и Водораздельного массивов, нежели к породам II фазы сальнеро-маньхембовского комплекса, правомернее соотносить с первыми двумя образованиями. Поэтому, принимая за возраст массивов датировки 598 млн лет, авторы поддерживают точку зрения (Пыстин, Пыстина, 2011) о правомерности выделения при геокартировании комплекса гранитоидов с возрастом около 598 млн лет, которые следует относить к концу неопротероза (эдиакарию, интервал 635–541 млн лет; Cohen et al., 2013) или венду, согласно уральским подразделениям (Семихатов и др., 2015). Стоит ли такой комплекс именовать “кожимским” — вопрос спорный, поскольку гранитоидные тела в рамках Кожимского массива могут оказаться разнородными.

По мнению авторов, пока остается открытым вопрос о взаимоотношениях гранитов массива Водораздельный с породами саблегорской свиты, а также о составе, ореоле развития и возрасте последней. При съемке 1982 г. (Дашкевич, Гессе, 1982) на карте отрисован интрузивный контакт массива Водораздельный (запад) с породами этой свиты. В последней редакции Государственной геологической карты (Иванов и др., 2013а) западный контакт массива срезан разрывным нарушением, саблегорская свита в контакте с массивом Водораздельный не показана (хотя в тексте упомянуто, что контакт есть); с севера наблюдается взаимоотношение гранитов этого массива с арьяншорской толщей (содержащей вендские микрофоссилии). “В юго-западном углу территории листа (Q-40-XXX — прим. авт.) отложения арьяншорской толщи согласно перекрывают кислые вулканы саблегорской свиты; в остальных случаях “пестроцветы” залегают с размывом на сланцах мороинской, либо на кварцитах хобеинской свиты...” (Иванов и др., 2013а). Относительно контактов массива Водораздельный с вмещающими породами отмечается только то, что “контакты извилистые, неровные, резкие”. Датировки же пород саблегорской свиты следующие. В цирконах из метариолитов и метабазальтов ареала развития вулкаников саблегорской свиты в верховья р. Печора фиксируются 2 возрастные группы:

583 ± 4 и 495 ± 5 млн лет. Нижнее пересечение дискордии с конкордией дало 478 ± 150 млн лет и верхнее — 591 ± 150 млн лет (SHRIMP-2) (Ильясова и др., 2017). Поэтому авторы данной карты считают, что кристаллизация риолитов происходила в венде, а позднее, в связи с тектоно-термальным воздействием, образовались более молодые зерна. Точки метабазальтов не лежат на линии согласования, что свидетельствует о нарушении изотопных соотношений. “Построение линии дискордии дало оценку возраста 547 ± 25 млн лет ($n = 12$, СКВО = 0.75), которая может соответствовать возрасту кристаллизации базальтов” (Ильясова и др., 2017). Имеются более ранние датировки цирконов из пород, относимых к саблегорской свите: из кислых эффузивов Малопадокского района — 642 млн лет (Червяковский и др., 1992), из вулкаников хребта Малды-Нырды — 586 ± 12 млн лет (Волчек, 2004); методом TIMS из риолитов этого хребта — 519 ± 17 млн лет (Соболева, 2004). Возраст (LA ICP-MS) метариолитов горы Нейлентумп составляет 568.3 ± 4.3 млн лет (Ильясова и др., 2017).

Широкий набор датировок позволяет авторам карты листа Q-40-XXX предполагать, что в состав саблегорской свиты включены разновозрастные (вендские и позднекембрийские) вулканические породы, либо все значения около 494 млн лет отражают возраст метаморфизма. По их мнению, вопрос о возрасте метавулкаников, относимых к саблегорской свите, требует дальнейшего изучения.

Заметим, что значения около 494 млн лет встречаются в зонах цирконов из разных объектов: из метабазальтов южного ареала развития саблегорской свиты, из гранитоидов сальнерско-маньхембовского комплекса (Душин и др., 2017). Близкие (с учетом погрешности) возрастные кластеры обнаружены и в цирконах массивов Кожимский и Водораздельный. Поэтому мы склонны присоединиться к заключению об этапе метаморфизма, проявленном в породах саблегорской свиты (и изучаемых нами массивов) в указанном интервале. Напомним, что в измененных цирконах массива Водораздельный существует также популяция 548 ± 5 млн лет, возраст которой почти идентичен “гипотетическому” возрасту кристаллизации базальтов саблегорской свиты (см. выше). Поэтому, скорее всего, это также возраст метаморфического события, наложенного на более древние образования.

Петрогеохимические особенности субвулкаников саблегорской свиты тем не менее не позволяют сопоставлять их (по источнику и геодинамическому режиму) с гранитами массивов Водораздельный и Вангырский, а также принять точку зрения о том, что саблегорские вулканики скучены этими гранитами. По нашему мнению, породы саблегорской свиты изучены недостаточно и вполне могут объединять образования разного возраста и даже генезиса. Об этом свидетельству-

ет неоднородность их состава (Холоднов и др., 2022), подобная таковой в гранитах, объединяемых в I и II фазу сальнерско-маньхамбовского комплекса, где в близкое время плюмовая компонента и коровая составляющая, по-видимому, взаимодействовали на разных уровнях и в разных соотношениях. Сходство параметров, в частности показательная величина отношения Y/Nb , указывает на присутствие в протолите саблегорских риолитов компоненты OIB-типа, характерной для плюом-зависимых магматитов, и в частности для гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. Последний же существенно моложе (около 520 млн лет), чем граниты массивов Водораздельный и Вангырский, которые, как показано выше, характеризуются “надсубдукционными” геохимическими параметрами. И два последних утверждения хорошо увязываются между собой, поскольку процесс Тиманского орогенеза в этом секторе непосредственно следовал за субдукцией. Таким образом, реальные датировки саблегорской свиты, по нашему мнению, могут быть моложе возраста гранитов массива Водораздельный (598 млн лет) и лежать в интервале 583–568 млн лет (ранний венд), а состав образований, объединяемых в данную свиту, нуждается в более подробном рассмотрении. U–Pb возраст цирконов из субвулканических трахириолитов залегающей (несогласно?) выше по разрезу лаптопайской свиты составляет 554 ± 4 и 556 ± 11 млн лет (Душин и др., 2017).

Если принимать во внимание точку зрения Н.Б. Кузнецова (Кузнецов и др., 2007; Кузнецов, 2009) о том, что в начале кембрия имела место коллизия континентов Балтики (часть остова современной Восточно-Европейской платформы) и Арктиды, то надсубдукционные гранитоиды условно “кожимского комплекса” (указанные три массива: Водораздельный, Вангырский, Кожимский, в частности), относимые к протоуралидам, “являются вещественным выражением субдукции под Большеземельскую активную окраину Арктиды, а... породы I-типа с возрастом 560–515 млн. лет маркируют собой этап коллизии Тиманской пассивной окраины Балтики и Большеземельской активной окраины Арктиды” (Кузнецов и др., 2007). Затем имело место внедрение A- и S-гранитоидов (в том числе и саблегорских риолитов), связанных с коллизией, постколлизийными дивергентными процессами и, возможно, с плюмовой активностью. Полученные в нашей работе данные не противоречат этой точке зрения, исключая (в случае массива Водораздельный) влияние плюмового фактора.

О составе субстрата для выплавления гранитоидов Кожимского блока

Рассмотрим косвенные данные, позволяющие сделать некоторые предположения о субстрате

для выплавления гранитов данного блока. Точки состава пород массива Водораздельный (и Вангырского массива) образуют поле, сдвинутое из области метапелитов в поле метаграувак (рис. 14в), ряд точек лежит близко к зоне влияния метабазитового субстрата; по соотношениям Rb, Ba, Sr (рис. 14г) точки составов рассматриваемых пород находятся в области базальтоидного источника. Индикаторные отношения в цирконах (рис. 14а, 14б) также указывают на существенно океанический тип субстрата для гранитов массива Водораздельный. Скудные данные по содержанию микроэлементов в нескольких зернах циркона Кожимского массива показывают, что точки их состава лежат в поле континентальных цирконов. Но, как показано выше, этот массив (или часть его гранитов) может быть более молодым и мог генерироваться при смене геодинамического режима и, соответственно, из иного источника.

Интерпретации составов субстрата для многих гранитоидов Приполярного Урала, в частности для распространенных в контурах Ляпинского антиклинория (Udoratina et al., 2021; Холоднов и др., 2022), неоднозначны. В работах (Kholodnov et al., 2021; Холоднов и др., 2022) показана применимость диаграммы $Y-Nb$ для установления различий между гранитами разных геодинамических обстановок и предварительных оценок состава субстрата, в том числе и для кислых пород. Гетерогенность субстрата массива Водораздельный подчеркивается рядом фактов. С одной стороны, на диаграммах, связывающих химический состав цирконов с составом субстрата, большая часть точек массива Водораздельный попадает в поле океанических образований, указывая на влияние мафической составляющей в субстрате. Величина Y/Nb в гранитах изученного массива невысока, близка к таковой E-MORB, но уровни содержания этих элементов сильно варьируют. Величина отношения составляет $Na_2O/K_2O > 0.5$, что, согласно представлениям Чаппела и Уайта (Chappell, White, 1992), указывает на магматогенный характер протолита. С другой стороны, цирконы массива Водораздельный содержат много древних ядер с U–Pb возрастом от 2190 до 780 млн лет, что подразумевает участие в их генерации вещества фундамента континента. При этом важно отметить, что обломки магматогенных цирконов с такими возрастными (2060–900 млн лет) широко распространены в позднерифейских и раннепалеозойских песчаниках Полярного Урала, Южного и Среднего Тимана, формировавшихся за счет длительного разрушения северо-восточной окраины Восточно-Европейского кратона (Kuznetsov et al., 2010; Андреичев и др., 2013; Красоткина и др., 2020).

Граниты массива Водораздельный являются пералюминиевыми, что тоже косвенно указывает на присутствие метаосадочного материала в субстрате.

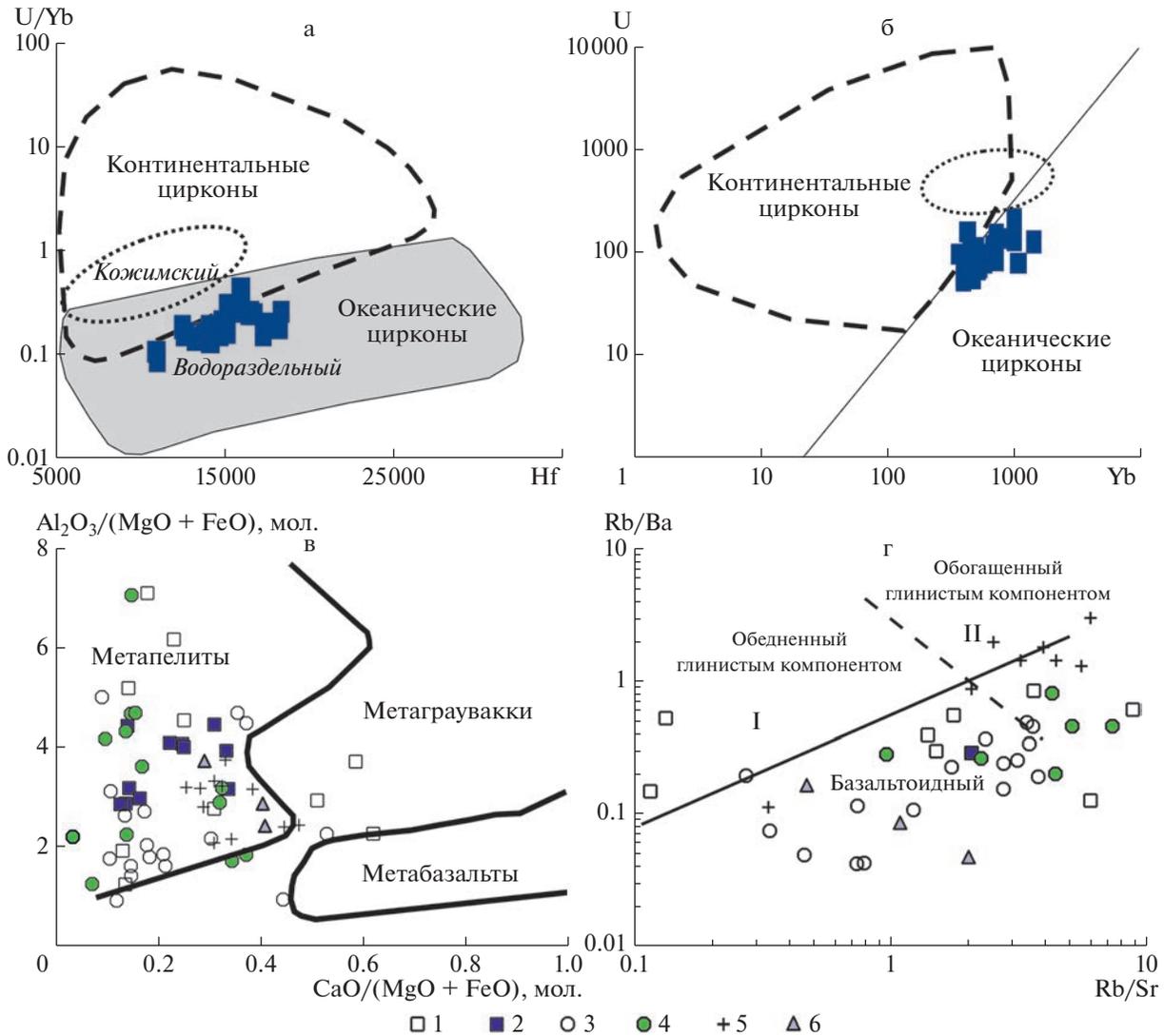


Рис. 14. Диаграммы для определения состава субстрата для выплавления гранитоидов. (а, б) – по параметрам состава пород (Sylvester, 1998; Althert et al., 2000), (в, г) – по параметрам состава цирконов (Grimes et al., 2007). Условные обозначения см. рис. 2.

Lu–Hf изотопные данные должны служить наиболее достоверными индикаторами состава субстрата, поскольку в цирконах эта система устойчива к воздействию наложенных процессов. Анализ данных по поведению изотопов Lu и Hf в цирконах из гранитов массива Водораздельный позволяет сделать следующие заключения. Здесь показателем вклада ювенильного материала служат ядра с высокими положительными значениями $\epsilon_{Hf}(t)$, эти ядра имеют палео- и мезопротерозойский возраст 2189 и 1599 млн лет (табл. 4). Положение точек этих цирконов существенно выше линии DM, что встречается крайне редко, и высокие значения (13, 21) $\epsilon_{Hf}(t)$ для пород такого возрастного уровня могут являться аналитическим артефактом. Перечень ошибок, возможных при использовании данного метода на близком по классу оборудовании, хоро-

шо описан в работе (Лохов и др., 2009) и был учтен при анализе наших образцов. По нашему мнению, они не должны иметь место. Поэтому мы оставили результаты измерений в табл. 4, в дальнейшем планируется провести дополнительные исследования по цирконам сходного облика и морфологического типа и подтвердить либо опровергнуть эти данные.

Весьма экзотический вариант объяснения экстремального поведения Hf приводится в работе (Лохов и др., 2009); правда, данные ($\epsilon_{Hf}(t) = 87$) были получены для кальцифиров Охотского массива. Предполагается, что протовещество древнего материала планеты (Enrich Hadean Impact Differentiates) претерпело термическую дифференциацию, подвергалось воздействию флюидов с высокими Lu–Hf отношением, затем ассимилировалось древнейшими вулканитами, частично бы-

ло ими погребено и вошло в состав литосферной мантии, не участвовало в глубинной конвекции и поэтому могло сохраниться (Лохов и др., 2009).

Для мезопротерозойского циркона (1354 млн лет) из гранитов массива Водораздельный величина $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ резко понижена (0.8), что указывает на близкий к CHUR, более коровый источник, из которого заимствовано зерно. Это могли быть породы фундамента континентального блока, впоследствии вошедшего в состав Восточно-Европейской платформы. Данное значение совпадает с возрастом машакского рифтогенного события, которое сопровождалось формированием существенного объема магматических пород разной глубинности (базальты и риолиты машакской, кувашской, шатакской свит, габброиды и граниты Кусинско-Копанской интрузии и т.п.) около 1389–1350 млн лет назад и имело место на Южном Урале (в современных координатах). Ксеногенные ядра с такими датировками фиксируются и в палеозойских гранитах Башкирского мегантиклинория (Шардакова, 2016).

Каймы циркона с неопротерозойским возрастом (632, 612 млн лет), по нашему мнению, являются продуктами преобразования и, вероятно, сформированы под действием флюида (или из эволюционировавшего расплава), имевшего менее “мантийные” характеристики, поэтому значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в них слабо положительные (около +2). Известно, что изотопный состав Hf метаморфических цирконов либо наследуется от магматических цирконов, либо может быть более радиогенным за счет обмена с сосуществующими минеральными фазами или расплавом (Gerdes, Zeh, 2009; Chen et al., 2010). Заметим, что в гранитах Кожимского массива (485 млн лет) также имеется кластер цирконов с возрастными 619 ± 9.1 млн лет, который рассматривается авторами “как унаследованный от предыдущего этапа” (Удоратина и др., 2020).

Колебания изотопного состава Hf между отдельными зернами магматического циркона, маркирующего возраст гранитов массива Водораздельный, отражают вклад корового вещества в магнообразование. Все они, за исключением зерна 77 (см. выше), имеют близкие к нулю (–2...0...+1) величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, лежащие близко к линии CHUR.

Зерна (зоны) циркона, имеющие возраст более молодой, чем тот, что отвечает возрасту породы (табл. 3), судя по изотопным характеристикам, в различной мере подверглись тектоно-термальному воздействию. Часть из них (565–530 млн лет) наследует характеристики магматических цирконов, слабо варьируя по степени “коровости”; более молодые зерна (514–593 млн лет) характеризуются накоплением радиогенного Hf, давая более высокие отрицательные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (–6, –8). Эти два типа цирконов, по-видимому, генерированы в ходе отдельных эпизодов тектоно-тер-

мальной активности, по нашему мнению совпадающих с импульсами деятельности мантийного плюма (“маньхамбовский плюм”; Пучков, 2018), который, поднимаясь с нижних горизонтов, в данном случае мог служить источником энергии, инициирующим плавление в коре и/или отделение флюидной фазы, влияющей на Lu–Hf изотопию цирконов. Связь генерации гранитов Ляпинского антиклинория с возрастными 540–480 млн лет обоснована в ряде работ (Пучков, 2018; Холоднов и др., 2022). В любом случае, для данной структуры наличие нескольких импульсов гранитообразования, проявленных позже 598 млн лет и не относящихся уже к обстановке активной конвергентной окраины, никем не оспаривается.

Таким образом, участвующий в генерации гранитов массива Водораздельный субстрат имел смешанный характер, в нем важную роль играло вещество в разной степени деплетированной мантии и древней коры. Двухстадийные модельные возрасты для магматогенных цирконов варьируют в интервале 1699–1251 млн лет (рис. 12б), в этом интервале лежит часть возрастов древних зерен, имеющих разные величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ (см. выше). Модельные возрасты для самых древних цирконов с “мафическими” метками субстрата, даже рассчитанные по одностадийной модели ($T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, для т. 130, 97), не могут быть корректно оценены. Полученные величины много ниже возраста цирконов, что говорит о науршенности изотопной системы (?). В то же время модельный возраст для циркона массива Водораздельный, имеющего датировку “машакского” (1354 млн лет, т. 16, табл. 3) уровня и величину $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.8$, дает вполне “реальные” древние цифры $T_{\text{Hf}}(\text{DM}^c) = 2080$ млн лет, подтверждая, что вещество с таким возрастом имело место в процессе рециклинга.

Анализ петрогеохимических, геохронологических и изотопных данных по магматитам всего Ляпинского антиклинория показывает, что в породах комплексов, образованных в период от 620 до 480 млн лет, изотопные характеристики сильно изменчивы (Udoratina et al., 2021). Проследим это на примере массивов, с которыми в разное время сравнивался массив Водораздельный: Вангырского, Кожимского, Маньхамбовского (в составе сальнерско-маньхамбовского комплекса). Отметим, что, несмотря на различную интерпретацию тех или иных данных по возрасту кристаллизации пород, практически во всех этих гранитах имеются цирконы с позднерифейско-вендскими возрастными, как и в массиве Водораздельный. И во всех объектах (кроме Водораздельного) относительно молодые значения (Кожимский – 485 млн лет, Вангырский – 598 млн лет, Маньхамбовский – 522 млн лет) считаются возрастом пород, а те, что древнее – унаследованными от предыдущего этапа (то есть сохранились цирконы субстрата или

зерна были захвачены из вмещающих пород). При этом древние цирконы (1224 млн лет) фиксируются в Вангырском массиве, и Hf-модельные возрасты для гранитов здесь составляют $T_{Hf}(DM^c) = 1.76–1.32$ млн лет. Следует вспомнить также приводимый в работе (Душин и др., 2012) U–Pb возраст циркона 1390 млн лет, который Душин ранее принимал за возраст пород I фазы массива, поскольку Nd-модельный возраст гранитов (1.42 млн лет) с ним почти совпадал. Согласно более новым данным (Udoratina et al., 2021), для пород Кожимского массива и II фазы Маньхамбовского массива $T_{Hf}(DM^c) = 1.41–1.07$ млн лет; для лейкогранитов II фазы последнего – 2.05–1.31 млн лет. Кроме того, помимо “утвержденной” в настоящее время датировки 522 млн лет, для гранитов массива Маньхамбо приводятся (Душин и др., 2017) кембрийские конкордантные значения в кластерах цирконов – 510, 501, 489 млн лет и даже палеозойские – 253.3 млн лет. Все это, по-видимому, обусловлено влиянием этапов более поздней тектоно-термальной активности.

Важно напомнить, что среди трех ранее указанных объектов (Вангырский, Кожимский, Маньхамбовский массивы) четко “надсубдукционные” геохимические параметры имеют только вангырские граниты; два других более молодых массива отнесены к следующему этапу эволюции пояса тиманид (Udoratina et al., 2021). Тем не менее положительные величины $\epsilon_{Hf}(t)$, встречающиеся в цирконах из всех этих гранитоидов, как и в массиве Водораздельный, указывают на наличие мафического компонента в субстрате для выплавления гранитоидов. Природа этого субстрата может быть не всегда идентичной: в случае с Вангырским и Водораздельным массивами это частично древнее ювенильное мафическое вещество (если принимать во внимание высокие $\epsilon_{Hf}(t)$ для древних цирконов) + участие базитов (и осадков) слэба и флюида, отделяемого при дегидратации пород слэба, + коровый компонент. Для Кожимского массива и I фазы Маньхамбовского массива можно предполагать опосредованное участие в плавлении вещества ранее оторвавшегося слэба, погруженного глубоко в мантию. Он мог плавиться, давая базальтовые, пикритовые или андезитовые магмы, подъем которых на уровень коры обусловил формирование магматических очагов, в которых формировались граниты. Дополнительными источниками могли быть вещество (и энергия) мантийного плюма и флюида, отделяющегося от слэба.

На основании наших новых данных, дополняющих имеющуюся изотопно-геохимическую информацию по гранитам Приполярного Урала, можно заключить, что гранитоиды близкого возраста, но относящиеся к разным этапам геодинамического развития этого сектора, несмотря на черты сходства и различия ряда геохимических парамет-

ров, имеют “преемственность” в составе субстрата. Она выражается в варьирующей, но, безусловно, имеющейся доле мафического компонента в источнике. Это в очередной раз опровергает существовавшую несколько ранее точку зрения об их чисто коровой, анатектической природе. Например, исследование изотопного состава Sr кембрийских гранитов Приполярного Урала (Довжикова, 2007) показало очень высокие величины первичных отношений $(^{87}Sr/^{88}Sr)_i = 0.71–0.75$. Считалось также, что существенные объемы А-гранитов не могут выплавляться в случае, когда ниже по разрезу отсутствуют массы более основных пород. Многие петрогенетические модели предполагают происхождение А-гранитов только из сиалического материала, но экспериментальных доказательств существования выплавки, близких по составу к А-гранитам, из корового вещества не получено (Bonin, 2007).

Эпизоды гранитного магматизма в Ляпинском антиклинории неоднократно повторялись в интервале средний рифей–венд–ранний кембрий в ходе становления Приполярноуральского сегмента земной коры. С ними были сопряжены процессы многоэтапного высокотемпературного метаморфизма (Пыстин, Пыстина, 2008), которые развивались и позже, в ходе тиманских орогенных событий, и выразились, помимо общегеологических признаков, в формировании нескольких генераций цирконов (или их зон) в гранитоидах указанного возраста. На роль древнего материала в их субстрате указывают возрасты реликтовых цирконов (для массива Водораздельный – 2100, 1599, 1354 млн лет и др.).

В целом же появляющиеся новые данные (Udoratina et al., 2021; Холоднов и др., 2022 и др.) по разным изотопным системам для гранитов разных частей современной структуры Уральского подвижного пояса и его северо-восточного обрамления указывают на то, что гранитов, имеющих чисто сиалический субстрат, значительно меньше, чем считалось ранее.

ВЫВОДЫ

1. По петрогеохимическим характеристикам граниты массива Водораздельный (и близлежащего Вангырского массива) близки к надсубдукционным образованиям. Соотношения ряда ключевых элементов показывают, что в составе субстрата очага плавления присутствовало вещество базитов плавящегося слэба, а также высокоглиноземистый сиалический материал.

2. На основании определений U–Pb возраста главной популяции цирконов из гранитов обоснован вендский (эдиакарский) возраст массива Водораздельный, составляющий 593 ± 4.3 млн лет. Это значение с учетом погрешности совпадает с возрастом гранитов близлежащего Вангырского массива (598 ± 5 млн лет), а также с возрастными ядер-

ных зон цирконов, присутствующих в ряде кембрийских массивов Ляпинского антиклинория (Кожимский, Кефталыкский и др.).

3. В цирконах массива Водораздельный обнаружены древние ядра палео- и неопротерозойского возраста. Одни из них (1599 млн лет) имеют высокие $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 13$, что может указывать на участие в выплавлении или захвате зерен из древнего мафического материала (?); в других, несколько более молодых (1354 млн лет) зернах важную роль играет коровая ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) = 0.8$) компонента (вещество фундамента древней платформы).

4. Величины $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ в цирконах, датировки которых принимаются нами за возраст гранитов массива Водораздельный, варьируют около нуля, что указывает на гетерогенный источник (мантейный и коровый материал) расплавов. В гранитах сходного по составу Вангырского массива $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ существенно выше (2–6). Краевые зоны цирконов из гранитов массива Водораздельный, образованные при более поздних тектоно-термальных процессах, возраст которых совпадает с эпизодами раннекембрийского гранитообразования в Ляпинском антиклинории, частично наследуют изотопные параметры гранитов, затем, по мере омоложения, их метки сдвигаются в сторону более корового источника ($\epsilon_{\text{Hf}}(t) > -8$).

5. Возраст и петрогеохимические особенности гранитов (и содержащихся в них цирконов) не подтверждают правомерность отнесения массива Водораздельный (и его аналогов – Вангырского массива и части пород Кожимского массива) к сальнерско-маньхамбовскому комплексу и в очередной раз указывают на возможность выделения при геологической съемке собственного подразделения с возрастом около 598 млн лет, как ранее было предложено в работе (Пыстин, Пыстина, 2011).

6. Состав и возраст образований, объединяемых в саблегорскую свиту, нуждаются в более детальном исследовании.

7. Наличие нескольких этапов гранитообразования (средний рифей–венд–кембрий), сопряженного метаморфизма и сложный состав древних метаморфизованных образований, сосредоточенных в фундаменте Ляпинского антиклинория, приводят к вариациям изотопных параметров, характеризующим гетерогенность источника расплавов, с одной стороны, и конвергентность ряда геохимических признаков, с другой.

Благодарности. Первые маршруты по массиву Водораздельный проводились в составе отряда С.Г. Червяковского, известного геолога и знатока Приполярного Урала.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, темы №№ 123011800009-9 и АААА-А19-119072990020-6. Дооснащение и комплексное

развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л.* Геохронология гранитоидного магматизма Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2010. № 11. С. 7–12.
- Андреичев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж.* U–Pb-возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских терригенных отложений Северного Тимана // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 5. С. 562–566.
- Аглонов С.В.* Геодинамика. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2001. 360 с.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г.* Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
- Волчек Е.Н.* Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора севера Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2004. 145 с.
- Дашкевич Г.И., Гессе В.Н.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX (Манарага). Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Довжикова Е.Г.* Позднедокембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральной части Печорской плиты). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2007. 18 с.
- Душин В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* Возраст и геодинамическая позиция гранитоидов Маньхамбовского блока (Северный Урал): U–Pb и Sm–Nd изотопная систематика и геохимические ограничения // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2009. Т. 1. С. 125–127.
- Душин В.А., Козьмин В.С., Сердюкова О.П., Никулина И.А., Колганов Е.Р.* Геология и комплексное редкометалльно-уран-ториевое оруденение Маньхамбовского блока (Приполярный Урал) // Литосфера. 2012. № 2. С. 166–172.
- Душин В.А., Сердюкова О.П., Малюгин А.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист P-40-XII (г. Кожим-Из). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2017. 263 с.
- Зайцева М.В., Пупышев А.А., Шапова Ю.В., Вотьяков С.Л.* U–Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306.
- Иванов В.Н., Жаркова Т.Б., Курзанов И.Ю. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-40-XXX. (Манарага). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2013а. 195 с.
- Иванов В.Н., Жаркова Т.Б., Курзанов И.Ю. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Северо-Уральская. Лист Q-41-XXV. (Народная). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2013б. 262 с.

- Ильясова Г.А., Останин С.Ю., Михалева Е.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-XVIII (Лопсия). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2017. 148 с.
- Красоткина А.О., Скублов С.Г., Кузнецов А.Б., Макеев А.Б., Астафьев Б.Ю., Воинова О.А.* Первые данные о возрасте (U–Pb, SHRIMP-II) и составе циркона из уникального нефтетитанового месторождения Ярегское, Южный Тиман // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 2. С. 9–17.
- Кузнецов Н.Б.* Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап “собирания” северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.
- Кузнецов Н.Б., Удортатина О.В.* Возраст и геодинамические условия формирования позднекембрийских гранитоидов Вангырского массива, Приполярный Урал // Бюлл. МОИП. 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 3–12.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С.* Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднекембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 1. С. 32–45.
- Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Сергеев С.А.* Экстремально радиогенный гафний в цирконах из докембрийских кальцифиров // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 5. С. 660–663.
- Мартынов Ю.А.* Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
- Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 149 с.
- Петров Г.А., Холоднов В.В., Останин С.Ю., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В.* Флюидный режим формирования и особенности металлогении гранитоидов Южно-Помурского массива (Северный Урал) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 5. С. 103–112.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Плом-зависимый гранит-риолитовый магматизм // Литосфера. 2018. № 5. С. 692–705.
- Пыстин А.И., Пыстина Ю.И.* Метаморфизм и гранитообразование в протерозойско-раннепалеозойской истории формирования Приполярноуральского сегмента земной коры // Литосфера. 2008. № 6. С. 25–38.
- Пыстин А.И., Пыстина Ю.И.* Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2011. Вып. 4(8). С. 73–78.
- Пыстина Ю.И., Пыстин А.И.* Типоморфные признаки цирконов как критерий для расчленения и корреляции гранитоидов (на примере северной части Приполярного Урала) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 12. С. 3–15.
- Рудич К.Н.* Магма малоглубинных камер. М: Наука, 1967. 165 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М.* Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16–27.
- Соболева А.А.* Проблема гетерогенности сальнерско-маньхамбовского гранитоидного комплекса // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Материалы региональной научно-практической конференции. Пермь: ПГУ, 2001. С. 34–37.
- Соболева А.А.* Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 147 с.
- Удортатина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.А., Родионов Н.В., Пресняков С.Л.* Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильязского массивов (Северный Урал): U–Pb-данные // Докл. АН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.
- Удортатина О.В., Шуйский А.С., Капитанова В.А.* Гранитоиды Кожимского массива (Приполярный Урал): U–Pb, Lu–Hf данные // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2020. № 1(41). С. 96–105.
- Феритатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
- Феритатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Фишман М.В., Голдин Б.А.* Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 107 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С.* Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхамбовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия // Петрология. 2022. Т. 30. № 4. С. 404–431.
- Червяковский С.Г., Иванов В.Н., Курзанов И.Ю., Кузнецов Н.А., Ронкин Ю.Л.* О возрастной позиции Малопапского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности // Ежегодник-91. Информ. сб. научн. тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 71–74.
- Червяковская М.В., Вотяков С.Л., Червяковский В.С.* Изучение Lu/Hf изотопного состава цирконов с помощью многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Neptune Plus и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2021. Т. 25. № 3. С. 212–221.
- Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л.* Локальный анализ микроэлементного состава силикатных минералов на масс-спектрометре NexION 300S с ЛА приставкой NWR 213: методические аспекты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. С. 1–8.
- Шардакова Г.Ю.* Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.
- Шарпенко Л.В., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутоидных пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H.* High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. V. 50. P. 51–73.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of

- source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bonin B.* A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // *Lithos.* 2007. V. 97. P. 1–29.
- Chappell B.W., White A.J.R.* I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 1992. V. 83. P. 1–26.
- Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L.* Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous in-situ analyses of trace elements, U–Th–Pb and Lu–Hf isotopes in zircon from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // *Lithos.* 2010. V. 114. P. 132–154.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fa J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes.* 2013. V. 36. P. 199–204.
- Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. P. 429–437.
- Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W.* Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia // *Chem. Geol.* 2009. V. 259. P. 131–142.
- Gerdes A., Zeh A.* Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. P. 230–243.
- Grimes C.B., Joh B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J.* Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: a method for distinguishing detrital zircon provenance // *Geology.* 2007. V. 35. P. 643–646.
- Hanchar J.M., Watson E.B.* Zircon saturation thermometry // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53 (1). P. 89–112.
- Harrison T.M., Schmitt A.K.* High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 261. P. 9–19.
- Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69(3). P. 637–648.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon. Eds. Hanchar J.M., Hoskin P.W.O.* *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 7–62.
- Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hawkesworth C.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H.* Trace element and Sr–Nd–Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 577–600.
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S.* Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. V. 12(2). P. 225–245.
- Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O.* Modern problems of geochemical and U–Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks // *Geochemistry Int.* 2015. V. 53(9). P. 759–785.
- Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: implications for plate tectonic models // *Gondwana Res.* 2010. V. 17. № 2/3. P. 583–601.
- Loucks R.R., Fiorentini M.L., Rohrlach B.D.* Divergent Ti–HO₂ paths during crystallisation of H₂O-rich and H₂O-poor magmas as recorded by Ce and U in zircon, with implications for TitaniQ and TitaniZ geothermometry // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2018. V. 173(12). P. 1–21.
- Martin H.* The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust – comparison with modern processes // *Lithos.* 1993. V. 30(3–4). P. 373–388.
- McDonough W.F., Sun S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.
- Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G.* Hydrothermal zircons: a tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouchou gold deposit – Morocco) // *Chem. Geol.* 2007. V. 245. P. 135–161.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184(1–2). P. 123–138.
- Rudnik R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise of Geochemistry.* 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42(1). P. 313–345.
- Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos.* 1998. V. 45. P. 29–31.
- Trail D., Watson E.B., Tailby N.D.* Ce- and Eu-anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2012. V. 97(1). P. 70–87.
- Udoratina O.V., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Soboleva A.A., Andreichev V.L., Golubeva I.I., Kapitanova V.A.* Granitoid magmatism in the north of the Urals: U–Pb age, evolution, sources // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. V. 12. № 2. P. 287–309.
- Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H.* Contrasting zircon Hf–O isotopes and trace elements between ore-bearing and ore-barren adakitic rocks in Central-Eastern China: implications for genetic relation to Cu–Au mineralization // *Lithos.* 2013. V. 156–159. P. 97–111.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Geol. Soc. Am. Abstract with Programs.* 1979. P. 539.
- Yan Q., Zhang P., Metcalfe I., Liu Y., Wu Sh., Shi X.* Geochemistry of axial lavas from the mid- and southern Mariana Trough, and implications for back-arc magmatic processes // *Miner. Petrol.* 2019. V. 113. P. 803–820.
- Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H.* Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition // *Lithos.* 2018. V. 314–315. P. 646–657.

Рецензенты А.Б. Кузнецов,
Г.А. Петров

Vodorazdelny Granite Massif (Subpolar Urals) and Correlation Problems of the Pre-Ordovician Granitoids and Volcanic Rocks from the Northern Part of the Lyapinsky Anticlinorium

G. Yu. Shardakova^{a, #}, E. N. Volchek^a, V. S. Chervyakovskiy^a,
M. V. Chervyakovskaya^a, and V. V. Kholodnov^a

^aThe Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural
Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

[#]e-mail: shardakovagalina@mail.ru

Petrogeochemical features of the Vodorazdelny massif granites (Subpolar Urals, Lyapinsky anticlinorium) indicate these rocks are close to I-granites and were formed in suprasubduction environment. The ratios of the key elements (Rb, Ba, Th, Sr, Y, Nb) suggest that the basites of the melting slab and the fluid separated during their dehydration could participate in the granite generation. The U–Pb age of the main population of magmatogenic zircons is 593 ± 4 Ma and corresponds to the Vendian (Ediacarian). It coincides with the age of the granites from the nearby Vangyr massif (598 ± 5 Ma), as well as with the age of zircon cores from the granites of the Kozhim massif located to the north. Values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ from -2 to 0 in magmatogenic zircons with an age corresponding to the age of Vodorazdelny granites indicate a heterogeneous source of melts. The zircons of these granites also contain ancient cores with U–Pb ages from 2200 to 700 Ma, where the values of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ from $+0.8$ to $+13$ indicate the presence of a crust component in the substrate (the substance of the ancient platform basement). Petrogeochemical and isotope-geochronological parameters of granites (and their zircons) do not confirm the validity of attributing of Vodorazdelny granite massif (and its analogues – the Vangyr and Kozhim massifs) to the Cambrian Salner-Mankhambo complex. We consider there are the possibility of separating of independent complex (about 598 Ma, Vendian?) during geological mapping. The presence in the Lyapinsky anticlinorium of several stages of granite generation (Middle Riphean–Vendian–Cambrian), accompanied by metamorphism, and complicate composition of ancient metamorphic strata from this structure basement led to varying isotopic parameters characterizing the heterogeneity of the source of melts, on the one hand, and the convergence of a number of geochemical features, on the other.

Keywords: Subpolar Urals, Vendian, granites, zircons, isotopic parameters, accretion, subduction, plume

УДК 551.736

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И БИОНОМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА КОМПЛЕКСОВ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮРЮЗАНО-АЙСКОЙ ВПАДИНЫ ЮЖНОГО УРАЛА (НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА МЕЧЕТЛИНО)

© 2023 г. Е. Н. Горожанина¹, В. М. Горожанин¹ *, Т. Н. Исакова², Т. В. Филимонова²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Поступила в редакцию 10.06.2022 г.

После доработки 29.09.2022 г.

Принята к публикации 08.10.2022 г.

Проведено литолого-фациальное и биономическое изучение пограничных артинско-кунгурских отложений приуральского отдела пермской системы Юрюзано-Айской впадины на примере разреза Мечетлино (Южный Урал). Разрез являлся кандидатом GSSP нижней границы кунгурского яруса. В терригенно-карбонатных отложениях выделено восемь литофациальных типов пород – литофаций. По их сочетанию разрез разделен на пачки, сложенные карбонатно-терригенными флишевыми породами, карбонатными обломочными отложениями, инициированными штормами, и глыбовыми подводно-оползневыми отложениями. Выявлено шесть экологических комплексов мелких фораминифер, отражающих обстановки осадконакопления в областях сноса бентосной фауны. Указаны механизмы смешения и перемещения растительных остатков, бентосных, планктонных и нектонных ископаемых остатков. Предложена модель формирования осадочных комплексов нижней перми в Юрюзано-Айской впадине Предуральяского прогиба, отражающая биономическую специфику комплексов органических остатков на границе артинского и кунгурского ярусов.

Ключевые слова: палеогеография, терригенно-карбонатные литофации, турбидиты, темпеститы, подводно-оползневые образования, артинский ярус, кунгурский ярус, фораминиферы, геопарк Янган-Тау

DOI: 10.31857/S0869592X23030031, EDN: KDIYVY

ВВЕДЕНИЕ

В разрезе Мечетлино, расположенном на правом берегу р. Юрюзань у с. Мечетлино Салаватского района Республики Башкортостан, вскрыты пограничные отложения артинско-кунгурского интервала нижней перми. Разрез рассматривался как эталон нижней границы кунгурского яруса и являлся кандидатом границы GSSP Международной стратиграфической шкалы (Чувашов, Черных, 2000, 2011; Чувашов и др., 2002; Chernykh et al., 2012, 2020; Kotlyar et al., 2016). Разрез Мечетлино расположен на территории геопарка Янган-Тау, который имеет статус глобального геопарка ЮНЕСКО и в настоящее время, благодаря механической расчистке, хорошо обнажен. В структурном отношении разрез Мечетлино находится в западной части Юрюзано-Айской впадины Предуральяского прогиба на границе внешней и внутренней зон, выделенных по геофизическим данным (рис. 1). Предуральский краевой прогиб образовался в позднем палеозое на платформенном

основании (Чувашов, 1998). Он относится к передовым (форландовым) структурам, образовавшимся на фронте Уральского орогена в результате коллизионных событий (Мизенс, 1997; Мизенс и др., 2018; Пучков, 2000). Особенностью передового прогиба является несимметричное строение: западный борт сложен шельфовыми и рифовыми карбонатными отложениями восточного края Русской платформы, в восточном борту распространены преимущественно флишевые комплексы (Мизенс, 1997; Чувашов, 1998; Пучков, 2000). Пограничные артинско-кунгурские породы западного борта, изученные в южной части прогиба (Горожанина и др., 2006; Филимонова и др., 2015), сложены мелководно-шельфовыми и лагунными карбонатными отложениями, содержащими остатки фораминифер. В разрезе Мечетлино артинско-кунгурские отложения, представленные карбонатно-терригенными комплексами осадочных пород, содержат остатки конодонт, аммоноидей и фораминифер. Отложения залегают субгоризонтально – угол наклона около 10 градусов на север–северо-восток.

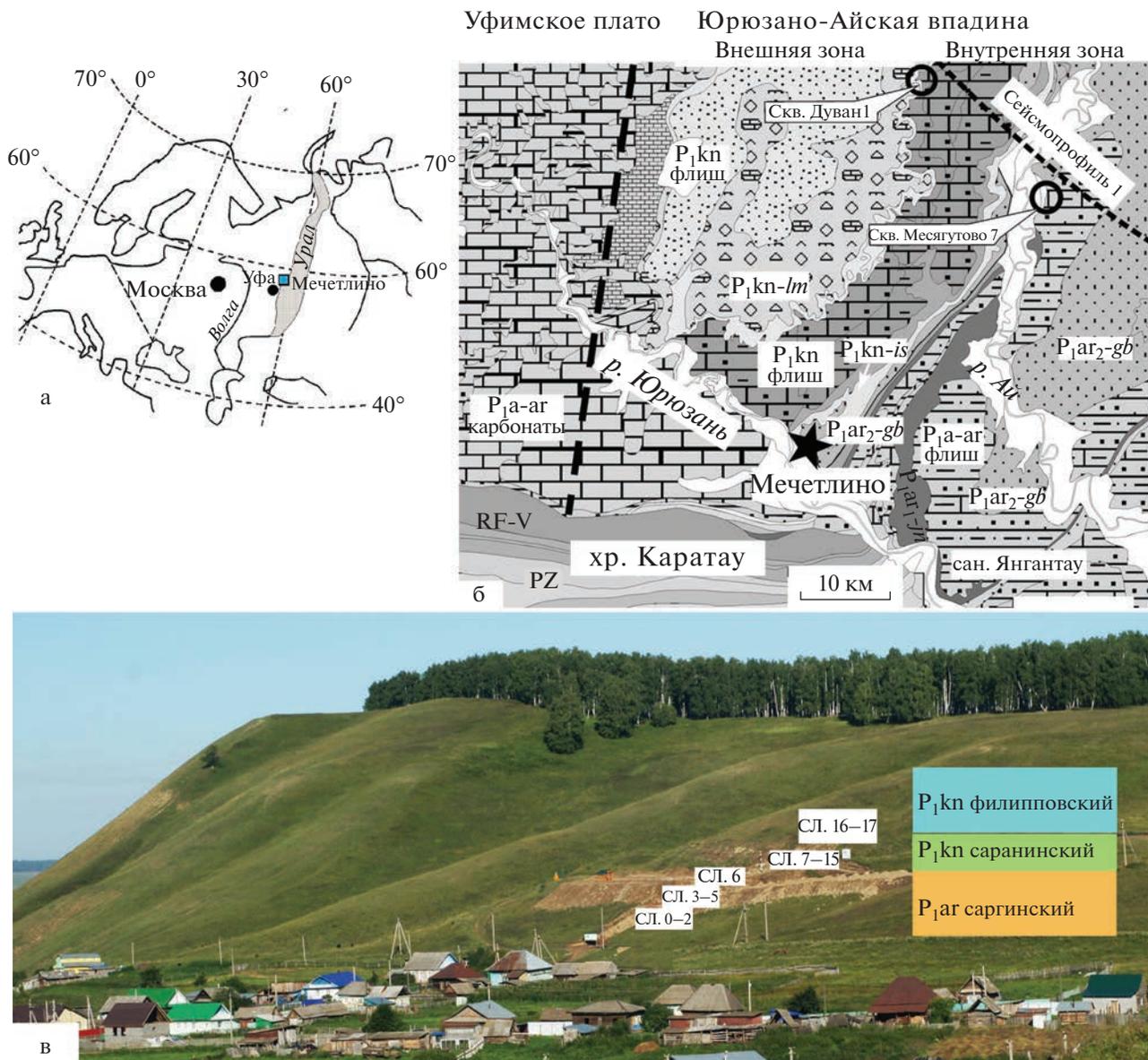


Рис. 1. (а) Местоположение разреза Мечетлино, (б) геологическая карта района (составлена по материалам геологических съемок) и (в) общий вид карьера с тремя уступами (фото Р.В. Кутыгина) и положение слоев. Стратиграфические индексы: P_1a-ag – отложения ассельско-сакмарско-артинского интервала, P_1ar_2-gb – отложения габдрашидовской свиты верхнеартинского подъяруса, P_1kn – отложения кунгурского яруса, P_1kn-is – исмагиловская свита кунгура, P_1kn-lm – брекчии лемазинской свиты кунгурского яруса.

В 1940-х и 1960-х годах на территории Юрюзано-Айской впадины проводились геолого-съемочные работы ГДП-200 на листах N40-IV (А.Э. Алкснэ, Э.А. Ревенко, 1965 г.), N40-V (Н.Г. Чочиа, 1948; Н.Г. Чочиа, А.Э. Алкснэ, 1960 г.). В результате этих работ пермские отложения были расчленены на серию свит с обоснованием их возрастных границ; две из них – габдрашитовская и исмагиловская – образуют коренные выходы в районе деревни Мечетлино. Ритмично-слоистые отложения габдрашитовской свиты включают прослои известняков

и известняковых песчаников с многочисленными органическими остатками амmonoидей, брахиопод, криноидей и фораминифер саргинского подъяруса артинского яруса. Верхняя часть свиты сложена ритмичным переслаиванием полимиктовых песчаников и аргиллитов с фауной саранинского подъяруса ныне кунгурского яруса (Постановление..., 1998).

Разрез Мечетлино в настоящее время детально изучен палеонтологически (Чувашов и др., 2002; Черных, 2006, 2018a, 2018b; Chernykh et al., 2015;

Черных и др., 2018; Kutugin, 2017; Кутыгин, 2018; Исакова и др., 2018; Сунгатуллин, Сунгатуллина, 2018; Filimonova, Isakova, 2022). Современное по-слоное описание и полученная детальная био-стратиграфическая характеристика разреза Мечетлино показали, что по палеонтологическим данным граница артинского и кунгурского ярусов проходит внутри песчано-сланцевой пачки в верхней части габдрашитовской свиты в толще песчаников. Положение границы определяется появлением конодонтов *Neostreptognathodus pnevi* Kozur et Movshovich и подтверждается фауной аммоноидей и фораминифер (Черных, 2006, 2018б; Chernykh et al., 2015, 2020; Черных и др., 2018; Бойко, 2010; Kutugin, 2017).

Вышележащая исмагиловская свита сложена чередованием афанитовых серых плитчатых известняков с известковистыми песчаниками и алевроитистыми аргиллитами (глинистыми сланцами). Ранее (Наливкин, 1950) исмагиловская свита и перекрывающие ее отложения каранавской, буранчинской и сабанаковской свит относились к саранинскому (бесфузулинидовому) подъярису. В разрезе Мечетлино в темно-серых плитчатых известняках исмагиловской свиты В.В. Черных определил конодонты филипповского подъяруса (Черных, 2006, 2018а, 2018б).

Краткая литологическая характеристика и представление о генезисе отложений разреза Мечетлино приведены в работе Г.А. Мизенса с соавторами (Мизенс и др., 2018).

Цель настоящего исследования – определение палеогеографических, палеотектонических условий и механизмов осадконакопления, а также выяснение источников сноса карбонатного и терригенного материала в артинско-кунгурское время в Юрюзано-Айской впадине на примере разреза Мечетлино.

В задачи нашего исследования входило по-слоное детальное литологическое описание отложений с выделением литофациальных типов пород; изучение распределения в них ископаемых остатков, среди которых основное внимание уделено мелким фораминиферам, как дополнительному инструменту для выяснения источника сноса карбонатной биокластики и доказательства их синхронности процессу осадконакопления. Изучение слоистости, структурных и текстурных особенностей пород проведено для уточнения механизма переноса кластики. Литотипы пород выделены по комплексу макро- и микропризнаков с привлечением микроскопического описания пород в шлифах и использованием метода микрофациального анализа карбонатов (Уилсон, 1980; Flügel, 2010). Описание микрофаций дано по терминологии Р. Данэма (Dunham, 1962). Показано распределение литотипов по разрезу, что позволило определить особенности и цикличность условий осадконакопления, влияние различных факторов.

ПОСЛОЙНОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Разрез Мечетлино в настоящее время представляет собой карьерную расчистку на склоне горы на северной окраине села Мечетлино (рис. 1). Карьер имеет три уступа высотой по 3–4 м. В нижнем уступе выходят слои 0–2, в среднем уступе обнажены слои 3, 4, 5, верхний уступ вскрывает слои 6–15. Отложения залегают практически субгоризонтально. Вышележащие отложения, которые выходят в высыпках и мелких выступах на склоне близ вершины горы, выделены нами в слои 16 и 17.

Послойное детальное литологическое описание отложений проведено на основе выделения литофациальных (литогенетических) типов пород.

Литофациальные типы пород

Основными признаками для выделения лито-генетического или литофациального типа породы являются: состав, зернистость, характер слоистости, соотношение терригенного и карбонатного материала, размерность кластики. В отличие от микрофациального анализа (Flügel, 2010), описание литофаций включает также макроскопическую характеристику породы (тип слоистости, форма прослоев). Механизмы формирования отложений определяются по типу слоистости, характеру контактов слоев, нарушению слоистости оползневыми и/или штормовыми процессами, биотурбированием, по цикличности чередования. Характеристика литофаций включает описание особенностей породы и интерпретацию условий осаждения.

Литофация 1 (Лф1) представлена рассланцованными алевроитистыми аргиллитами и тонкослоистыми известковистыми кварцевыми алевролитами, сложенными зернами кварца с примесью обломков некарбонатных пород и минералов (плагиоклаза, хлорита, слюды, кремней, кварцитов, вулканитов, ожелезненных частиц) в карбонатно-глинистом матриксе. Для них характерна тонкозернистость, тонкослоистость, преобладание тонкой силикокластики, представленной зернами кварца, плагиоклаза, кварцитов, кремней, слюды (рис. 2а, 2б, 2д, 2е). Карбонатный материал представлен тонкими обломками фауны (брахиопод, мелких фораминифер, спикул кремнистых губок) и карбонатизированной силикокластикой, отмечаются фосфатные обломки (остатки зубов рыб и фосфатизированных раковин). Эти отложения распространены по всему разрезу, обычно они слагают верхнюю часть градационно-слоистых ритмов.

Интерпретация условий осадконакопления: тонкослоистые отложения Лф1 представляют собой тонкие дистальные осадки турбидитового типа, отложенные в результате действия турбидных течений и потоков, что подчеркивается субпарал-

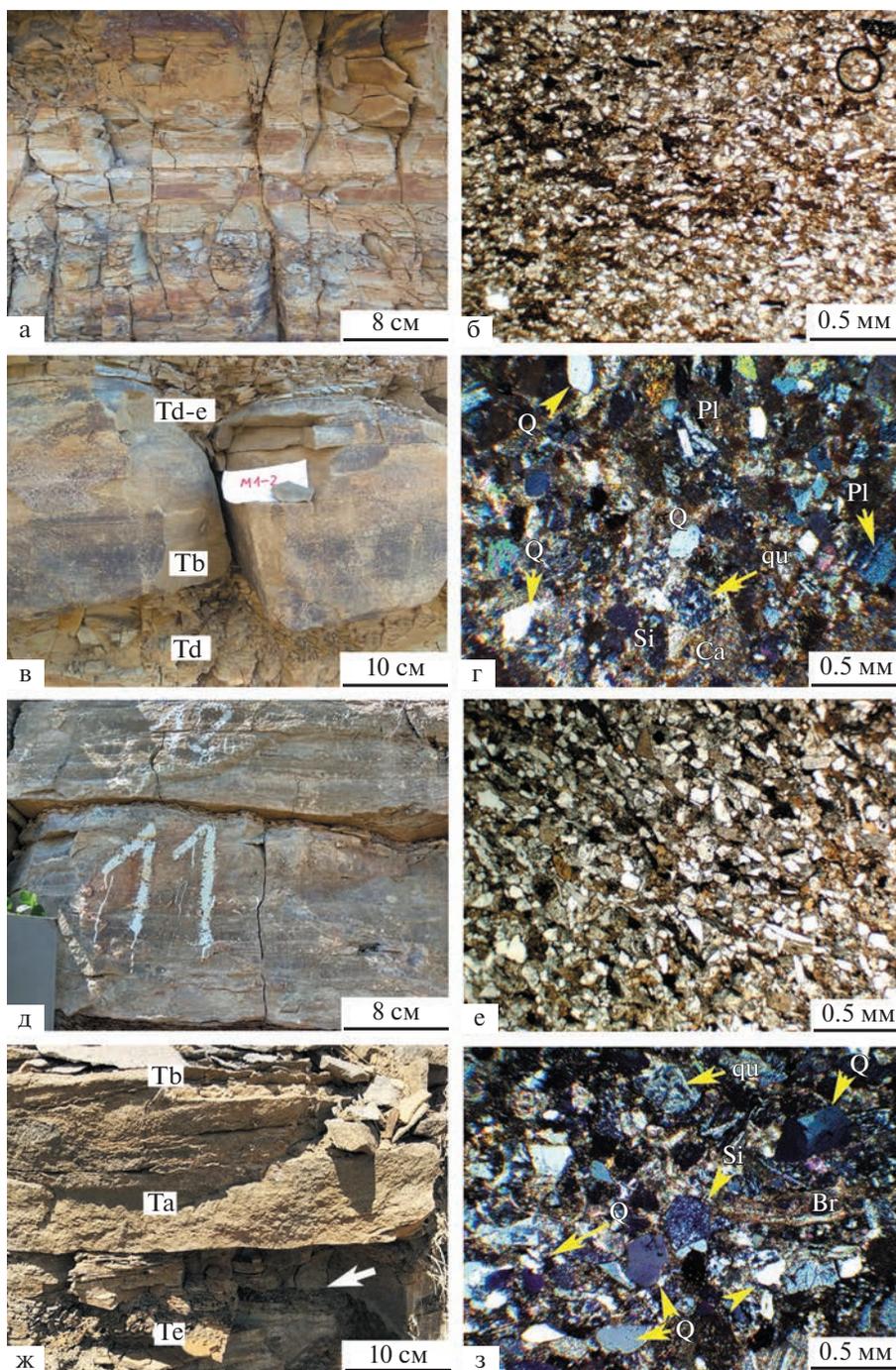


Рис. 2. Аргиллиты и алевролиты литофации Лф1 (а, б, д, е) и известковистые кварц-полимиктовые песчаники и алевролиты литофации Лф2 (в, г, ж, з).

(а, б) – слой 0-1, в 0.5 м от основания: (а) – пачка тонкослоистых буровато-серых аргиллитов и алевролитов с ритмичным (турбидитовым) характером чередования слоев; (б) – известковистый алевролитистый аргиллит с зернами кварца (белое) в карбонатно-глинистом цементе, обр. 1-2а, шлиф, николи параллельные; (в, г) – слой 0-1, в 0.5 м от основания: (в) – прослой тонкозернистого тонкослоистого песчаника Tb, с резким контактом залегающий на аргиллитах Td; (г) – известковистый песчаник с зернами кварца (Q), плагиоклаза (Pl), кварцитов (qu), кремней (Si) и кальцита (Ca) в карбонатном цементе, обр. 1-2, шлиф, николи скрещенные; (д, е) – слой 11, в 13 м от основания разреза: (д) – тонкослоистые известковистые песчаники и алевролиты слоя 11; (е) – известковистый алевролит, обр. 11-1, шлиф, николи параллельные; (ж, з) – слой 16, в 17.5 м от основания разреза: (ж) – песчаник с градиционной слоистостью: ритм Ta (Воща, 1962) залегает на рассланцованных аргиллитах (ритм Те) с черным углистым прослоем, обогащенным растительными остатками (показан стрелкой); (з) – мелкозернистый песчаник с зернами кварца (Q), плагиоклаза (Pl), кварцитов (qu), кремней (Si), кальцита (Ca) и фрагментами фауны мшанок (Br), брахиопод в карбонатном цементе, обр. 16-3, шлиф, николи скрещенные.

лельной ориентировкой удлиненных зерен. Отмечаются постепенные градационные переходы от алевролитов к аргиллитам. Отложения слагают ритмы Tc, Td, Te турбидитовой последовательности Боума (Bouma, 1962).

Литофация 2 (Лф2) представлена мелко- и тонкозернистыми известковистыми песчаниками кварц-полимиктового состава с примесью биокластики, с карбонатным и карбонатно-глинистым цементом порово-пленочного типа (рис. 2в, 2г, 2ж, 2з). Терригенный компонент включает зерна кварца, плагиоклаза, хлорита, слюды, вулканитов, кварцитов, углисто-кремнистых сланцев и кремней. Карбонатные зерна — литокласты и биокласты (брахиоподы, иглокожие, мшанки, фораминиферы, в верхней части разреза, в слое 15 встречаются оолиты). Отмечаются окремненные фрагменты раковин. Песчаные пласты толщиной 0.1–0.2 м имеют резкие нижние контакты с тонкослоистыми аргиллитами литофации Лф1, градационную сортировку, постепенный переход к вышележащим алевролитам (рис. 2в, 2ж). Эти отложения присутствуют в нижней и верхней частях разреза — в слоях 0, 1 и 11–16.

Интерпретация условий образования: алевропесчаные отложения литофаций Лф1 и Лф2 образуют ритмы, характерные для турбидитов. В них выделяется нижняя песчано-алевролитовая градационная часть, соответствующая интервалу Та последовательности Боума (Bouma, 1962; Мизенс, 1997), переходящая в горизонтально-слоистые алевролиты и аргиллиты интервалов Tb и Td Боума (рис. 2а, 2в, 2д, 2ж). Циклы разделены пачками по 0.2–0.3 м тонкослоистыми алевролитистых аргиллитов Лф1, которые представлены интервалами Td–е Боума и являются преобладающими фоновыми отложениями в этой зоне. Примесь карбонатных зерен представлена лито- и биокластикой и зернами кальцита, вероятно замещающего силикокластику, отмечаются обломки раковин, нацело замещенных халцедоном. Вторичные преобразования пород Лф1 и Лф2 выражены в ожелезнении и карбонизации зерен и цемента.

Литофация 3 (Лф3) представлена мелко- и среднезернистыми биокластовыми известняками без терригенной примеси. Известняки образуют прослой и линзы толщиной 0.1–0.3 м, закономерно распространенные среди слоистых аргиллитов и алевролитов в слоях 0, 1, 2 (рис. 3а, 3в). Отмечается эрозионный характер контактов с вмещающими алевролитами и аргиллитами. Микроскопически известняки Лф3 представлены грейнстоунами и рудстоунами с разнообразной фауной (рис. 3б, 3г, 3е). Распространены фрагменты иглокожих, мшанок, обломки раковин брахиопод, присутствуют фузулиниды, много мелких фораминифер *Pseudovermiporella* в виде белых включений (состав раковин известковый,

структура микрозернистая, в проходящем свете они буровато-коричневые). В слое 6 наблюдается пласт известняка толщиной 0.2 м, в котором отмечается увеличение размерности биокластики в средней части пласта и скопление крупных раковин аммоноидей (рис. 3д–3ж). Верхняя и нижняя части этого пласта сложены тонкозернистым грейнстоуном-пакстоуном с субпараллельной ориентировкой удлиненных частиц (рис. 3ж, 3з) из-за действия подводных течений. Эти отложения присутствуют в слоях 0–2, 5, 6.

Интерпретация условий образования: биокластовые известняки литофации Лф3 образовались в результате привноса биокластики с мелководного шельфа в зону предорогенного прогиба с преобладающей флишевой (турбидитовой) седиментацией. Эти обломочные известняковые прослои имеют следующие особенности: крупные размеры скелетной фауны, смешанный состав биокластики из мелководной (мшанки, мелкие фораминиферы, палеоаплезины, толстостенные брахиоподы) и глубоководной (аммоноидеи, конодонты, спикулы кремневых губок) зон карбонатного шельфа. Отмечается бимодальное распределение размеров биокластов, эрозионные контакты, обратная и симметричная градационность. Это признаки действия подводных течений, вероятно вызванных штормами (Flügel, 2010). Обломочные потоки сносили карбонатный обломочный материал с запада — с карбонатного шельфа платформы.

Литофация 4 (Лф4) сложена песчано-алевролитистыми биокластовыми известняками. Они образуют прослой толщиной 0.2–0.3 м в слоях 0, 1, 2 (рис. 4а, 4б), а также пласт толщиной 0.5–0.6 м в слое 5 (рис. 4в, 4г). В них наблюдается характерная бугорчато-волнистая слоистость типа hummocky, с элементами мелкой косоугольной слоистости, которая интерпретируется как HCS-слоистость (Einsele, Seilacher, 1991; Myrow, Southard, 1996), обусловленная штормовым воздействием (рис. 4в). Микроскопически это тонкослоистые породы, сложенные тонким чередованием карбонатного и терригенного материала — грейнстоуны с алевролитовым матриксом, с зернами кварца (рис. 4б, 4г). Для них характерны резкие контакты карбонатного и алевролитового прослоев, не градационное, а бимодальное распределение размерности кластики (силикокластика имеет тонкую алевролитовую размерность, биокластика выделяется более крупной размерностью зерен). В осадках Лф4 отмечается тонкая горизонтальная волнистая и слабонаклонная слоистость течений. Эти отложения присутствуют в слоях 0–2, 5, 6, 8.

Интерпретация условий образования: отложения литофации Лф4 формировались в условиях впадины со смешанной карбонатно-терригенной седиментацией под влиянием течений, вызванных штормами, которые способствовали смешению

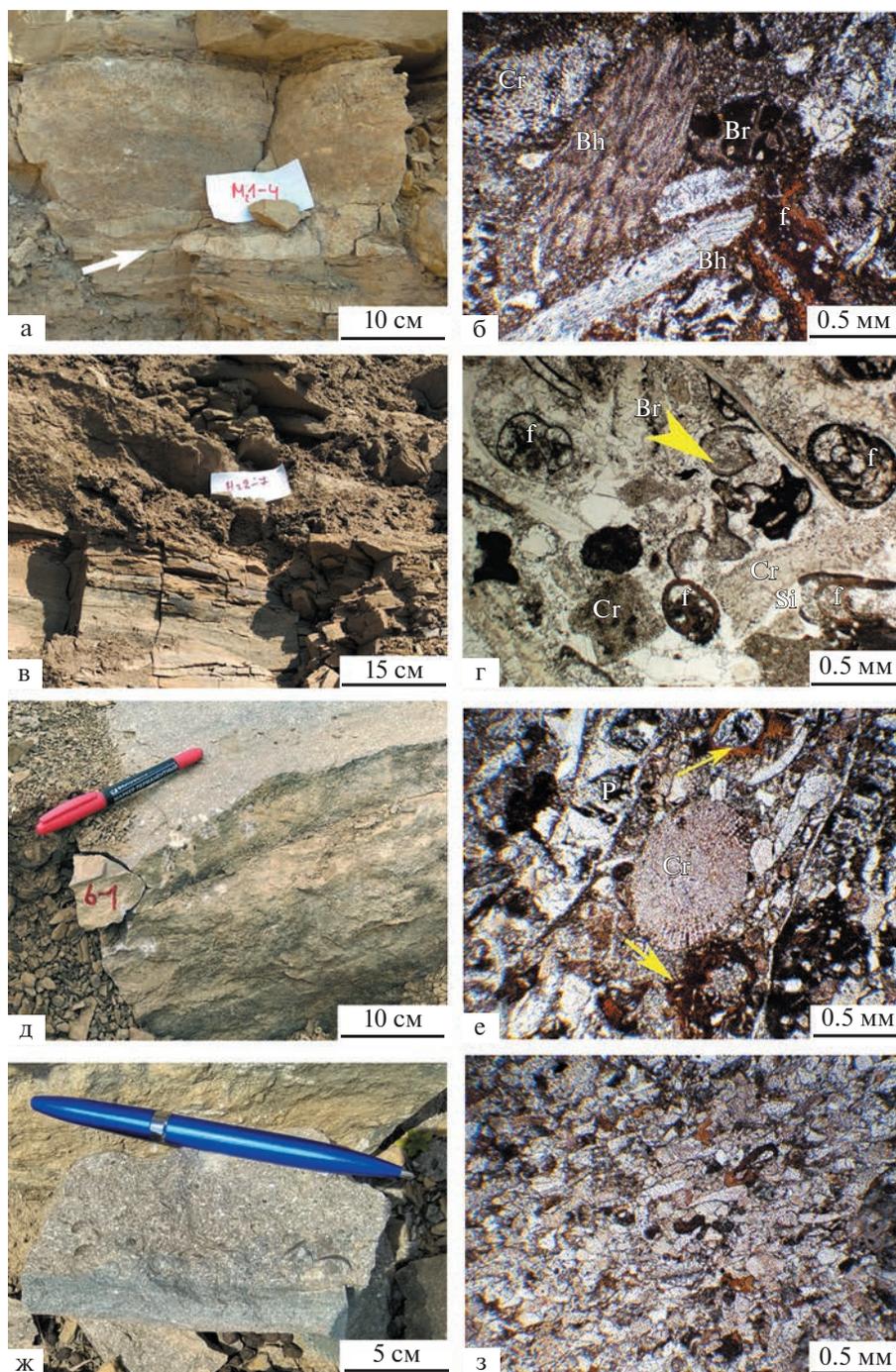


Рис. 3. Биокластовые известняки литофации Лф3.

(а, б) – слой 0-1, в 1.5 м от основания разреза: (а) – прослой известняка среднезернистого, с резким эрозионным контактом (показан стрелкой) залегающего на рассланцованных алевролитах литофации Лф1; (б) – крупнобиокластовый грейнстоун-рудстоун с обломками мшанок (Br), брахиопод (Bh), иглокожих (Cr), фораминифер (f), обр. 1-4, шлиф, николи параллельные; (в, г) – слой 1, в 3.5 м от основания: (в) – прослой среднезернистого известняка Лф3 среди рассланцованных аргиллитов Лф1; (г) – биокластовый грейнстоун с фораминиферами (f), мшанками (Br), криноидеями (Cr) в окремненном (Si) матриксе, обр. 2-7, шлиф, николи параллельные; (д-з) – слой 6, в 10.5 м от основания разреза: (д) – пласт известняка в основании 3-го уступа карьера, общий вид; (е) – биокластовый грейнстоун с криноидеями (Cr), обломками палеоаплезин (P) и буровато-оранжевыми фрагментами обволакивающих мелких фораминифер *Pseudovermiporella* (показаны стрелками), из грубозернистой средней части пласта, обр. 6-1, шлиф, николи параллельные; (ж) – известняк биокластовый, с многочисленными крупными раковинами аммоноидей в средней части пласта; (з) – тонкозернистый пакстоун с субпараллельно ориентированными удлиненными карбонатными зернами, обр. 6-0 из нижней части пласта, шлиф, николи параллельные.

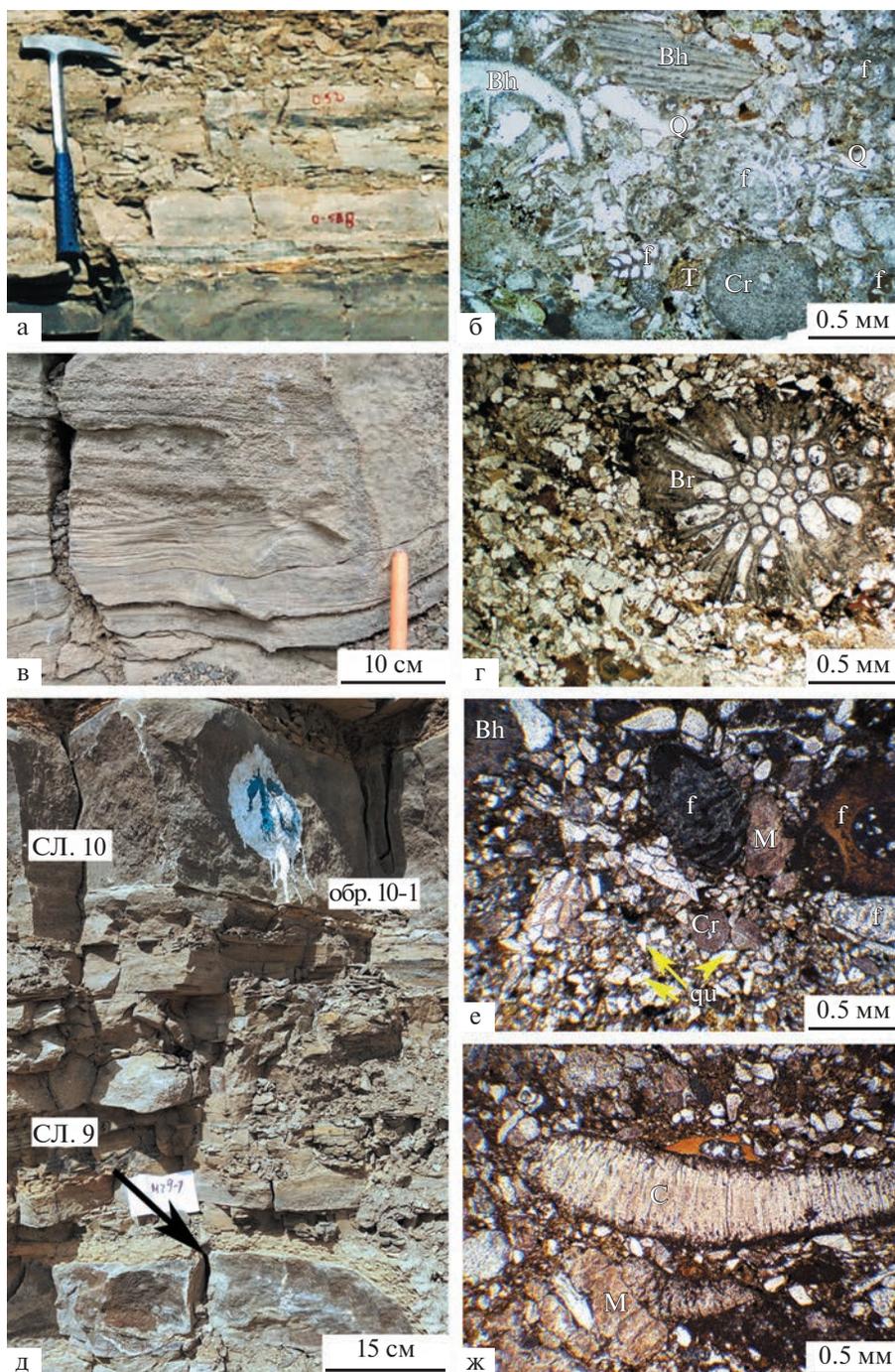


Рис. 4. Алевритистые биокластовые известняки литофации Лф4 (а–г) и тонкозернистые тонкослоистые алевритистые известняки и известковистые кварц-полимиктовые алевролиты литофации Лф5 (д–ж).

(а, б) – слой 0: (а) – прослой мелкозернистого известняка; (б) – грейнстоун с крупной биокластикой иглокожих (Cr), брахиопод (Bh), фораминифер (f) в алевритовом матриксе с кварцевыми зёрнами (Q), обр. 05b, шлиф, николи параллельные; (в, г) – слой 5, в 8.5 м от основания разреза: (в) – алевритистый известняк с тонкой косоволнистой штормовой слоистостью (HCS-типа), перекрытый более грубозернистым прослоем с горизонтальной слоистостью; (г) – фрагмент мшанки (Br) в алевритистом грейнстоуне, обр. 5-2, шлиф, николи параллельные; (д) – слои 9 и 10 – пачка переслаивания известковистых аргиллитов и алевритистых известняков; в основании слоя 9 – глинистый прослой желтого цвета (показан стрелкой), предположительно с туфовым материалом; слой 10 – место взятия обр. 10-1; (е, ж) – известняк алевритистый тонкослоистый, слой 10, обр. 10-1, в 12.8 м от основания разреза, шлиф, николи параллельные: (е) – резкий контакт тонкозернистого алевролита с зёрнами кварца (qu) и мелко-среднезернистого грейнстоуна с биокластикой брахиопод (Bh), иглокожих (Cr), фораминифер (f), сетчатых мшанок (в центре), с обломками микрокродиевых кальцитовых инкрустаций (M); (ж) – грейнстоун с кортоидом – обломком раковины моллюска с микрокродиевой оторочкой (C) – и с обломками микрокродиевых кальцитовых инкрустаций (M) в алевролитовом матриксе.

нию терригенной и карбонатной кластики. Интервал глубин моря от 50–100 до 200 м – на уровне максимального штормового базиса (Flügel, 2010).

Литофация 5 (Лф5) представлена тонкозернистыми тонкослоистыми алевролитистыми известняками с прослоями алевролитов с примесью биокластки (рис. 4д–4ж). Эти породы образуют незакономерные линзовидные прослои по 0.05–0.2 м среди ритмичной толщи аргиллитов и алевролитов (рис. 4д). В них наблюдается тонкое чередование алевролитовых и зернистых карбонатных слоев. Контакты между алевролитовыми и карбонатными слоями резкие. Карбонатные прослои представлены грейнстоунами с фрагментами мшанок, криноидей и других иглокожих, брахиопод, с фораминиферами, содержат более крупную биокластическую раковин моллюсков с характерными микритовыми оторочками (коргоиды) и значительное количество обломков микрокодиевых кальцитовых инкрустаций (рис. 4ж). Отмечается субпараллельная ориентировка удлиненных зерен. Эти отложения присутствуют в слоях 7, 10, 12.

Интерпретация условий образования: отложения Лф5 похожи на турбидиты, но ритмичность в них более тонкая и незакономерная. В них наблюдается бимодальное распределение кластики по размерности. Наблюдаются резкие контакты карбонатных и алевролитовых слоев, градиционность практически отсутствует. Данные признаки характерны для темпеститов – осадков штормового генезиса (Einsele, Seilacher, 1991; Murgow, Southard, 1996; Flügel, 2010). Смещение терригенного (силикокластического) и карбонатного обломочного материала происходило в результате действия подводных течений, вызываемых штормами и способствовавших перемешиванию кластики из разных источников (Puga-Bernabéu et al., 2007, 2014; Karim, 2007; Baziany, 2016).

Отложения литофаций Лф4 и Лф5 сходны. Они различаются по соотношению карбонатных и алевролитовых слоев, размерности обломков. В породах литофации Лф5 преобладают известковистые алевролиты. Так же как известняки Лф4, отложения Лф5 образуют незакономерные линзовидные прослои среди алевро-глинистых турбидитов. Они, по-видимому, отражают нарушение турбидитовой (флишевой) последовательности привносом биокластики с карбонатного шельфа катастрофическими обломочными потоками, вызванными штормами и, возможно, землетрясениями.

Литофация 6 (Лф6) представлена микрозернистыми серыми массивными известняками, сложенными спиколовыми вакстоунами и флаутстоунами с аммоноидеями. Они образуют прослои и конкреции в глинистых породах в слоях 3 и 4 (рис. 5а, 5б, 5д, 5е). Формировались в тиховодной относительно глубоководной зоне шельфа.

К литофации 7 (Лф7) отнесены известняки биогермно-биокластовые из глыб и галек в слое 4 (рис. 5а). Они сложены грейнстоунами и флаутстоунами с фузулинидами, мелкими фораминиферами, фрагментами брахиопод, гастропод, мшанок, криноидей, кремневых кораллов в микритовом, местами перекристаллизованном, часто кремненном матриксе (рис. 5ж). Эти глыбы и гальки известняков, вероятно, переотложены из более мелководной зоны шельфа. Состав фауны соответствует фауне биогермных известняков рифовых фаций Уфимского плато (Маслов, 1950).

Литофацию 8 (Лф8) слагают известняки темно-серые, плитчатые, тонкозернистые (афанитовые), тонкоалевритистые и тонкокристаллические. Микроскопически известняки представлены перекристаллизованными мадстоунами-вакстоунами с реликтами фауны мелких фораминифер, предположительно остракод, с мелкими остатками растений. Они переслаиваются с прослоями алевролитистых известняков – мадстоунов-вакстоунов (рис. 5з). Интерпретация условий образования: отложения Лф8 формировались в относительно тиховодных условиях и относятся к фоновым карбонатным осадкам, сформировавшимся из взвеси.

В целом в разрезе Мечетлино среди терригенно-карбонатных отложений саргинского и саранинского подъярусов нами выделяется семь литофациальных (Лф1–Лф7) типов пород. К восьмому типу литофаций (Лф8) отнесены перекрывающие афанитовые известняки с конodontами филипповского подъяруса (Черных, 2006, 2018б).

Характеристика разреза

Первичное литостратиграфическое описание разреза артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино дано в работе Б.И. Чувашова с соавторами (Чувашов и др., 1990) и впоследствии многократно детализировалось. Согласно этому расчленению и нашим седиментологическим наблюдениям (Горожанин, Горожанина, 2019) составлена литостратиграфическая колонка, на которой показано положение выделенных литофациальных типов пород, их структурные и текстурные особенности, места взятия литологических и палеонтологических образцов (рис. 6). Обобщенная фаунистическая характеристика слоев 1–15 приводится с учетом литературных источников (Бойко, 2010; Chernykh et al., 2015, 2020; Черных, 2018а, 2018б; Черных и др., 2018; Kutygin, 2017; Filimonova, Isakova, 2022).

Слой 0. Инт. 0–2.7 м. Буровато-серые тонкослоистые алевролитистые аргиллиты литофации Лф1 (рис. 2а, 2б) переслаиваются с массивными тонкозернистыми известковистыми алевролитами и мелкозернистыми кварц-полимиктовыми песчаниками Лф2, образуя турбидитовые ритмы Td–e,

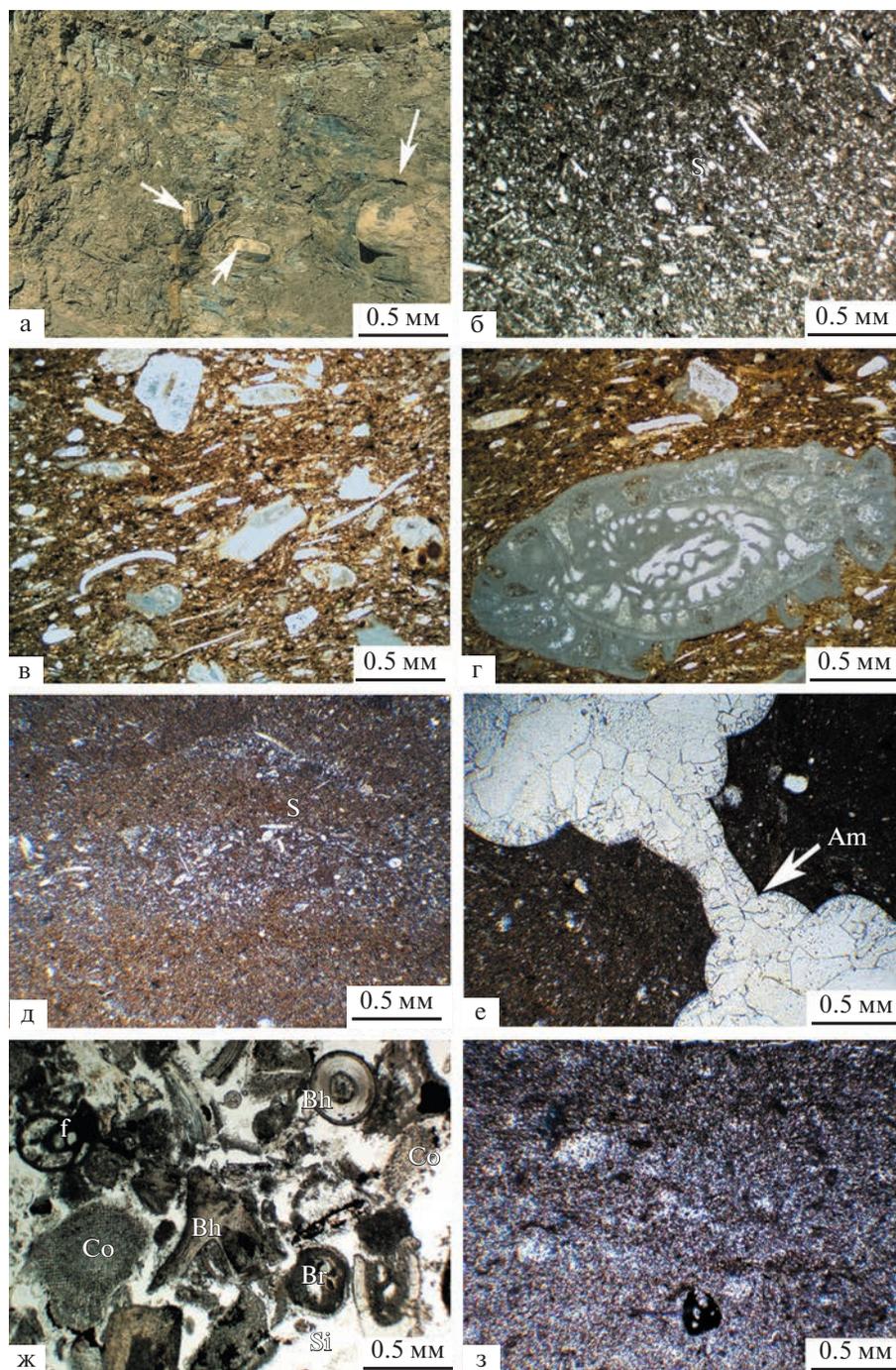


Рис. 5. Биокластовые известняки литофаций Лф5 (а, в, г), Лф6 (б, д, е), Лф7 (ж) в слое 4 и известняки литофации Лф8 в слое 17 (з).

(а) – глыбы известняков (показаны стрелками) в глинистом матрице в подводно-оползневой пачке (фото В.М. Горожанина); (б–з) – шлифы, николи параллельные: (б) – вакстоун Лф6 с многочисленными кремнистыми спикулами губок (S), обр. 4-4б из конкреции; (в, г) – рудстоун Лф5 с биокластикой (обломки криноидей, остракод, мшанок, брахиопод) и крупными раковинами фузулинид (г) в глинисто-карбонатном матрице с текстурой течений, обр. m4-3 из прослоя глинисто-алевритистых известняков с оползневыми складками; (д) – тонкослоистый вакстоун-пакстоун Лф6 со спикулами губок (S), обр. 4-3 из конкреции; (е) – флаутстоун Лф6 с раковиной аммоноидеи (Am), обр. 4-3 из конкреции; (ж) – биокластовый грейнстоун из гальки в матрице оползневой пачки, с обломками иглокожих (Co), брахиопод (Bh), мшанок (Bz), фораминифер (f) в окремненном (Si) цементе, обр. 4-4а; (з) – микрозернистый вакстоун литофации Лф8 с реликтами светлых перекристаллизованных раковин, предположительно, остракод и с темными углистыми включениями – растительными остатками, обр. 17-3б, шлиф, николи параллельные, слой 17 кунгурской части разреза.

Тб–д–е по 0.4–1.2 м (рис. 7а). В верхней части слоя 0 ритмичность нарушается появлением линзовидных прослоев (до 0.2 м) биокластовых известняков литофаций Лф3 (рис. 3а, 3б) и Лф4 (рис. 4а, 4б, 7а, 7б). В них определены фузулиниды и многочисленные мелкие фораминиферы.

Слои 1–2. Инт. 2.7–4.8 м (мощность 2.1 м). Рассланцованные буровато-серые тонкослоистые алевролитистые аргиллиты Лф1 с линзовидными прослоями среднезернистых биокластовых известняков Лф3 (рис. 6, обр. 2–7; рис. 3в, 3г). В известняковых прослоях определены **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), *P. verneuili* Ruzhencev, **брахиоподы** *Terebratulida*, *Rhynchonellida*, *Productida*, **мелкие фораминиферы**.

Слои 3–4. Инт. 4.8–7.7 м (мощность 2.9 м). Буровато-серые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты Лф1 с конкрециями известняков Лф6 (рис. 5а, 5б, 5д, 5е), глыбами и гальками известняков Лф7 (рис. 5ж, 6, 7д). На границе слоев 3 и 4 наблюдается прослой мелкообломочной карбонатной брекчии с угловатыми литокластами тонкозернистых известняков, многочисленными раковинами **брахиопод**, **фузулинид**, **обломками криноидей**, **мшанок** в глинистом матриксе (рис. 5в, 5г). Здесь определены **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), многочисленные **фузулиниды** *Parafusulina cf. cara* Grozdilova, *P. paraconcaevatus* Rauser, *P. pseudoparaconcaevatus* Rauser, *P. consobrina* Rauser, *Pseudofusulina exiqua* Rauser, *P. lepida* Rauser, *Ps. nucula* Tchuvashov, *Ps. ovata* Rauser, *Ps. urasbajevi* speciosa Rauser, *Ps. seleukensis* Rauser, *Ps. urasbajevi* Rauser, *Ps. aff. venusta* Konovalova, *Uralofusulinella arkaulensis* Tschuvashov и **мелкие фораминиферы**. Глинисто-алевритистые известняки в верхней части слоя 4 смяты в крупные подводно-оползневые складки и рулеты (рис. 7е).

Слой 5. Инт. 7.7–10.3 м (мощность 2.6 м). В нижней части слоя 5 залегает пласт (0.8 м) буровато-серого тонко-мелкозернистого алевролитистого известняка литофации Лф4 (рис. 6, обр. 5-1, 5-2; рис. 4в, 4г). Особенностью этих отложений является наличие прослоя с косой трогообразной и волнистой слоистостью (рис. 4в, 7з, 7и). Пологовыпуклая волнистая косая слоистость в осадочных породах относится к признакам действия штормовых волн и течений и обозначается терминами *hummocky cross stratification* (HCS) и *swaley cross stratification* (SCS) (Einsele, Seilacher, 1991; Murgow, Southard, 1996; Flügel, 2010). Выше этот пласт перекрыт пачкой (1.3 м) рассланцованных известковистых аргиллитов с прослоем (0.3 м) массивного биокластового известняка Лф4. В этих отложениях определены **аммоноидеи** *Neopronorites permicus* (Tchernow), *Paragastrioceras karpinskii* (Fredericks), *P. verneuili* Ruzhencev, *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky),

U. cf. bogoslovskayae Voronov, *U. complanatum* Voinova, **фузулиниды** *Pseudofusulina seleukensis* Raus., *Uralofusulinella arkaulensis* Tschuv., **трилобиты** *Kaskia gruenewaldti* (Möller), **рыбы** *Permopetalodus* sp., многочисленные **мелкие фораминиферы**.

Слой 6. Инт. 10.3–11.3 м (мощность 1 м). Известняк темно-серый, пестрый из-за многочисленных белых включений мелких фораминифер *Pseudovermiporella*, с линзовидным прослоем, сложенным более крупной биокластикой брахиопод, мшанок, криноидей и скоплением раковин аммоноидей. Отложения относятся к литофации Лф3 (рис. 3д–3з). В этом слое найдены **конодонты** *Neostreptognathodus requopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur, **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *U. cf. bogoslovskayae* Voronov, *Clausiuraloceras tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Paragastrioceras* sp.; **фузулиниды** *Parastaffeloides* sp., *?Schubertella* sp., *Uralofusulinella* sp., а также многочисленные **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. На поверхностях напластования иногда наблюдаются горизонтальные ходы илоедов *?Planolites* sp. Отмечаются многочисленные крупные растительные остатки (ядра внутренних полостей стволов каламитов) длиной до 10 см.

Слои 7–10. Инт. 11.3–13.2 м (мощность 1.9 м). Ритмичное чередование известковистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2е) с линзовидными прослоями мелкозернистых алевролитистых известняков Лф5 (рис. 4д–4ж, 7в). В основании слоя 7 залегает тонкослоистый известковистый алевролит Лф5. Выше него пласт темно-серого мергелеподобного аргиллита смят в дисгармоничную оползневую складку (рис. 7ж). В слое 8, сложенном биокластовым известняком (Лф4), определены **конодонты** *Neostreptognathodus requopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur, *Sweetognathus somniculosus* Chernykh; **аммоноидеи** *Uraloceras fedorowi* (Karpinsky), *U. cf. bogoslovskayae* Voronov, *Clausiuraloceras tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Paragastrioceras* sp., **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. В известковистых буровато-серых аргиллитах слоя 9 (ЛФ1) наблюдается тонкий (2–5 мм) прослой желтовато-бурого цвета, который предварительно интерпретирован как прослой вулканического туфа (рис. 4д). В слое 10 среди пачки алевролитов и аргиллитов Лф1 залегает прослой массивного известняка литофации Лф5 (рис. 4д–4ж, 7в). В этих отложениях определены **конодонты** *Sweetognathus somniculosus* Chernykh, **мелкие фораминиферы**, остатки **рыб**. В прослоях аргиллитов по напластованию наблюдаются обугленные остатки растительного детрита.

Слои 11–12. Инт. 13.2–15.3 м (мощность 2.1 м). Ритмичное чередование буровато-серых тонкослоистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2д, 2е, 7в), обогащенных растительными остатками. В алевролитистых аргиллитах слоя 11 (толщина 0.35 м)

определены **мелкие фораминиферы**. В слое 12 в нижней части залегает пласт (0.6 м) тонкослоистого буровато-серого тонкозернистого алевроитистого известняка Лф5. К этому прослою приурочены находки **конодонтов** *Neostreptognathodus pnevii* Kozur et Movshovitsch, *N. lectulus* Chernykh, *N. requoensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur; **аммоноидей** *Clausiuraloceras mechtelense* Kutugin, **мелких фораминифер** и остатков **рыб**. На основании этих находок отложения слоя 12 отнесены к саранинскому подъярису кунгурского яруса. По появлению зоны *N. pnevii* граница артинского и кунгурского ярусов проведена в основании слоя 12 (Chernykh et al., 2020). В верхней части слоя 12 появляются прослои известковистых тонкозернистых песчаников Лф2 (рис. 6).

Слои 13–15. Инт. 15.3–17.5 м (мощность 2.2 м). Ритмичное чередование буровато-серых градиционно-слоистых известковистых песчаников Лф2, тонкослоистых алевролитов и аргиллитов Лф1 (рис. 2ж, 2з) с многочисленными крупными растительными остатками. Особенностью отложений является наличие четких турбидитовых ритмов Боума, в том числе и ритма Тс с косой и конволютно-оползневой слоистостью (рис. 7г). В этих породах определены **конодонты** *Neostreptognathodus labialis* Chernykh, *N. lectulus* Chernykh, *N. requoensis* Behnken, *N. pnevii* Kozur et Movshovitsch, *N. pseudoclinei* Kozur et Movshovitsch, *N. ruzhencevi* Kozur; **аммоноидей** *Clausiuraloceras mechtelense* Kutugin, *C. cf. tchuvashovi* (Bogoslovskaya), *Uraloceras* sp. и **мелкие фораминиферы**.

Слой 16. Инт. 17.5–19.5 м (мощность 2 м). Выше слоя 15 в отдельных выходах отложения представлены ритмичным чередованием градиционно-слоистых грубозернистых полимиктовых граувакковых песчаников, алевролитов и аргиллитов литофаций Лф1 и Лф2 (рис. 6).

Слой 17. Выше слоя 16, примерно в 20 м, наблюдаются высыпки и отдельные выходы тонкоплитчатых темно-серых, с поверхности осветленных тонкокристаллических (афанитовых) известняков (рис. 8а–8г). Отложения соответствуют слоям 19–22, описанным В.В. Черныхом в разрезе Мечетлино в 2005 г. до расчистки карьера. Отложения относятся к исмагиловской (мысовской) свите. В них найдены **конодонты** филипповского подъяруса кунгурского яруса *Neostreptognathodus clinei* Behnken, *Neostreptognathodus aff. clinei* Behnken,

Uralognathus cochleatus Chernykh (Черных, 2006, 2018а, 2018б) и **мелкие фораминиферы**. Граница между саранинским и филипповским подъярусом кунгурского яруса, вероятно, проходит по границе слоя 16 и слоя 17 на задернованном участке вершинной части горы (рис. 1, 6).

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Основные литотипы пород, слагающие разрез Мечетлино, это полимиктовые известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, а также конгломераты, гравелиты, песчаные известняки, афанитовые известняки. Они образуют различные литогенетические типы, или литофации, отложений, которые отражают динамику формирования осадков. Основным генетическим типом осадков являются градиционно-слоистые песчаные ритмиты, образовавшиеся в результате действия глубоководных турбулентных (турбидиты) и ламинарных (грейниты, дебриты) гравитационных потоков (Мизенс, 1997). Фоновые тихоходные осадки, представленные микро- и тонкозернистыми карбонатно-глинистыми породами, образуют прослои среди флиша. Как правило, это пелитоморфные известняки, мергели и алевролитистые известковистые аргиллиты. Органические остатки в них представлены преимущественно глубоководными организмами: спикулами кремниевых губок, радиоляриями, аммоноидеями, встречаются также фузулиниды и мелкие фораминиферы, брахиоподы и обломки мелководной фауны – мшанки, кораллы, гастроподы, смытые, вероятно, с шельфа платформы. Часто встречаются остатки растений и даже стволов каламитов, снесенные с суши в результате штормов и землетрясений и “затонувших” на глубоководье (Мизенс, 1997; Черных и др., 2018; Горожанина, Горожанин, 2020б).

Применение методов литофациального и микрофациального анализа (Уилсон, 1980; Flügel, 2010) позволило выделить три типа отложений в разрезе Мечетлино. Основным типом являются флишевые отложения, представленные тонкозернистыми карбонатно-терригенными породами с характерным ритмичным турбидитовым строением. От них отличаются обломочные карбонатные отложения, сложенные обломками известняков и биокластикой, снесенной с мелководного шельфа.

Рис. 6. Литостратиграфическая колонка отложений в разрезе Мечетлино.

Показаны уровни отбора литологических и палеонтологических образцов с мелкими фораминиферами (МФ), номера образцов начинаются с “m”; распределение литофациальных типов пород (Лф) и фотографии слоистых отложений, вскрытых карьером. Основные обозначения: 1 – аргиллиты и алевролиты Лф1; 2 – песчаники Лф2; 3 – известняки биокластовые Лф3; 4 – известняки алевролитистые Лф4; 5 – известковистые алевролиты Лф5; 6 – подводно-оползневая пачка с конкрециями известняков Лф6 и глыбами известняков Лф7; 7 – плитчатые известняки Лф8; 8–10 – фауна: 8 – фузулиниды; 9 – аммоноидеи; 10 – конодонты; 11 – растительные остатки; 12 – ходы илоедов; 13 – оползневые складки; 14 – косая слоистость; 15 – градиционность; 16 – эрозионные контакты. Сокращения: Исм. – исмагиловская свита, fl – филипповский горизонт.

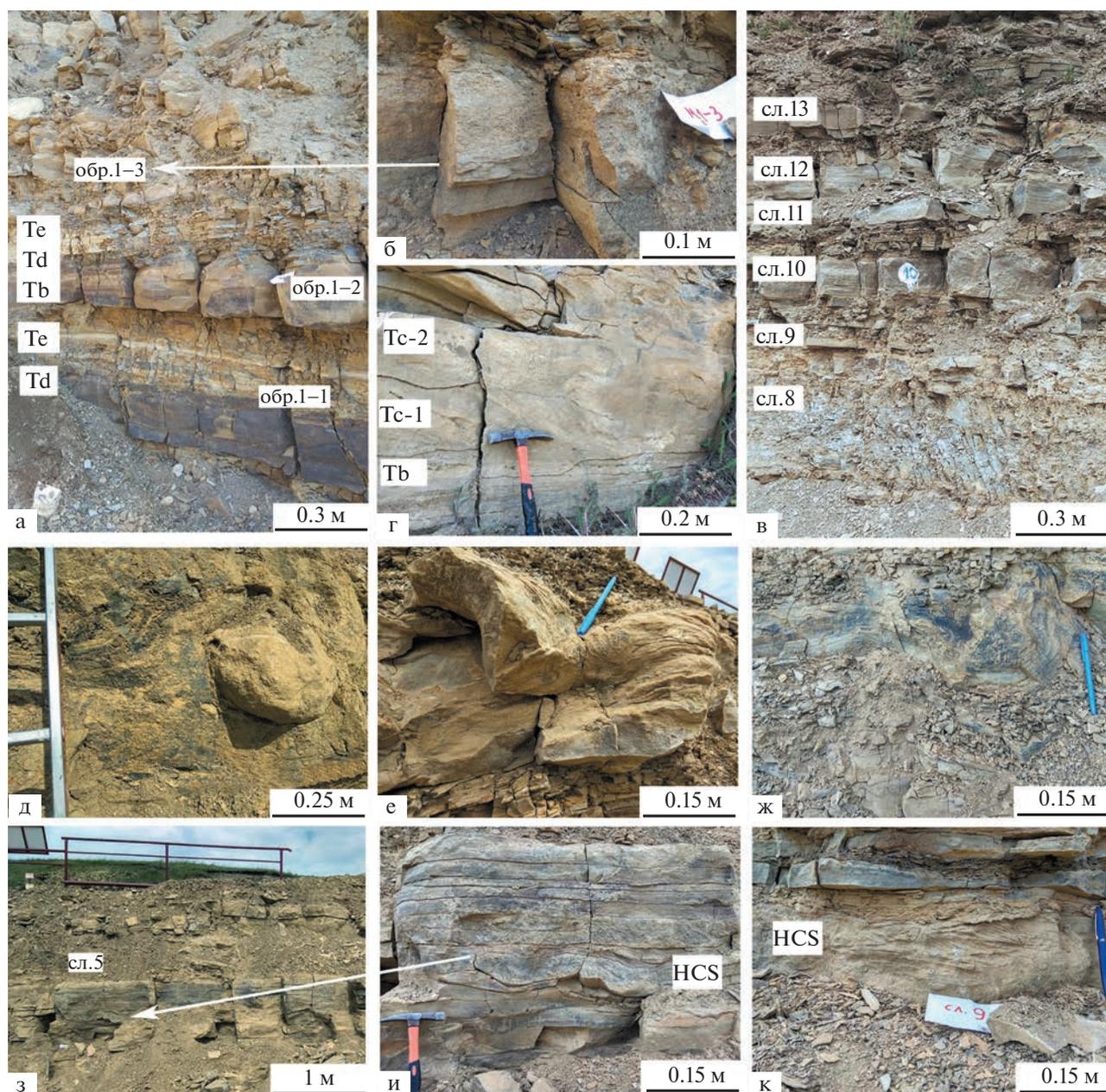


Рис. 7. Текстурно-структурные особенности терригенно-карбонатных отложений в разрезе Мечетлино (фото В.М. Горожанина).

(а) – ритмичное (флишевое) чередование аргиллитов (обр. 1-1), алевролитов (обр. 1-2) и мелкозернистых песчаников турбидитового типа – ритмы Tb, Td, Te (Войта, 1962) в нижней части слоя 0, с линзовидными прослоями биокластовых известняков (грейнстоунов) в верхней части (обр. 1-3); (б) – линзовидный прослой среднезернистого биокластового известняка ЛфЗ (обр. 1-3) с эрозийным контактом, стрелкой показано его положение выше ритмично-слоистой турбидитовой пачки; (в) – ритмичное чередование аргиллитов и алевролитов с линзовидными прослоями биокластовых известняков, слои 8–10; (г) – турбидитовые ритмы Боума в прослое алевролитистого песчаника с горизонтальной (Tb), косой (Tc-1) и конволютно-оползневой (Tc-2) слоистостью в верхней части слоя 15; (д) – глыба мелкозернистого известняка в подводно-оползневой пачке, слой 4; (е) – оползневые складки в глинисто-алевритистых известняках, верхи слоя 4; (ж) – оползневая складка в известковистых аргиллитах, слои 7–8; (з) – пласт алевролитистых известняков и алевролитов в слое 5; (и) – волнообразная структура HCS-типа штормовой природы в известковистых алевролитах основания слоя 5, стрелкой показано местоположение снимка; (к) – косая трогообразная слоистость SCS-HCS-типа в известковистых алевролитах слоя 9.

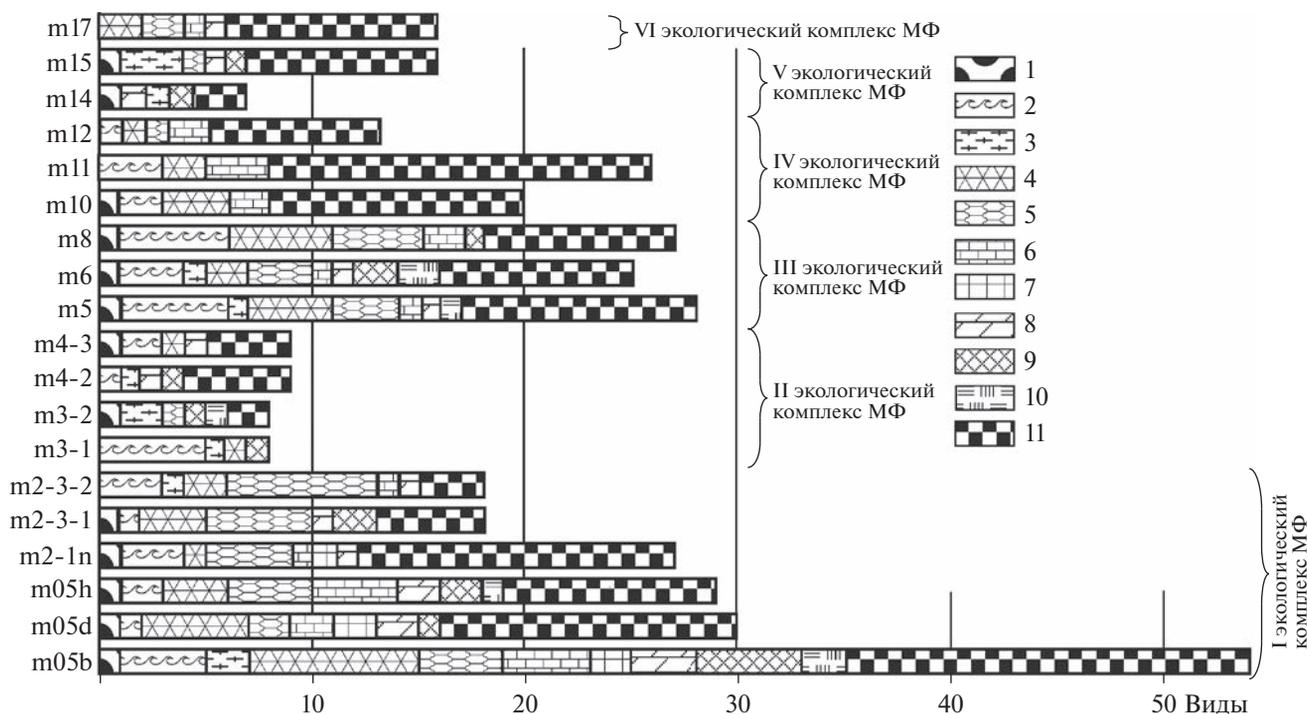


Рис. 8. Структура саргинско-саранинских мелкофораминиферовых ассоциаций разреза Мечетлино и выделенные экологические комплексы мелких фораминифер (МФ) (I, II, III, IV, V, VI).

По вертикальной оси указаны номера слоев, по горизонтальной оси – количество видов МФ, относящихся к различным семействам и отряду *Lagenida*, обнаруженных в каждом из изученных слоев. I экологический комплекс МФ – слои m05b, m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2, II – слои m3-1, m3-2, m4-2, m4-3, III – слои m5, m6, m8, IV – слои m10, m11, m12, V – слои m14 и m15, VI – слой m17. Условные обозначения: 1 – *Palaeotextulariidae* (род *Deckerella*); 2 – *Globivalvulinidae* (*Globivalvulina*, *Lateenoglobivalvulina*); 3 – *Tetrataxisidae* (*Tetrataxis*); 4 – *Hemigordiopsidae* (*Hemigordius*, *Midiella*); 5 – *Orthovertellidae* (?*Brunsiella*, *Hemigordiellina*, *Pseudoglomospira*, *Pseudoagathammina*, *Calcivertella*); 6 – *Pseudoammodiscidae* (*Pseudoammodiscus*, *Apterrinella*, *Calcitornella*, *Trepeilopsis*); 7 – *Turriglominidae* (*Pseudospira*, *Streblospira*); 8 – *Endothyridae* (*Endothyra*, *Endothyranella*); 9 – *Bradyinidae* (*Pseudobradyna*, *Bradyina*, *Bradyinelloides*, ?*Janishevskina*); 10 – другие семейства (роды ?*Asselodiscus*, *Postmonotaxinoides*, *Tuberitina*); 11 – отряд *Lagenida* (*Nodosinelloides*, *Nodosaria*, *Geinitzina*, ?*Pachyphloia*, *Howchinella*, ?*Syzrania*, *Protonodosaria*).

Эти отложения, образовавшиеся в результате действия потоков и течений, инициированных штормами, и нарушающие общую турбидитовую цикличность, названы нами штормовыми. Третий тип отложений представлен грубообломочными подводно-оползневыми образованиями, содержащими глыбы известняков. Выделенные типы отложений образуют отдельные пакки мощностью 3–5 м. В разрезе отмечается их чередование (рис. 6).

Флишевые пакки сложены породами литофаций Лф1 и Лф2, представленными известковистыми алевролитистыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Признаками турбидитового генезиса этих отложений является цикличное строение с четкими ритмами Боума. Они распространены в основании разреза в саргинском подъярусе артинского яруса (слой 0) и в верхней части (слои 12–16), где они слагают саранинский подъярус кунгурского яруса (рис. 9). В нижней части разреза особенностью флишевых пород является четкое ритмичное строение, соответствующее турбидитовому механизму накопления с выделе-

нием Td, Td, Te ритмов Боума (рис. 2в, 7а), характерных для дистальных турбидитов (Flügel, 2010). В верхней части (слои 12–16) отложения составляют типично турбидитовую флишевую последовательность. Здесь развиты градиционно-слоистые циклы, включающие практически все интервалы турбидитовой последовательности Боума, сложенные отложениями литофаций Лф1, Лф2 с полимиктовой силикокластикой и с добавлением карбонатной биокластики. В слое 15 отмечаются более полные циклы турбидитовой последовательности с развитием косослоистых и конволютно-оползневых интервалов Tc в верхней части прослоев (рис. 7г).

Штормовые пакки представлены породами литофаций Лф3, Лф4 и Лф5 (рис. 3, 4). Они сложены биокластатами средне- и мелкозернистыми известняками и известняками с примесью алевроитовой силикокластики, образуют незаконномерные линзовидные прослои, нарушающие турбидитовую цикличность вмещающих терригенных пород. О штормовом воздействии, повлиявшем на форми-



Рис. 9. Модель формирования отложений артинско-кунгурского интервала нижней перми в Юрюзано-Айской впадине Предуралья (вне масштаба).

Условные обозначения: 1 – известняки карбона; 2 – биогермно-рифовые известняки нижней перми; 3 – отложения нижней перми в прогибе; 4 – фоновые карбонатно-глинистые осадки нижней перми; 5 – карбонатные обломочные отложения; 6 – оползневые глыбовые конгломерато-брекчии; 7 – флишевые осадки нижней перми; 8 – флишевые осадки саранинского горизонта; 9 – пелитоморфные известняки филипповского горизонта; 10 – карбонатные брекчии лемазинской свиты кунгура; 11 – флишевые осадки кошелевской свиты кунгура. Стратиграфические индексы: P₁ – нижняя пермь; P_{1a-ar} – ассельский, сакмарский и артинский ярусы; P_{1ar₂ sg} – саргинский горизонт верхнеартинского подъяруса; P_{1kn} – кунгурский ярус; P_{1kn sr} – саранинский горизонт кунгурского яруса; P_{1kn fl} – филипповский горизонт кунгурского яруса; P_{1kn-lm} – лемазинская свита кунгурского яруса. Римские цифры в кружках – номера экологических комплексов мелких фораминифер.

рование этих отложений, свидетельствуют резкие эрозионные нижние контакты слоев, бимодальное распределение кластики, смешение мелководной и глубоководной биокластики, обратная и симметричная градиционность, характерная пологая косая слоистость НСS-типа; действие течений отражает субпараллельная ориентировка удлиненных зерен. По этим признакам отложения похожи на темпеститы. От турбидитов их отличает нечеткая ритмичность, отсутствие характерных циклов Боума, резкое (бимодальное) различие размеров карбонатных обломков и силикокластики (Flügel, 2010). Отложения, вероятно, образовались в результате сноса материала с карбонатного шельфа платформ зерновыми и обломочными потоками, формировавшимися под действием штормов и землетрясений. Они образуют линзовидные прослои, “внедрившиеся” в тонкослоистые дистальные турбидиты (рис. 7а–7в). В нижней части разреза (слои 0, 1, 2) и в слоях 5 и 6 преоблада-

ют прослои известняков литофаций Лф3 и Лф4. Слои 7–10 содержат прослои известняков литофаций Лф4 и Лф5 (рис. 6).

В средней части разреза (слои 3 и 4) выделена подводно-оползневая пачка, сложенная грубообломочной глыбовой брекчией олистостромового типа (рис. 5а–5ж, 6, 7д, 7е). В линзовидных включениях, глыбах и обломках, хаотично распределенных в толще глинистых осадков, выделены известняки двух типов, относящихся к литофациям Лф6 и Лф7. Известняки Лф6 образуют конкреции, они сложены спикуловыми вакстоунами и содержат фауну аммоноидей. Фациальные условия их образования – глубоководный тихоходный шельф. Известняки литофации Лф7 сложены биокластовыми грейнстоунами и рудстоунами с фауной мшанок, брахиопод, крупных криноидей, фузулинид, гастропод, редко кораллов и палеоаплезин. Комплекс фаунистических остатков соответствует рифовому биоценозу (Маслов, 1950; Го-

рожанина, Горожанин, 2020a). О влиянии оползневых процессов на образование отложений свидетельствует наличие оползневых складок (Горожанин, Горожанина, 2019).

Слой 17 (филипповский подъярус) сложен преимущественно тонкозернистыми карбонатными отложениями Лф8 (рис. 5з). Присутствие фауны конодонтов, скорее всего, указывает на относительно глубоководность этих пород.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ФАУНИСТИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Распределение фаунистических остатков в разрезе Мечетлино связано с литофациальным типом породы. Скопление фаунистических остатков отмечается преимущественно в прослоях известняков литофаций Лф3 и Лф4, Лф5 (рис. 6). В них наблюдается смешение относительно глубоководной (конодонты, аммоноидеи, кремнистые губки) и мелководной (фораминиферы, толстоственные брахиоподы, мшанки, водоросли, палеоаплезины, кораллы) фаун, широко распространенных в области рифовой зоны Предуральяского прогиба на окраине Уфимского плато (Толстихина, 1935; Маслов, 1950; Кулагина и др., 2015; Горожанина, Горожанин, 2020a). Они привнесены в глубоководную зону флишевого бассейна с западного платформенного борта Предуральяского прогиба в результате оползневых, сейсмических и штормовых событий. Штормовые процессы, как правило, сносят мелководную биокластику, синхронную осадочному процессу, и способствуют ее концентрированию в более глубоководной зоне (Molina et al., 1997; Ruga-Bernabéu et al., 2014).

Турбидитовые отложения, слагающие флишевые пачки, могут содержать как синхронные, так и переотложенные формы фауны (Раузер-Черноусова, 1965; Горожанина и др., 2010). В турбидитовых прослоях происходит уменьшение разнообразия биокластики и ее разбавление за счет значительного количества терригенного материала, поступавшего с орогена в результате действия турбидных потоков. Размыв донными течениями приводит к смешению терригенного и карбонатного материала из разных источников.

В отложениях разреза Мечетлино особенно массово и разнообразно представлены фораминиферы. Многочисленные и разнообразные фузулиниды наблюдаются в подводно-оползневой пачке (слои 3–4), где раковины фузулинид находятся в глинисто-алевролитовом матриксе (рис. 5в, 5г). Реже фузулиниды встречаются в известняках штормовых фаций Лф3, Лф4, Лф5. Мелкие фораминиферы, наиболее богатые по таксономическому и количественному составу, приурочены к литофации Лф3. Алевритистые известняки литофаций Лф4 и Лф5 содержат менее богатые ассоциации. Таксономически бедные сообщества мелких

фораминифер наблюдаются также в литофациях Лф1, Лф2.

Конодонты являются основной стратиграфически значимой фауной для проведения границ подразделений Международной стратиграфической шкалы. В то же время они являются индикатором глубины моря. Конодонты относятся к нектонным организмам и распространены в фоновых осадках глубоководной зоны шельфа и флишевой впадины. В разрезе Мечетлино конодонты определены в слоях 0, 6, 8 и 10 и в слоях 12, 13, 14, 15 (рис. 6).

Аммоноидеи относятся к одной из ключевых групп фауны для глобальных корреляций. Они встречаются на многих уровнях (рис. 6). Фауна аммоноидей приурочена к прослоям биокластических известняков Лф3, Лф4, спикуловых вакулоунов Лф6, образующих конкреции в слое 4, а также к прослоям известковистых песчаников Лф2 и алевритистых аргиллитов Лф1, что указывает на синседиментационное положение фауны аммоноидей — большая часть раковин формировалась *in situ*. Скопления (концентрация) раковин в виде линз, вероятно, является результатом действия подводных течений, вызванных штормами (Flügel, 2010).

Рыбы являются распространенными нектонными организмами. Остатки рыб установлены как в штормовых, так и во флишевых пачках (слои 5, 6, 8, 10, 12) (Черных и др., 2018), они концентрируются в тиховодных отложениях — известковистых аргиллитах Лф1.

Микрокодии наблюдаются в виде карбонатных обломков, сложенных характерным крустификационным кальцитом (рис. 4е, 4ж); они встречены в прослое алевритистого известняка Лф5 штормовой природы в слое 10. Появление микрокодиевых инкрустаций отмечается в рифогенных и шельфовых фациях пермских известняков Печорского бассейна на платформе (Малышева, Антошкина, 1996; Оленова, 2010). Нами они наблюдались в керне скважин, вскрывших артинские известняки в Тимано-Печорской провинции и на Оренбургском сводовом поднятии. Микрокодиевые инкрустации приурочены к перерыву между артинским и кунгурским ярусами и фиксируют стадию осушения (Антошкина, 2014). Обнаружение микрокодиевых обломков в штормовых прослоях в разрезе Мечетлино указывает на платформенный источник биокластики, образовавшейся в результате разрушения и размыва закарстованных карбонатов, и подтверждает предкунгурское время этого процесса.

Растительные остатки, многочисленные во флишевой толще верхней части разреза, вероятно, привносились волнами и течениями в более глубоководную зону и оседали в виде скоплений преимущественно на поверхностях напластования тонкозернистых осадков. Их принос, возможно, обусловлен штормовой или тектониче-

ской активностью в зоне орогена. Присутствие стволов “деревьев” во флишевой толще верхнего карбона—нижней перми (под олистостромовой толщей зианчуриной свиты верхнего карбона) отмечалось в южной части Предуральского прогиба (Горожанина, Горожанин, 2020б).

ВЛИЯНИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА БИОНОМИЧЕСКУЮ СПЕЦИФИКУ КОМПЛЕКСОВ МЕЛКИХ ФОРАМИНИФЕР

Рассмотрим детально биономическую специфику комплексов бентосных палеонтологических остатков на примере мелких фораминифер.

Мелкие фораминиферы широко распространены в разрезе. В прослоях мелкофораминиферовых биокластовых известняков фораминиферы представлены свободными, прикрепленными, спирально-плоскостными и клубкообразными раковинами родов *Hemigordius*, *Midiella*, *Pseudoammodiscus*, *Pseudoglomospira*, *Pseudoagathammina*, *Hemigordielina*, *Pseudospira*, *Streblospira*, *Apterrinella*, *Calcitonella*, *Trepeilopsis*, *Pseudovermiporella*, а также разнообразными лагенидами и т.д. Ранее в разрезе были выделены три разновозрастных стратиграфических комплекса: артинский, саранинский (кунгурский ярус) и кунгурский (Исакова и др., 2018; Chernykh et al., 2020). Полученные новые данные из нижней части разреза (обр. m0) детализировали таксономический состав комплексов. В нижней, артинской, части в слоях 0–8 обнаружено 93 вида 32 родов мелких фораминифер. В комплексе присутствуют виды, характерные для артинских отложений Урала — *Howchinella sossipatrovae* (Baryshnikov et Koscheleva, 1982), *Endothyranella tersa* Igonin, 1998, *Bradyinelloides* ex gr. *majoraeformis* (Zolotova, 1982), *Deckerella elegans kamaica* Baryshnikov, 1982, северо-восточных районов России — *Protonodosaria proceraformis* (Gerke, 1952), *Howchinella inflata* (Gerke, 1952), *Howchinella hemiinflata* (Gerke, 1952), *Howchinella sectorialis* (Voronov, 1957). Также наблюдается появление описанных впервые из кунгурских отложений видов *Nodosinelloides pugioidea* (Zolotova et Igonin, 1967) и др.

Второй (саранинский) комплекс в слоях m10–m12 состоит из 35 видов 13 родов. В комплексе появляются только три новых вида: *Nodosaria septumlamellosa* Filimonova, 2022, *Howchinella impolita* (Crespin, 1958) (характерного для кунгурских отложений Австралии) и *Protonodosaria cornuatopercioinis* Zolotova et Sossipatrova, 1969 (из кунгурских отложений Шпицбергена, слоев с *Gerkeina komiensis*). Также в нем практически исчезают представители семейств *Orthovertellidae*, *Turriglominidae*, *Lasiodiscidae*, *Tetrataxidae*, *Endothyridae*, *Bradyinidae*. В этом комплексе наблюдается акме вида *Howchinella semiovalis* (Sossipatrova, 1969), впервые описанного из тех же слоев (Сосипатрова, 1969) и характерного для

саранинского подъяруса в разрезе Чикали (Средний Урал) (Filimonova, Isakova, 2019).

Третий (кунгурский) комплекс слоев m14–m15 состоит из 18 видов 10 родов мелких фораминифер. В нем появляются формы с ребристыми боками раковин вида *Nodosinelloides* ex gr. *decoris* (Crespin, 1958), характерного для кунгурских отложений Австралии, исчезают все вышеуказанные для второго комплекса виды. Помимо типично раннепермских видов, в комплексе найдены фораминиферы каменноугольного рода *Archaediscus*.

Важно отметить, что, помимо стратиграфической значимости, мелкие фораминиферы могут быть использованы в качестве инструмента для реконструкции условий осадконакопления и определения источников сноса биокластики. С этой целью были проведены подсчеты процентного и количественного содержания видов 14 семейств и отряда *Lagenida*, распространенных в отложениях разреза Мечетлино. На основании полученных статистических результатов выделено несколько экологических комплексов, отражающих условия прижизненного существования фораминифер (рис. 8). Анализ распространения и изменения этих комплексов по разрезу позволяет выявлять последующие процессы седиментогенеза, влиявшие на изменения их первоначального состава.

Первый экологический комплекс мелких фораминифер (обр. m05b, m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2) состоит из 11 семейств и отряда *Lagenida*, 31 рода и 77 видов мелких фораминифер (рис. 8). Преобладают в комплексе представители *Lagenida* (40%), *Globivalvulinidae*, *Hemigordiopsidae*, *Orthovertellidae*, *Pseudoammodiscidae* и *Bradyinidae* меньше (по 10%). Виды других семейств занимают 1–5% от общего числа видов в комплексе. Комплекс отличается от вышележащих присутствием в его составе видов семейств *Turriglominidae* и *Pseudovidalinidae* (*Asselodiscus*). В обр. m05b наблюдается самый многочисленный по видовому составу комплекс мелких фораминифер. Он состоит из 10 семейств и 53 видов. В обр. m05d, m05h, m2-1n, m2-3-1, m2-3-2 количество семейств и видов постепенно снижается от 9 до 7 семейств и от 30 до 18 видов. Фораминиферы обнаружены в прослоях известняков, соответствующих литофации Лф3 и относящихся к штормовому комплексу. Таксономический состав семейств мелких фораминифер рассматриваемого комплекса в разрезе Мечетлино сходен с составом саргинских комплексов Соль-Илецка (Филимонова и др., 2015), но отличается присутствием *Bradyinidae* и *Turriglominidae*. Отложения с подобным комплексом на Соль-Илецком своде формировались на небольших глубинах на бровке карбонатного шельфа в крайне мелководных условиях.

Второй экологический комплекс мелких фораминифер (обр. m3-1, m3-2, m4-2, m4-3) представ-

лен 8 семействами и отрядом Lagenida, 12 родами и 22 видами. Преобладают в комплексе Globivalvulinidae и Lagenida (по 25–30%, среди них представители родов *Nodosinelloides*, *Geinitzina*, *Howchinella*, *Syzrania*, *Protonodosaria*), Palaeotextulariidae и Tetrataxidae (10%), Hemigordiopsidae, Endothyridae, Orthovertellidae, Bradyinidae и др. (по 5%). Комплекс сходен с предыдущим по таксономическому составу семейств мелких фораминифер, но резко отличается по таксономическому разнообразию видов. Так, в каждом слое обнаружено 4–6 семейств мелких фораминифер и не более 8–9 видов. По составу семейств комплекс также похож на вышеупомянутые саргинские комплексы Соль-Илецка, тем более что в этом интервале разреза обнаружены самые многочисленные и разнообразные комплексы **фузулинид**, сходные с таковыми этого же региона, а также самые малочисленные комплексы **мелких фораминифер**. Второй экологический комплекс выделен в слоях 3–4 в подводно-оползневой пачке (рис. 6), где мелкие фораминиферы и фузулиниды наблюдаются в составе мелкообломочной брекчии на границе слоев 3 и 4 в виде мелкой биокластики в матриксе и в обломках шельфовых известняков литофации Лф7 (рис. 5ж), снесенных с платформы сейсмооползневыми процессами, а также в породах литофации Лф1 в составе тонкой биокластики.

В третьем экологическом комплексе мелких фораминифер обнаружено 10 семейств и отряд Lagenida, 24 рода и 52 вида. Таксономический состав и разнообразие третьего комплекса схожи с таковыми первого комплекса мелких фораминифер, но несколько беднее. Семейства Pseudovidalidae (род *Asselodiscus*) и Turriglominidae из первого комплекса не обнаружены. В комплексе присутствует представитель нового рода семейства Lasiodiscidae (род *Postmonotaxinoides*). Преобладают в комплексе представители Lagenida (36%), присутствуют Globivalvulinidae, Hemigordiopsidae, Orthovertellidae, Pseudoammodiscidae и Bradyinidae (по 13%). Виды других семейств занимают 1–5% от общего числа видов в комплексе. Таксономическое разнообразие в опробованных слоях изменяется от 7 до 11 семейств и от 26 до 28 видов. Этот экологический комплекс выделен в слоях 5, 6, 7 и 8, принадлежащих штормовой пачке (рис. 6). Прослой известняков относятся к литофациям Лф 4 (обр. 5-2, 5-4), Лф3 (обр. 6-1, 6-0) и Лф 5 (обр. 7-1). Данный комплекс близок к первому экологическому комплексу, что указывает на сходные условия их формирования на небольших глубинах на бровке карбонатного шельфа.

Четвертый экологический комплекс мелких фораминифер содержит 5 семейств и отряд Lagenida, 12 родов и 34 вида. В комплексе преобладают Lagenida (62%), присутствуют Globivalvulinidae (*Globivalvulina*, *Lateenoglobivalvulina*), Hemigordiopsidae (*Hemigordius*), Pseudoammodiscidae (по 10–13%),

Palaeotextulariidae и Orthovertellidae (по 3%). Таксономическое разнообразие резко уменьшается по сравнению с предыдущим комплексом. В нем обнаружены лишь единичные представители Orthovertellidae. Интервал распространения четвертого экологического комплекса (обр. m10, m11, m12) идентичен интервалу распространения второго биостратиграфического комплекса. Таксономический состав семейств рассматриваемого комплекса сопоставляется с таковым саранинского комплекса Соль-Илецка. Из шести семейств комплекса разреза Мечетлино в комплексе Соль-Илецка отсутствуют только Palaeotextulariidae. Рассматриваемый комплекс имеет относительное сходство с обедненным комплексом, состоящим всего из трех семейств, филипповского подъяруса разреза Чикали (*Filimonova*, *Isakova*, 2019). Таким образом, можно предположить, что микробиота таких редуцированных комплексов первично сформировалась в условиях с низким гидродинамическим режимом, небольшими глубинами, в условиях мелководного шельфа.

Интервал разреза с четвертым экологическим комплексом включает слои 10, 11, 12. Слой 10 отнесен к штормовой пачке, он содержит пласт алевритистого тонкослоистого известняка литофации Лф5 (рис. 4д–4ж). Слои 11–12 являются переходными к флишевым отложениям (рис. 6). Литофации Лф1 и Лф2 (обр. 11-1, 12-1, 12-2) отражают турбидитовую седиментацию. Смешение терригенного и карбонатного материала, а также ископаемых органических остатков происходило в результате действия турбидных потоков и подводных течений.

В пятом экологическом комплексе мелких фораминифер обнаружено 6 семейств и отряд Lagenida, 10 родов и 18 видов мелких фораминифер. В комплексе преобладают Lagenida (62%), присутствуют Tetrataxidae (16%), Palaeotextulariidae, Globivalvulinidae, Orthovertellidae, Endothyridae, Bradyinidae (по 3–5%). Видовой состав обеднен по сравнению с предыдущими комплексами и неравномерен в разных слоях, представлен от 7–16 видами.

Распространение пятого экологического комплекса в разрезе Мечетлино соответствует интервалу распространения третьего кунгурского стратиграфического комплекса (обр. m14 и m15), выделенного на основании появления единичных типично кунгурских форм мелких фораминифер. Эти слои относятся к верхней части флишевого комплекса (рис. 6). Литофации Лф1 и Лф2 (обр. 15-1, 15-2) формировались под действием турбидных потоков и течений. В целом и стратиграфический, и экологический комплексы состоят в основном из видов, характерных для артинской части разреза Мечетлино. Такой состав комплекса, вероятно, указывает на возможное переотложение, что косвенно подтверждается

присутствием представителя каменноугольного рода *Archaeodiscus* в составе экологического комплекса, а также фузулинид позднекаменноугольно-раннепермского рода *Triticites* и др. Кроме того, уменьшение видового разнообразия помимо переотложения, возможно, определяется значительной удаленностью источника сноса биокластики.

Шестой экологический комплекс мелких фораминифер намечается в афанитовых известняках слоя 17. Он представлен 6 семействами и отрядом *Lagenida*, содержит 8 родов и 16 видов мелких фораминифер. В комплексе преобладают *Lagenida* (62%), присутствуют *Hemigordiopsidae* (*Hemigordius*), *Orthovertellidae* (по 13%), *Pseudoammodiscidae* и *Endothyridae* (по 6%). Видовой состав бедный, отличается присутствием большого количества раковин ?*Syzrania*, что характерно для филипповского подъяруса (Филимонова и др., 2015; Filimonova, Isakova, 2019).

Проведенный биомический анализ комплексов мелких фораминифер в разрезе Мечетлино позволил реконструировать условия существования их исходных ориктоценозов. Мелкие фораминиферы первого и третьего экологических комплексов первоначально обитали в очень мелководных условиях на карбонатной платформе. В дальнейшем они были перемещены штормовыми течениями в предорогненную впадину, где и захоронены вместе с инситуными планктонными и нектонными организмами. Интервалы распространения первого и третьего экологических комплексов в разрезе по совокупности литологических признаков относятся к штормовому осадочному комплексу. Все органические остатки, содержащиеся в отложениях этих интервалов, характерны для саргинского подъяруса.

Мелкие фораминиферы второго экологического комплекса и сопутствующие им многочисленные фузулиниды были снесены с платформы сейсмооползневыми процессами. О небольшом расстоянии до рифовой зоны говорит присутствие крупных обломков шельфовых известняков (Лф7), наличие крупных раковин фузулинид в матриксе брекчии (Лф5), а также небольшое количество более легких, чем фузулиниды, мелких фораминифер, которые были в основном вымыты. Таксономический состав мелких фораминифер и фузулинид совместно с нектонными организмами говорит о саргинском времени формирования отложений. По литологическим признакам этот интервал выделен в подводно-оползневую пачку (рис. 5а–5ж).

Четвертый экологический комплекс бентосной фауны мелких фораминифер первоначально формировался в мелководном морском бассейне с низким гидродинамическим режимом в условиях постепенного обмеления. Становление этого комплекса происходило на границе артинского и

кунгурского веков. Эта граница по нектонным организмам (конодонтам) проведена несколько выше, чем по бентосным.

В пятом экологическом комплексе мелких фораминифер появляются единичные новые кунгурские виды, известные ранее в кыртадинской свите Печорского Приуралья (Игонин, 1967), что свидетельствует в пользу больших расстояний до источников сноса биокластики. Рассматриваемый комплекс преимущественно состоит из таксонов артинского (саргинского) комплекса, а также содержит каменноугольные–раннепермские виды. Все это говорит и о переотложении, и о рециклинге бентосной фауны, чему не противоречит присутствие этого экологического комплекса мелких фораминифер в отложениях, по литологическим признакам включенным во флишевый осадочный комплекс.

Шестой экологический комплекс первоначально был сформирован в морском бассейне с низким гидродинамическим режимом.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Базируясь на полученных комплексных результатах изучения разреза Мечетлино, как литолого-фациальных, так и биомических, предлагается модель реконструкции особенностей палеогеографических и палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине (рис. 9).

Разрез Мечетлино вскрыл толщу терригенно-карбонатных осадков, формировавшихся в артинско-кунгурское время во внешней зоне Юрюзано-Айской впадины Предуралья прогиба. По литофациальному составу осадков и структурным особенностям отложений в разрезе Мечетлино выделяется три типа осадочных отложений. Флишевые отложения сложены дистальными турбидитами карбонатно-силикокластического состава. Источником сноса материала, преимущественно силикокластики, в отложения флишевого комплекса рассматривается Уральский ороген (Мизенс, 1997; Мизенс и др., 2018). В подводно-оползневой пачке источником глыб и обломков является карбонатный шельф и рифовая бортовая зона внешней западной границы прогиба (Горожанин, Горожанина, 2019). Штормовые пачки представлены прослоями (0.2–0.3 м) биокластовых известняков среди дистальных силикокластических турбидитов и фоновых аргиллитов. Источником сноса мелководной биокластики служил карбонатный шельф и рифовая бортовая зона прогиба. Обломочные карбонатные прослои отражают эпизодическое осадконакопление. Чередование этих пачек в разрезе (рис. 6) свидетельствует о меняющихся условиях осадконакопления и прерывистом поступлении кластики как с

восточной (в современных координатах) зоны – со стороны Уральского орогена, так и с западной зоны – из области карбонатной платформы. Возраст нектонной более глубоководной фауны (конодонты, аммоноидеи) и мелководной бентосной фауны (фузулиниды и мелкие фораминиферы) в глыбах и во вмещающих карбонатно-глинистых осадках указывает на синхронность процесса карбоната накопления на шельфе и флишенакпления в прогибе.

Исходя из этих данных, палеогеографическая обстановка представляла собой относительно глубоководную впадину в пограничной зоне между карбонатной платформой и флишевым бассейном, в котором формировались отложения турбидитового типа за счет разрушения и размыва воздымающегося орогена. Пласты обломочных известняков, незакономерно залегающие во флишевой толще, образовались за счет разрушения платформенной окраины и сноса с нее карбонатного материала. Размыв нелитифицированных осадков донными течениями способствовал смешению карбонатных обломков и силикокластики. Фоновыми осадками являлись спикуловые известняки глубоководной зоны шельфа с аммонитами, часто наблюдаемыми в конкрециях, а также алевритистые аргиллиты, разделяющие турбидитовые ритмы.

По данным бурения и сейсмопрофилирования (материалы ОАО “Башнефтегеофизика” 2001 г.; Хамитов и др., 2008; Лозин, 2015), во внешней западной зоне Юрюзано-Айской впадины в основании пермских отложений залегают ассельско-кармарские платформенные карбонаты, в том числе биогермные (Толстихина, 1935; Маслов, 1950; Вахрушев и др., 1968; Горожанина, Горожанин, 2020а). Они вскрыты скважиной Дуван 1 (рис. 1). Биогермные известняки выходят в отдельных возвышенностях (в антиклинальных структурах, ранее принимаемых за рифы) и перекрываются толщей глубоководных артинских и кунгурских карбонатных отложений (акбаштауская и таймеевская свиты по Н.Г. Чочиа, 1948 г.). Граница карбонатного основания внешней зоны Юрюзано-Айской впадины маркируется зоной распространения брекчий лемазинской свиты (рис. 1). Восточнее ассельско-артинские отложения представлены чередованием депрессионных (ахуновская, янгантауская свиты) и флишевых комплексов, которые выходят на поверхность, а также вскрыты скв. Месягутово 7 (рис. 1).

Повышенная сейсмичность территории в предкунгурское время, вероятно, обусловила формирование крупного сброса в краевой зоне платформы, что вызвало опускание края карбонатной платформы с последующим перекрытием этой зоны глубоководными карбонатными илами, затем флишевыми осадками и с постепенным сме-

щением оси флишевого прогиба с востока на запад (рис. 9). Эта модель отражает формирование затопленной карбонатной платформы на фронте орогена (Proust et al., 1998; Горожанина и др., 2018). Формирование сброса и погружение окраины платформы в результате тектонической активизации вызвало формирование сейсмически инициированных оползневых структур и отложений на образовавшемся склоне (Mastrogiacomo et al., 2012). Подводно-оползневые отложения, содержащие крупные глыбы платформенных карбонатов, подтверждают формирование крутого уступа на краю платформы. Одновозрастная фауна в обломках (фузулиниды и мелкие фораминиферы) и во вмещающих отложениях (конодонты, аммоноидеи) отвечает саргинскому подъярису артинского яруса, что указывает на синхронность процесса карбоната накопления на шельфе и флишенакпления в прогибе. Это означает, что в течение саргинского времени происходили катастрофические события, сопровождаемые землетрясениями, оползнями и штормами, достаточно быстро сносившими биокластику с мелководного шельфа. За счет тектонических процессов глубина моря в образовавшейся впадине могла меняться в пределах примерно от 200–300 м (глубоководный шельф-бассейн) до 100 м (уровень штормового влияния). Можно предположить, что оползневые осадки в саргинское время заполнили относительно глубоководную впадину, что вызвало некоторое уменьшение глубины этой части бассейна до уровня воздействия штормовых волн (до 70–100 м), в результате действия которых в осадках была сформирована НСS-слоистость. В начале кунгурского века отмечается преобладание силикокластических турбидитовых отложений, свидетельствующих об увеличении глубины бассейна свыше 100 м. Вероятно, это связано с активизацией тектонической активности в зоне орогена: флишевые осадки стали достигать противоположной зоны передового прогиба, вовлеченного в опускание.

В начале филипповского времени формировались тонкозернистые карбонатные осадки. Обнаружение конодонтов зоны *N. clinei* филипповского подъяруса в перекрывающих афанитовых известняках исмагиловской свиты (Черных, 2006) указывает на отсутствие обмеления в этой зоне бассейна в кунгурском веке. Отложения формировались в тихоходной обстановке в относительно глубоководных условиях (при которых продолжает существовать конодонтовая фауна) и в стадии тектонического затишья.

Следующий заключительный импульс тектонической активизации сопровождался формированием кунгурских терригенно-карбонатных комплексов флишевого типа (Мизенс, 1997), которые полностью заполнили передовой прогиб (рис. 9). Это указывает на углубление бассейна в этой зоне к концу орогенеза. В то же время на западе в усло-

виях карбонатной платформы, начиная с кунгурского века, происходили процессы обмеления, вплоть до образования эвапоритовой лагуны (Филимонова и др., 2015). На уровне филипповского подъяруса формировались мелководные оолитовые известняки и доломиты, также распространенные и на восточной окраине Уфимского плато (Маслов, 1950). В иренское время на окраине платформы и на юге Предуральского прогиба накапливались сульфатные и галогенные отложения (Горожанина и др., 2006). В западной внешней части Юрюзано-Айской впадины прослой ангидритов встречаются среди мергелей кунгурского яруса (Мизенс, 1997). В породах разреза Мечетлино сульфатизация отмечается редко, обычно в виде вторичной минерализации по трещинам. Зерна оолитов, снесенные с платформы вместе с мелководной биокластикой, наблюдаются в турбидитовых песчаниках в верхней части саранинского горизонта (слой 15). Это говорит о существовании в кунгурском веке двух обстановок осадконакопления — мелководно-эвапоритовой на платформе и глубоководной в зоне Юрюзано-Айской впадины.

ОБСУЖДЕНИЕ

Литологические особенности отложений и фаунистические данные указывают на морской генезис осадков и отсутствие перерывов в осадконакоплении в артинско-кунгурских отложениях разреза Мечетлино. Ранее в этом разрезе рассматривался преимущественно турбидитовый механизм накопления флишевых осадков (Мизенс, 1997). Полученные нами данные свидетельствуют о формировании пограничных артинско-кунгурских осадков разреза Мечетлино под влиянием различных механизмов приноса и смешения кластики из разных источников. Данный разрез является уникальным примером отложений, сформировавшихся в области флишенакпления и поступления синхронной биокластики с платформы. Проведенный литофациальный анализ с учетом структурных особенностей рассматриваемых отложений позволяет выделять три типа осадочных отложений: штормовые, флишевые и подводно-оползневые.

Разделение флишевых, преимущественно силикокластических, осадков (турбидитов) и штормовых карбонатных отложений (темпеститов) является сложной задачей из-за конвергенции ряда признаков (градационность, эрозионные контакты, иероглифы, смешанный состав кластики) (Einsele, Seilacher, 1991). Обычно к темпеститам относят прослой ракушняков среди тонкозернистых осадков (Flügel, 2010). Прослой карбонатных пород, сложенные преимущественно мелководной биокластикой (Лф3, Лф4, Лф5), характеризуются нечеткой градационностью, слабой сортировкой, линзовидным строением, что характерно

для осадков штормового влияния и, вероятно, для осадков, сформировавшихся в результате действия зерновых и обломочных потоков и течений, инициированных штормами и землетрясениями при обрушении края карбонатной платформы. Шторма и штормовые течения приносили биокластику с западного борта Предуральского прогиба в глубоководную зону, образуя отдельные карбонатные пласты. Терригенный (силикокластический) компонент приносился турбидными потоками с востока. Состав силикокластики указывает на принос полимиктового терригенного материала с Уральского орогенного поднятия в зону смешанного карбонатно-терригенного осадконакопления. В турбидитовых градационно-сортированных прослоях карбонатные и силикатные зерна имеют примерно одинаковую размерность (рис. 2г, 2з). Особенностью штормовых осадков (темпеститов) является бимодальная размерность кластики. В тонкослоистых темпеститах карбонатные зерна более крупного размера образуют слойки, чередующиеся с алевролитовыми прослоями (амальгамация), обычно карбонатные зерна погружены в алевролитовый матрикс (рис. 4г, 4е, 4ж). Процессы смешения карбонатного и силикокластического материала, вероятно, происходили уже в бассейне под действием потоков и течений; возможно, имел место рециклинг обломочного материала под влиянием как турбидных потоков, так и течений, вызванных штормами. Оползни также способствовали смешению материала из разных источников. В подводно-оползневых отложениях слоев 3–4 разреза Мечетлино наблюдаются глыбы и обломки известняков двух фациальных типов — глубоководных спиккуловых вакстоунов и мелководных шельфовых грейнстоунов. Подводно-оползневая пачка образует прослой (4–5 м) мегабрекчии с округлыми и угловатыми блоками карбонатных пород обвального-оползневого происхождения, образование которого, возможно, связано с повышенной сейсмичностью территории (Горожанин, Горожанина, 2019). Фоновые осадочные отложения состоят из тонкого глинистого и карбонатного материала, образовавшегося из взвеси; как правило, содержат как планктонную, так и нектонную фауну — остатки рыб, конодонты, аммоноидеи, спиккулы губок, бентос — тонкостенные брахиоподы, остракоды, фораминиферы, а также растительные остатки в виде послонных скоплений. Богатый состав палеонтологических остатков организмов, ведущих различный образ жизни (планктонный, нектонный и бентосный), в осадочных породах разреза Мечетлино также свидетельствует о различных источниках и способах поступления этих остатков.

Данные по возрасту фузулинид в оползневой пачке и по возрасту конодонтов и аммоноидей в слоях 3 и 4 и в подстилающих и перекрывающих отложениях (Черных и др., 2018) свидетельствуют

о нормальной стратиграфической последовательности без переотложения фауны. Штормовые процессы способствовали переносу с платформы биокластики, синхронной осадконакоплению. Признаки переотложения фауны из более древних пород отмечены только в слое 15 — в типичных флишевых турбидитах.

ВЫВОДЫ

На основе комплексных литофациальных и биономических исследований разреза Мечетлино, который являлся кандидатом GSSP кунгурского яруса Международной стратиграфической шкалы, выявлены особенности палеогеографических, палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине. В терригенно-карбонатных отложениях послойно литологически описанного разреза Мечетлино установлено восемь литофациальных (литогенетических) типов пород, отражающих условия и динамику осадконакопления. С учетом распределения литофаций выделено три типа осадочных отложений: флишевые, подводно-оползневые и штормовые. Установлено, что в конце артинского века наблюдалось нарушение флишевой (турбидитовой) последовательности поступлением грубой биокластики с мелководного шельфа платформы (из рифовой зоны Уфимского плато) в результате штормовой активности, сопровождавшей активные сейсмические подвижки. Смещение силикокластических осадков, приносимых турбидными потоками с Уральского орогена, и карбонатной биокластики, сносимой с мелководного шельфа, происходило под действием подводных течений. В результате проведенного биономического исследования палеонтологических остатков организмов, ведущих различный образ жизни (планктонный, нектонный и бентосный), среди которых основное внимание уделено мелким фораминиферам, выявлено шесть экологических комплексов фораминифер, позволяющих реконструировать условия существования их исходных ориктоценозов. Установлено влияние фациальных условий на таксономический состав разновозрастных экологических комплексов. Обедненные как по количественному, так и по таксономическому разнообразию комплексы связаны с подводно-оползневой пачкой. Наиболее богатые по таксономическому и количественному составу комплексы выявлены в штормовых прослоях. Состав комплексов, связанных с флишевыми отложениями, отражает как обеднение фауны первоначальных ориктоценозов кунгурского века на карбонатной платформе, так и процессы переотложения и рециклинга в предорогенной впадине.

По результатам комплексного исследования предложена модель реконструкции палеогеогра-

фических и палеотектонических условий и механизмов осадконакопления на границе артинского и кунгурского веков в Юрюзано-Айской впадине.

Благодарности. Выражаем большую признательность и благодарность рецензентам Е.И. Кулагиной и А.В. Дронову за ценные замечания и рекомендации, способствовавшие уточнению терминологии и улучшению работы.

Источники финансирования. Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ по темам госзаданий FMRS-2022-0010 и FMRS-2022-0015 (ИГ УФИЦ РАН) и 0114-2021-0003 (ГИН РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антошкина А.И.* Палеомикрокодии: новый взгляд на их генезис // Палеонтол. журн. 2014. № 4. С. 15–31.
- Бойко М.С.* Аммоноидеи из артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 5. С. 33–39.
- Вахрушев Г.В., Алкснэ А.Э., Ревенко Э.А.* Новые данные о тектонике южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии в Приуралье // Геотектоника. 1968. № 1. С. 82–85.
- Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Литологические особенности отложений вблизи точки GSSP (граница арт–кунгур, разрез Мечетлино) // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием), Казань, 30 сентября–3 октября 2019 г. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. С. 108–109.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* О нижнепермских рифах Уфимского плато. Геология рифов // Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А. Варсанюфьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020а. С. 43–45.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* Состав и строение нижнепермских комплексов Южного Урала и Приуралья // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. Ред. Щепетова Е.В. М.: ГЕОС, 2020б. С. 40–45.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Карнаухов С.М., Побережский С.М., Кочетова Н.Н., Ремизова С.Т.* Карбонатные фации на границе артинского и кунгурского ярусов ранней перми Северного Прикаспия (по материалам глубокого бурения на территории Оренбургской области) // Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 49–52.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Пучков В.Н.* Палеогеодинамические условия переотложения конодонтов в осадках позднего девона–раннего карбона Южного Урала // Докл. АН. 2010. Т. 432. № 2. С. 210–214.
- Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Исакова Т.Н.* Карбонатный массив горы Воскресенка в Южном Приуралье: возраст и развитие погруженной карбонатной платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 17–33.

- Игонин В.М.* Фораминиферы из кунгурских и пограничных с ними отложений Западного Приуралья // *Материалы по геологии востока Русской платформы*. Казань: Изд-во Казанского университета, 1967. Вып. 2. С. 80–162.
- Исакова Т.Н., Филимонова Т.В., Кулагина Е.И.* Значение фораминифер для определения ярусных границ пермской системы Международной стратиграфической шкалы на примере разреза Мечетлино // *Геол. вестник*. 2018. № 1. С. 111–118.
- Кулагина Е.И., Скуин И.А., Коссовая О.Л.* Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.
- Кутыгин Р.В.* *Clausiuraloceras mechetlense*, новый вид аммоноидей из кунгура Южно-Уральского региона // *Палеонтол. журн.* 2018. № 4. С. 16–28.
- Лозин Е.В.* Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: Изд-во “БашНИПИнефть”, 2015. 704 с.
- Малышева Е.О., Антошкина А.И.* Микрокоидии в верхнепермских отложениях Печорского бассейна как показатель субаэральных условий // *Минералогия и жизнь: биоминеральные взаимодействия*. Тез. докл. Сыктывкар: Геопринт, 1996. С. 56–57.
- Маслов В.П.* Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато // *Тр. Института геол. наук*. 1950. Вып. 118. Геол. сер. № 42. 69 с.
- Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.
- Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Садриев Ф.Ф.* Геохимическая характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы // *Литосфера*. 2018. Т. 18. № 6. С. 819–838.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-6-819-838>
- Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Л.–М.: Гостехиздат, 1950. 127 с.
- Оленова К.Ю.* Микрокоидиевые известняки северной части Колвинского мегавала // *Литология и геология горючих ископаемых*. Межвузовский научн. тематический сборник. Отв. ред. Алексеев В.П. Екатеринбург: Изд-во Уральского гос. горного ун-та, 2010. Вып. V(21). С. 68–75.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 30. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 47 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Раузер-Черноусова Д.М.* Фораминиферы стратотипического разреза сакмарского яруса (р. Сакмара, Южный Урал). М.: Наука, 1965. 78 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 135).
- Сосипатрова Г.П.* Фораминиферы старостинской свиты Шпицбергена // *Уч. записки НИИГА*. 1969. Вып. 27. С. 46–79.
- Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М.* Комплексная характеристика эталонных разрезов приуральского отдела пермской системы в Республике Башкортостан // *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Сборник статей. Ред. Пучков В.Н. 12-я Межрегиональная научно-практическая конференция, Уфа, 21–23 мая 2018 г. СПб.: Свое издательство, 2018. С. 160–168.
- Толстихина М.М.* Каменноугольные отложения центральной части Уфимского плато и их фации // *Тр. ЦНИГРИ*. 1935. Вып. 65. 40 с.
- Уилсон Дж.Л.* Карбонатные формации в геологической истории. М.: Недра, 1980. 464 с.
- Филимонова Т.В., Горожанина Е.Н., Исакова Т.Н., Горожанин В.М.* Приуральский отдел пермской системы юго-восточной части Соль-Илецкого свода: биоистратиграфия и литолого-фациальные особенности // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2015. Т. 23. № 2. С. 17–42.
- Хамитов Р.А., Валеев Г.З., Киселев В.В., Ардашева Т.С., Беляева Т.В.* Региональные сейсморазведочные работы с целью оценки перспектив нефтегазоносности венд-рифейских отложений // *Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий*. Материалы VII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 59–61.
- Черных В.В.* Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 130 с.
- Черных В.В.* Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья I. Характеристика конодонтовых комплексов // *Литосфера*. 2018а. Т. 18. № 2. С. 235–245.
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-235-245>
- Черных В.В.* Конодонты из пограничных артинско-кунгурских отложений разреза Мечетлино (Башкортостан, Южный Урал). Статья II. Стратиграфическое распределение конодонтов // *Литосфера*. 2018б. Т. 18. № 3. С. 363–383.
- Черных В.В., Котляр Г.В., Кутыгин Р.В., Филимонова Т.В., Сунгатуллина Г.М., Мизенс Г.А., Сунгатуллин Р.Х., Исакова Т.Н., Бойко М.С., Иванов А.О., Мычко Э.В.* Геологический разрез Мечетлино (Южный Урал). Палеонтологическая характеристика // *Геол. вестник*. 2018. № 1. С. 119–137.
- Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба // *Геотектоника*. 1998. № 3. С. 22–38.
- Чувашов Б.И., Черных В.В.* Кунгурский ярус Общей стратиграфической шкалы пермской системы // *Докл. АН*. 2000. Т. 375. № 3. С. 370–374.
- Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Приуралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 358 с.
- Чувашов Б.И., Черных В.В., Богословская М.Ф.* Биоистратиграфическая характеристика стратотипов ярусов нижней перми // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10. № 4. С. 3–19.
- Чувашов Б.И., Черных В.В.* Разрез Мечетлино (Южный Урал) – потенциальный лимитотип нижней границы кунгурского яруса // *Докл. АН*. 2011. Т. 441. № 5. С. 657–660.
- Baziany M.M.* Indication of calcareous tempestite inside the Qulqula Group in the Zagros Suture Zone, KRI // *J. Zankoi Sulaimani*. 2016. V. 18. № 3. Pt. A. P. 129–143.
- Bouta A.H.* Sedimentology of some flysch deposits, a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962. 168 p.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Schmitz M.D.* Mechetlino Section: a candidate for the Global Stratotype and Point (GSSP) of the Kungurian Stage (Cisuralian, Lower Permian) // *Permophiles*. 2012. № 56. P. 21–34.
- Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Henderson C.M., Shen S., Schmitz M.D., Sungatullina G.M., Sungatullin R.Kh., Barrick J.E., Shilovsky O.P.* Southern Urals. Deep water successions of the Carboniferous and Permian. A Field

Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan: Academy of Sciences, Republic of Tatarstan Press, 2015. 88 p.

Chernykh V.V., Kotlyar G.V., Chuvashov B.I., Kutygin R.V., Filimonova T.V., Sungatullina G.M., Mizens G.A., Sungatullin R.K., Isakova T.N., Boiko M.S., Ivanov A.O., Nurgalieva N.G., Balabanov Y.P., Mychko E.V., Gareev B.I., Batalin G.A. Multidisciplinary study of the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia) – the GSSP candidate for the base of the Kungurian Stage (Lower Permian) // *Palaeoworld*. 2020. V. 29. № 2. P. 325–352.

Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture // *Classification of Carbonate Rocks*. Ed. Ham W.E. AAPG. 1962. Mem. 1. P. 108–121.

Einsele G., Seilacher A. Distinction of tempestites and turbidites, Ch. 2.10 // *Cycles and events in stratigraphy*. Eds. Einsele G., Ricken W., Seilacher A. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 377–382.

Filimonova T.V., Isakova T.N. Dynamics of development of the small foraminiferal biota during early Kungurian (Permian) as evidenced from the Chikali section, Middle Urals, Russia // *Rev. Micropaléontol.* 2019. V. 63. P. 45–63. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2019.03.002>

Filimonova T.V., Isakova T.N. New species of small foraminifers from the Mechetlino Quarry section (Southern Urals, Russia): a potential candidate for the GSSP of the lower boundary of the Global Kungurian Stage // *Paläontologische Zeitschrift*. 2022. <https://doi.org/10.1007/s12542-021-00585-4>

Flügel E. *Microfacies of carbonate rocks*. Berlin: Springer-Verlag, 2010. 984 p.

Karim H.K. Possible effect of storm on sediments of Upper Cretaceous foreland basin: a case study for tempestite in Tanjero Formation, Sulaimanyia Area, NE-Iraq // *Iraqi J. Earth Sci.* 2007. V. 7. № 2. P. 1–10.

Kotlyar G., Sungatullina G., Sungatullin R. GSSPs for the Permian Cisuralian Series stages // *Permophiles*. 2016. № 63. P. 32–37.

Kutygin R.V. Ammonoids around the Artinskian–Kungurian boundary in the Mechetlino-3 section (Southern Cisuralian Region) // *Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting-2017 and Fourth All-Russian Conference “Upper Palaeozoic of Russia” Earth systems: high-precision biostratigraphy, geochronology and petroleum resources*. Abstract volume. Kazan, Sept., 19–23, 2017. Kazan: Kazan University Press, 2017. P. 113–114.

Mastrogiacomo G., Moretti M., Owen G., Spalluto L. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform // *Sedim. Geol.* 2012. V. 269–270. P. 15–27.

Molina J.M., Ruiz-Ortiz P.A., Vera J.A. Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain) // *Sedim. Geol.* 1997. V. 109. P. 95–109.

Myrow P.M., Southard J.B. Tempestite deposition // *J. Sedimentary Res.* 1996. V. 66. P. 875–887.

Proust J.N., Chuvashov B.I., Vennin E., Boisseau T. Carbonate platform drowning in a foreland setting: the Mid-Carboniferous platform in the Western Urals (Russia) // *J. Sedimentary Res.* 1998. V. 68. № 6. P. 1175–1188.

Puga-Bernabéu Á., Martín J.M., Braga J.C. Tsunami-related deposits in temperate carbonate ramps, Sorbas Basin, southern Spain // *Sedim. Geol.* 2007. V. 199. P. 107–127.

Puga-Bernabéu Á., Martín J.M., Braga J.C., Aguirre J. Off-shore remobilization processes and deposits in low-energy temperate-water carbonate-ramp systems: examples from the Neogene basins of the Betic Cordillera (SE Spain) // *Sedim. Geol.* 2014. V. 304. P. 11–27.

Рецензенты А.В. Дронов, Е.И. Кулагина, Т.Б. Леонова

Lithofacies Peculiarities and Bionomic Specification of the Fossil Remnants Complexes of the Lower Permian in the Yuryuzan-Ai Depression in the Southern Urals (on the Example of the Mechetlino Section)

E. N. Gorozhanina^a, V. M. Gorozhanin^{a, #}, T. N. Isakova^b, and T. V. Filimonova^b

^a*Institute of Geology, Ufimian Federal Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia*

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

[#]*e-mail: gorozhanin@ufaras.ru*

A lithofacies and bionomic study of the boundary Artinskian-Kungurian deposits of the Cisuralian Series of the Permian system in the Yuryuzan-Ai Depression was carried out on the example of the Mechetlino section (Southern Urals). The section was a candidate GSSP of the lower boundary of the Kungurian. In terrigenous-carbonate deposits, eight lithofacial types of rocks – lithofacies – are identified. According to their combination, the section is divided into packages composed of carbonate-terrigenous flysch rocks, carbonate clastic deposits initiated by storms, and blocky underwater landslide deposits. Six ecological complexes of small foraminifera are identified, reflecting sedimentation conditions in the areas of benthic fauna denudation. The mechanisms of mixing and movement of plant remains, benthic, planktonic and nectonic fossils are indicated. A model of the formation of sedimentary complexes of the Lower Permian in the Yuryuzan-Ai depression of the Pre-Ural trough is proposed, reflecting the bionomic specificity of the complexes of organic residues on the border of the Artinskian and Kungurian stages.

Keywords: paleogeography, terrigenous-carbonate lithofacies, turbidites, tempestites, underwater slumps, Artinskian Stage, Kungurian Stage, foraminifera, Yangan-Tau geopark

УДК 551.763:561(571.651)

ПОЗДНЕАЛЬБСКАЯ–РАННЕТУРОНСКАЯ ГРЕБЕНКИНСКАЯ ФЛОРА СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ: СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ

© 2023 г. А. Б. Герман¹, *, С. В. Щепетов², **

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: alexeiherman@gmail.com

**e-mail: shchepetov@mail.ru

Поступила в редакцию 12.09.2022 г.

После доработки 26.09.2022 г.

Принята к публикации 10.10.2022 г.

Начиная с середины мелового периода и в позднем мелу ландшафтные особенности Северной Пацифики позволяют разделить этот регион на ряд территорий, получивших название субрегионов. Самая ранняя кайнофитная (со значительными количеством и разнообразием покрытосеменных растений) гребенкинская флора и ее аналоги (поздний альб–ранний турон) известны только в трех субрегионах Северной Пацифики: Анадырско-Корякском, Северо-Аляскинском и Юкон-Коюкукском, в середине мела представлявших собой приморские равнины и низменности, периодически затопляемые морем. Кайнофитные флоры заселили область наземного вулканизма Охотско-Чукотского субрегиона и внутриконтинентальные районы Верхояно-Чукотского субрегиона Азии позже, в туроне–коньяке, однако мезофитная растительность с доминированием раннемеловых папоротников и голосеменных продолжала существовать там по крайней мере до коньякского века. Следовательно, инвазия эволюционно новой кайнофитной растительности во внутриконтинентальные районы Северо-Востока Азии была постепенной и растянутой во времени. Это следует учитывать при изучении флоростратиграфии меловых континентальных отложений региона Северной Пацифики.

Ключевые слова: стратиграфия, ископаемая флора, альб, сеноман, турон, Северная Пацифика, ландшафты, мезофит, кайнофит

DOI: 10.31857/S0869592X23030043, EDN: KDLVVO

ВВЕДЕНИЕ

Под Северной Пацификой авторы понимают регион, охватывающий арктические районы Северо-Востока Азии и Северной Америки, примыкавшие к северной части древнего Тихого океана (прото-Пацифики) и к Арктическому бассейну. Альбские и позднемеловые флоры Северной Пацифики изучаются второе столетие. Большой научный интерес представляет уже сам факт существования и богатства этих древних флор, населявших высокие широты Арктики, вплоть до палеошироты 80°–82° с.ш. (Nau et al., 1999), во время глобально теплого климата мелового периода. Изучение этих флор весьма важно также для целей флоростратиграфии неморских отложений региона, поскольку они широко распространены в Северной Пацифике. В последние десятилетия исследование указанных флор подняло ряд вопросов относительно их исторического развития и, в первую очередь, происхождения и ранней эволюции кайнофитных растительных сообществ, в которых стали преобладать покрытосеменные, или цветковые, растения.

Поздний альб – это время коренного глобального преобразования флоры и растительности, при котором покрытосеменные растения постепенно, но достаточно быстро стали доминировать во многих регионах земного шара (Вахрамеев, 1981). В это время в Северной Пацифике появляется характерная флора, получившая название гребенкинская на Северо-Востоке Азии (Самылина, 1974) или флора этапа Ниакогон на Северной Аляске (Герман, 2011). Задача данной статьи – рассмотрение распространения, возраста и вероятного происхождения этой первой, самой древней в регионе кайнофитной флоры со значительным участием в ней покрытосеменных растений. Детальную ревизию систематического состава гребенкинской флоры мы своей целью не ставили; списки ее ископаемых растений, ныне требующие в значительной мере уточнения и пересмотра, приведены в ряде работ (Щепетов и др., 1992; Герман, 2011; Herman, 2013; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>).

Начиная примерно с середины альбского века и в позднемеловую эпоху Северная Пацифика харак-



Рис. 1. Палеогеографическая схема Северной Пацифики в позднем мелу (по Белый, 1994, с изменениями) и ботанико-палеогеографические субрегионы: ВЧСР – Верхояно-Чукотский, ОЧСР – Охотско-Чукотский, АКСР – Анадырско-Корякский, САСР – Северо-Аляскинский, ЮКСР – Юкон-Коюкукский, ЧСР – Чигниковский; положение континентов (показаны их современные очертания) приведено для середины позднего мела (по Smith et al., 1981, с дополнениями).

теризовалась значительным разнообразием ландшафтов, представляя собой мозаику бассейнов осадконакопления. Здесь можно выделить (рис. 1): (1) бассейны прибрежно-морской седиментации; (2) бассейны континентально-морского осадконакопления, которые характеризуются чередованием в разрезах и/или замещением друг друга по простиранию отложений прибрежно-морского и континентального генезиса, причем последние формировались в условиях приморских аллювиальных равнин и низменностей; (3) изолированные впадины, в которых терригенное и угленосное осадконакопление происходило в сугубо континентальных условиях низменной или слабо всхолмленной равнины, не заливавшейся морем; (4) область наземного вулканизма с расчлененным в разной степени рельефом, в пределах которой накапливались преимущественно вулканогенные и вулканогенно-терригенные осадки. Такие ландшафтные различия позволили выделить на суше региона ряд флористико-палеогеографических субрегионов (Герман, 2011): Верхояно-Чукотский, Охотско-Чукотский, Анадырско-Корякский, Северо-Аляскинский, Юкон-Коюкукский и Чигниковский (рис. 1). Охотско-Чукотский субрегион по сути соответствует гигантской геологической структуре, которая образовалась в меловом периоде в результате активной наземной вулканической деятельности вдоль северо-восточной окраины Азиатского материка, – Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу.

В заглавии статьи мы использовали название “гребенкинская флора” для собственно флоры гребенкинского этапа Анадырско-Корякского субрегиона и близкой ей флоры этапа Ниакогон Северо-

Аляскинского субрегиона. В данной работе используются термины “палеофлористический комплекс” или “тафофлора” – это элементарные палеофлористические единицы, представляющие собой совокупность ископаемых растений из одного или нескольких территориально и стратиграфически близких местонахождений. Тафофлоры, или палеофлористические комплексы, обладающие существенно сходными чертами, т.е. характерным сочетанием таксонов, качественным и количественным соотношением групп растений и т.д., мы рассматриваем как ископаемую флору или палеофлору, характеризующую определенный этап развития растительного мира значительной территории. Термин “флора”, как правило, используется как свободный.

Интересующие нас ископаемые флоры ниже рассмотрены в следующем порядке. Сначала приводятся сведения о гребенкинской палеофлоре Анадырско-Корякского субрегиона, палеофлорах Ниакогон Северо-Аляскинского субрегиона и Мелози-Кальтаг Юкон-Коюкукского субрегиона. После этого рассматривается ряд меловых флор Северо-Востока Азии, которые разные исследователи по тем или иным причинам считали близкими по составу и возрасту к гребенкинской флоре. Затем обсуждается возможный сценарий мелового флорогенеза в Северной Пацифике, происхождение и распространение продвинутых кайнофитных растительных сообществ, составивших в середине мелового периода гребенкинскую флору. Завершает статью описание двух видов ископаемых платанообразных покрытосеменных: нового вида *Arthollia dentata* sp. nov. и *Paraprotophyllum ignatianum* (Kryshstofovich et Baikovskaya) Herman.

ПОЗДНЕАЛЬБСКИЕ–РАННЕТУРОНСКИЕ ФЛОРЫ АНАДЫРСКО-КОРЯКСКОГО СУБРЕГИОНА

Для Анадырско-Корякского субрегиона (рис. 1) характерно чередование в разрезах и/или замещение по простиранию меловых отложений морского и континентального генезиса, причем континентальные отложения, формировавшиеся преимущественно в условиях приморских низменностей и равнин, содержат многочисленные и разнообразные ископаемые растения. Остатки моллюсков и фораминифер из морских слоев позволяют здесь надежно датировать ископаемые растения, содержащиеся в неморских отложениях (Герман, 2011). В Анадырско-Корякском субрегионе известны гребенкинская флора среднего течения р. Анадырь и близкая ей по составу и возрасту среднеинтеровская флора бухты Угольная. Вместе они составляют флору гребенкинского этапа. Гребенкинский этап развития региональных флор, с которого начинается позднемеловой (кайнофитный) флорогенез на Северо-Востоке России, был выделен В.А. Самылиной (1974).

Гребенкинская флора характеризуется значительным богатством и разнообразием входящих в ее состав растений и включает в себя тафофлору из кривореченской свиты среднего течения р. Анадырь на ее право- и левобережье, за исключением флористического комплекса р. Чинейвеем (см. ниже). Флороносная верхняя подсвита кривореченской свиты содержит как континентальные отложения, так и морские слои, в которых были собраны остатки моллюсков. По ним, а также по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования был установлен позднеальбский–раннетуронский возраст флороносных слоев (Щепетов и др., 1992; Spicer et al., 2002; Герман, 2011; Герман, Щепетов, 2021a). Благодаря этим особенностям гребенкинская флора стала одним из наиболее важных флоростратиграфических реперов неморского мела Анадырско-Корякского субрегиона.

Флороносные отложения, выделяемые в кривореченскую свиту, распространены в среднем течении р. Анадырь, где они выходят полосой северо-восточного простирания (рис. 2). Своё название гребенкинская флора получила по р. Гребенка, на берегу которой расположено богатейшее местонахождение остатков растений, открытое в 1934 г. Б.Н. Елисеевым (1936). Собранную им коллекцию ископаемых растений изучил А.Н. Криштофович (1958) и позже обсуждали в своих публикациях Т.Н. Байковская (1956), В.А. Вахрамеев (1966) и др. В 50–80 гг. годы XX века растительные остатки гребенкинской флоры, собранные в течение нескольких десятилетий большим коллективом геологов, изучали и анализировали в своих публикациях Л.Ю. Буданцев, В.А. Вахрамеев, А.Ф. Ефимова, В.А. Красилов, Е.Л. Лебедев, В.А. Самыли-

на. Существенно новые сведения о кривореченской свите, перекрывающих ее морских отложениях и о содержащейся в ней ископаемой флоре были получены в 1975–1976 гг. А.Д. Деятелиловой и Г.Г. Филипповой (Филиппова, 1978а, 1978б, 1979, 1982, 1984, 1989; Филиппова, Абрамова, 1993; Деятелилова и др., 1980). Начиная с 1988 г. стратиграфию кривореченской свиты и собранные в ней остатки растений изучали авторы этой статьи (Щепетов, Герман, 1990; Щепетов и др., 1992, 1994; Самылина, Щепетов, 1991; Herman, Shczepetov, 1992; Герман, 2011; Spicer, Herman, 1996; Spicer et al., 2002; Алексеев и др., 2014). Данные о морских отложениях среднего течения р. Анадырь анализировались в работах Г.П. Тереховой (1988) и В.П. Похилайнена (1994).

Нижний возрастной предел существования гребенкинской флоры и вероятный возраст ископаемых растений из Елисеевского (открытого Б.Н. Елисеевым) местонахождения определяются на правобережье р. Анадырь, где на реках Малая Гребенка и Горная ископаемые растения вместе с остатками морских моллюсков были собраны нашими коллегами и нами (Щепетов и др., 1992).

На р. Малая Гребенка, примерно в 5 км от ее устья (рис. 2), А.Д. Деятелилова и Г.Г. Филиппова в 1975–1976 гг. и В.В. Лебедев в 1983 г. вместе с ископаемыми растениями собрали остатки моллюсков, свидетельствующие, по мнению изучившей их Г.П. Тереховой (1988), о принадлежности вмещающих отложений к слоям с *Neogastropilites* spp., *Marshallites columbianus* позднеальбского–раннесеноманского возраста.

На р. Горная (рис. 2) вместе с остатками растений мы собрали представительную коллекцию аммонитов и иноцерамов. Они позволяют, по мнению изучившего их В.П. Похилайнена (персональное сообщение), считать вмещающие отложения эквивалентами аммонитовой зоны *Hypoturrilites gravesianus*, иноцерамовой зоны *Inoceramus dunveganensis aiensis* Северо-Востока России, мантеллицевых зон раннего сеномана Международной стратиграфической шкалы или нижнесеноманских слоев с *Inoceramus dunveganensis* Северной Аляски.

Определение возраста выходов кривореченской свиты на р. Горная важно потому, что это, пожалуй, единственное обнажение слоев с остатками морских моллюсков, стратиграфическое соотношение которого с Елисеевским местонахождением более или менее ясно. По геологической схеме, составленной В.Ф. Белым и С.В. Щепетовым (Щепетов и др., 1992; Герман, 2011) с использованием полевых наблюдений и аэрофотоматериалов, очевидно, что это местонахождение относится к средней части толщи, вблизи кровли которой расположены нижнесеноманские слои, обнажающиеся на р. Горная. Помимо этого, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ анализ двух образцов туфа из Елисеевского местонахож-

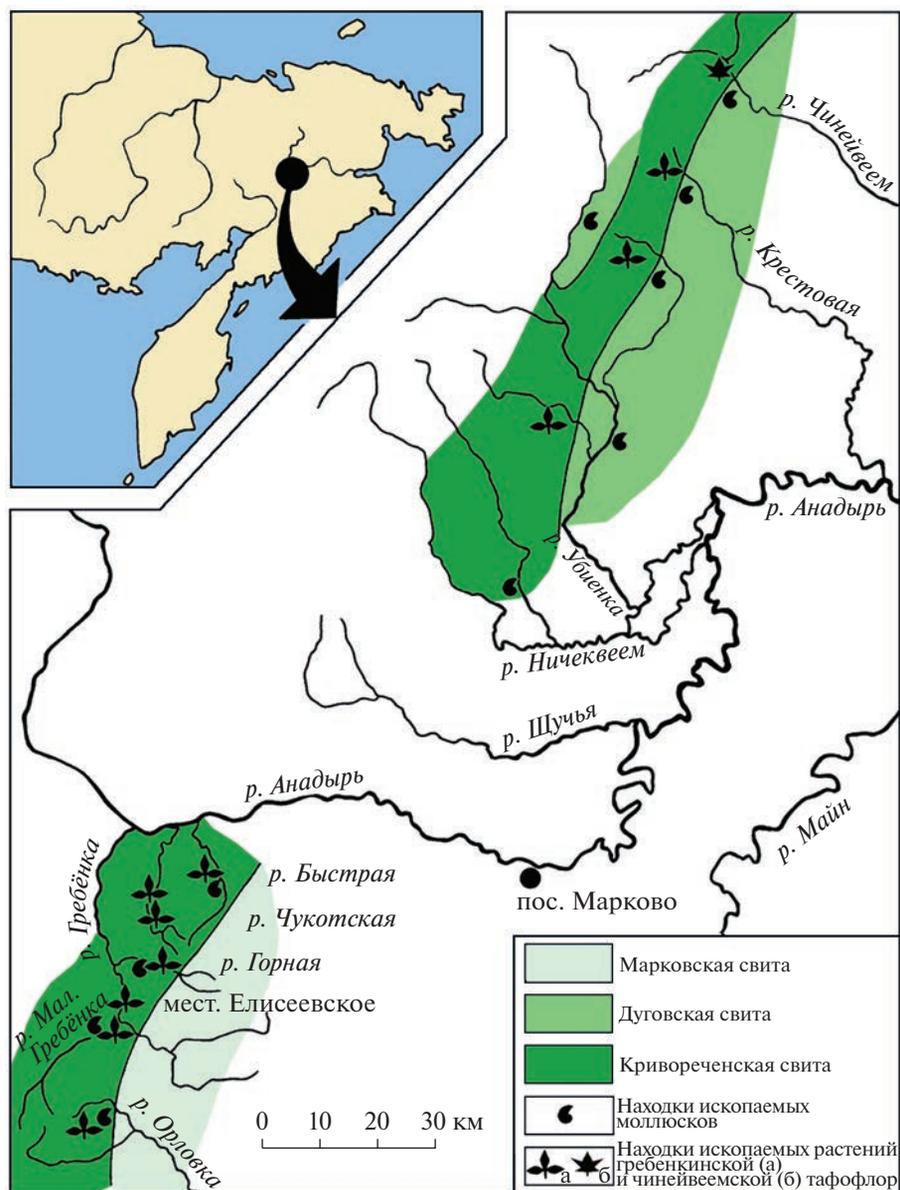


Рис. 2. Распространение флороносных отложений кривореченской свиты и перекрывающих образований дуговой и марковской свит в среднем течении р. Анадырь и приуроченные к ним местонахождения ископаемых моллюсков и растений гребенкинской и чинейвеевской тауфлор (по Герман, 2011, с изменениями).

дения дал его абсолютный возраст 96.5 ± 1.0 (2σ) млн лет, что соответствует примерно средней части сеномана (Spicer et al., 2002). Следовательно, Елисеевское местонахождение не может быть моложе раннего–среднего сеномана и, видимо, существенно древнее него; вероятнее всего, возраст этого местонахождения следует считать позднеальбским–раннесенманским (рис. 3).

Верхний возрастной предел гребенкинской флоры устанавливается в ее местонахождениях на левом берегу р. Анадырь, где кривореченская свита распространена в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Крестовая и Чинейвеем (рис. 2). На р. Кривая

(правый приток р. Убиенка) расположен стратотип кривореченской свиты, выделенной в 1963 г. Г.Г. Кайгородцевым.

Как и на правобережье р. Анадырь, кривореченская свита в этом районе состоит из двух подсвит. В верхней подсвите преимущественно континентального генезиса многочисленны остатки растений, однако они менее разнообразны и худшей сохранности, чем на правом берегу р. Анадырь (Филиппова, Абрамова, 1993). Наиболее представительные сборы ископаемых растений из верхнекривореченской подсвиты в бассейнах рек Ничеквеем, Убиенка, Кривая, Дуговая были

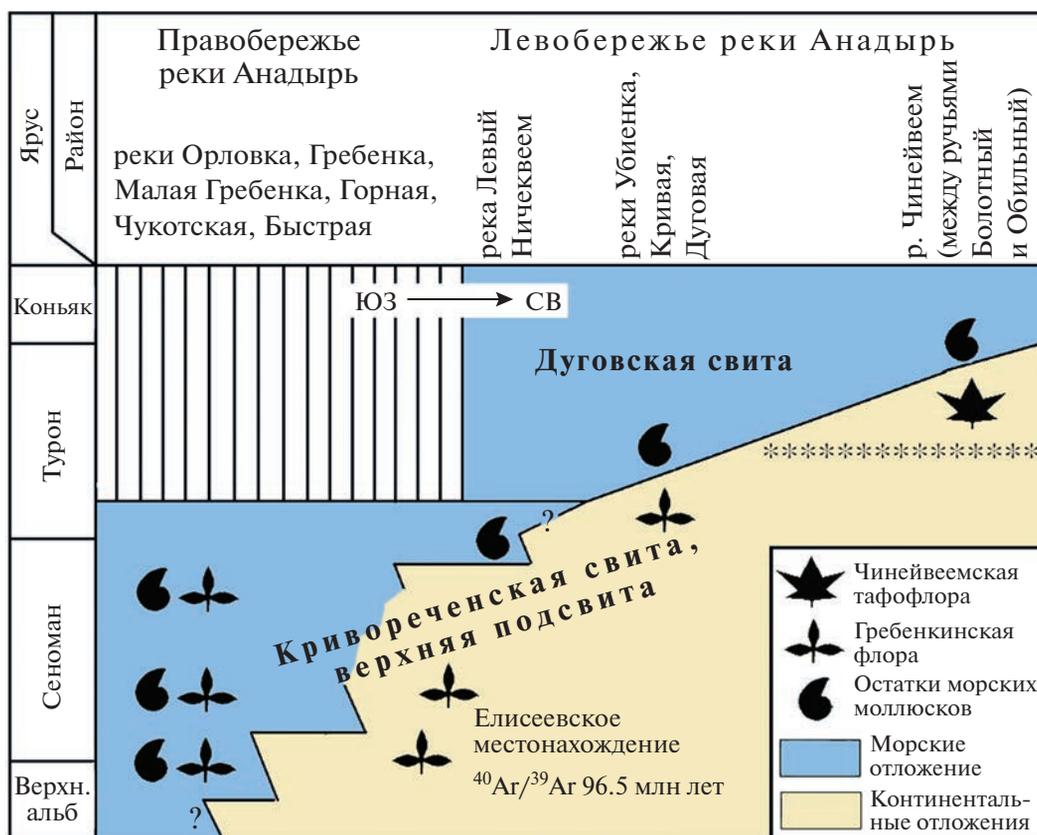


Рис. 3. Соотношение континентальных флороносных отложений кривороченской свиты с морскими образованиями в среднем течении р. Анадырь; звездочками показана предполагаемая верхняя граница распространения гребенкинской флоры (по Герман, 2011, с изменениями).

сделаны А.Д. Деятелиной, Э.Б. Невретдиновым и Л.А. Анкудиновым, а изучила эти коллекции Г.Г. Филиппова (1979, 1982, 1984; Филиппова, Абрамова, 1993; Деятелинова и др., 1980). На р. Левый Ничеквеем (рис. 2, 3) в верхнекривороченской подсвите Анкудинов нашел остатки *Inoceramus* cf. *nipponicus* Nagao et Mat., *I. korjakensis* Ter., *I. ex gr. korjakensis* Ter., *I. cf. gradilis* Perg., свидетельствующие, по мнению Г.П. Тереховой (1988), о принадлежности вмещающих отложений к зоне *Inoceramus nipponicus* средне-позднесеноманского и, возможно, раннетуронского возраста.

Кривороченская свита на левобережье р. Анадырь согласно перекрывается морскими отложениями дуговской свиты (рис. 2, 3), также содержащими ископаемые моллюски. По мнению Тереховой (1988, с. 110), “комплекс фаунистических остатков из дуговской свиты соответствует зоне *Inoceramus iburiensis* и одновозрастной ей зоне *Jimboiceras planulatiforme* Анадырско-Корякского региона”, для которых принят позднетуронский возраст (Решения..., 1982). При этом она отмечает, что “в бассейне р. Убиенка... континентальные отложения кривороченской свиты с остатками флоры непосредственно перекрываются морскими

слоями с *Inoceramus concentricus costatus*. Севернее, в бассейнах рек Крестовой и Чинейвеем..., выше континентальных слоев залегают морские отложения с *Inoceramus hobetsensis*”. Последнее наблюдение, а также определенные Тереховой (1988) из верхней подсвиты кривороченской свиты ископаемые моллюски позднеальбского—раннесеноманского возраста на р. Малая Гребенка (см. выше) и среднесеноманского—(?) раннетуронского возраста на р. Левый Ничеквеем (рис. 3) позволили ей сделать вывод о том, что возраст содержащей растительные остатки верхней подсвиты кривороченской свиты “варьирует в зависимости от возраста перекрывающих морских осадков. Верхняя возрастная граница изменяется от позднего альба до позднего турона” (Терехова, 1988, с. 113). С выводом об омоложении верхней границы кривороченской свиты в направлении с юга на север согласен и В.П. Похияйainen (1994).

Соответственно, вполне обоснованным представляется и то, что возраст флороносных слоев верхнекривороченской подсвиты в северо-восточном направлении становится моложе. В пользу этого, в частности, может свидетельствовать обнару-

жение в 2021 г. А.Б. Германом в коллекции, собранной в 1976 г. А.Д. Деятелиной на р. Кривая, платанообразного растения *Paraprotophyllum ignatianum* (Kryshstofovich et Vaikovskaya) Herman – вида, не известного во флорах древнее туронских. Его описание приводится ниже.

На р. Чинейвеем (рис. 2, 3) в верхней части грубообломочной терригенной толщи, относимой Тереховой (1988) к кривореченской свите, А.И. Дворянским была собрана коллекция растительных остатков, существенно отличных от таковых гребенкинской флоры. Эту тафофлору, получившую название чинейвеемской, Е.Л. Лебедев считал по возрасту сенонской (Дворянkin и др., 1993). Такое датирование чинейвеемской тафофлоры позволило Дворянkinу с соавторами предположить, что в этом районе флороносные породы не имеют отношения к кривореченской свите, а образуют “тектонический блок шириной около 4 км, ограниченный дугообразной формы разломами” (Дворянkin и др., 1993, с. 473). Переизучив эту коллекцию (Герман, Щепетов, 2021а), мы пришли к выводу о том, что чинейвеемская тафофлора, безусловно, более молодая, чем гребенкинская флора, и наиболее близка к пенжинской тафофлоре Северо-Западной Камчатки, возраст которой надежно установлен как турон, исключая начало турона (Герман, Лебедев, 1991; Герман, 2011). Наш вывод о туронском (вероятнее всего, поздне-туронском) возрасте чинейвеемской тафофлоры вполне отвечает представлениям о поздне-туронском или коньякском возрасте морских моллюсков из перекрывающих слоев дуговой свиты на р. Чинейвеем (Терехова, 1988; Похиалайнен, 1994) и о согласном стратиграфическом, а не тектоническом контакте этих слоев с флороносными отложениями, которые и в этом районе составляют верхнюю часть кривореченской свиты.

Рассмотренные выше данные о соотношении флороносных слоев кривореченской свиты левобережья р. Анадырь с перекрывающими морскими отложениями и о составе флористических комплексов позволяют, на наш взгляд, считать тафофлору рек Убиенка, Кривая и Дуговая аналогом классической гребенкинской флоры правобережья р. Анадырь и датировать их сенонским и, возможно, ранним туронским, а чинейвеемскую тафофлору самых верхов кривореченской свиты, выделяя ее из состава гребенкинской флоры, считать более молодой, вероятнее всего поздне-туронской (рис. 3). Иными словами, последовательность тафофлор из кривореченской свиты в междуречье Убиенка–Чинейвеем позволяет ограничить верхний возрастной предел существования гребенкинской флоры началом туронского века. Следовательно, в стратиграфическом плане левобережье р. Анадырь интересно тем, что здесь удастся проследить в едином разрезе смену тафофлор

гребенкинского этапа развития флор Анадырьско-Корякского субрегиона тафофлорами последующего пенжинского этапа (рис. 3).

Гребенкинскую флору из верхнекривореченской подсвиты среднего течения р. Анадырь отличает большое разнообразие входящих в нее растений – вероятно, не менее 170–200 таксонов (Щепетов и др., 1992; Герман, 2011), значительная часть которых требует дальнейшего изучения. Покрытосеменные доминируют в гребенкинской флоре и составляют 35–40% от общего числа видов. Разнообразие папоротников и хвойных примерно одинаково (20–25%). Среди папоротников обычны *Gleichenites*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Hausmannia*, *Cladophlebis* и другие, причем остатки *Birisia* и *Coniopteris* обычно весьма многочисленны в захоронениях. Кейтониевые *Sagenopteris* относительно редки. Часто встречаются цикадофиты, представленные родами *Sucadites*, *Nilssonia* (три вида, отпечатки их листьев часто образуют скопления) и *Taeniopteris*, а также родом *Nilssoniocladus* с укороченными облиственными побегами (брахибластами) и листовой *Nilssonia* (Spicer, Herman, 1996). Гинкговые включают роды *Ginkgo*, *Baiera*, *Sphenobaiera*, лептострбовые – род *Phoenicopsis*, находки которого единичны. Среди хвойных встречаются как относительно древние, раннемеловые, роды *Podozamites*, *Athrotaxis*, *Pagiophyllum*, *Pityophyllum*, так и более молодые таксоны *Sequoia*, *Cupressinocladus*, *Cryptomeria*; наиболее обычными и часто встречающимися видами являются *Cephalotaxis intermedia* Hollick, *Araucarites anadyrensis* Kryshstofovich, *Elatocladus smittiana* (Heer) Seward и, в некоторых захоронениях, *Sequoia ex gr. reichenbachii* (Geinitz) Heer и *Pagiophyllum triangulare* Prynada (Щепетов и др., 1992). Характерным представителем покрытосеменных в этой флоре является род *Menispermites*, включающий несколько видов (Головнева и др., 2015). Платанообразные составляют заметный, хотя и не преобладающий компонент флоры. Их разнообразие невелико: большая часть находок принадлежит роду *Ettingshausenia*, причем эти листья ассоциируются с фруктификациями *Anadyricarpa* и фрагментами коры (Маслова, Герман, 2004). Остатки платанообразных *Pseudoprotophyllum* с пельтатными листьями и рода *Paraprotophyllum* единичны. Находки представителей рода *Trochodendroides* чрезвычайно редки. Среди покрытосеменных обращает на себя внимание значительное количество цельнокрайних (*Magnoliaephyllum*, *Myrtophyllum*, *Scheffleraephyllum*, *Dalbergites*, *Soninia* и др.), лопастных (*Ettingshausenia*, *Cissites*, *Menispermites*, *Araliaephyllum*, листочки *Dalembia*) и сложных (*Scheffleraephyllum*, *Dalembia*, *Sorbites*, *Juglandiphyllites*) листьев.

Среднегинтеровская флора бухты Угольная близка, почти идентична гребенкинской флоре среднего течения р. Анадырь как по составу входящих в нее растений, так и по основным доминирующим

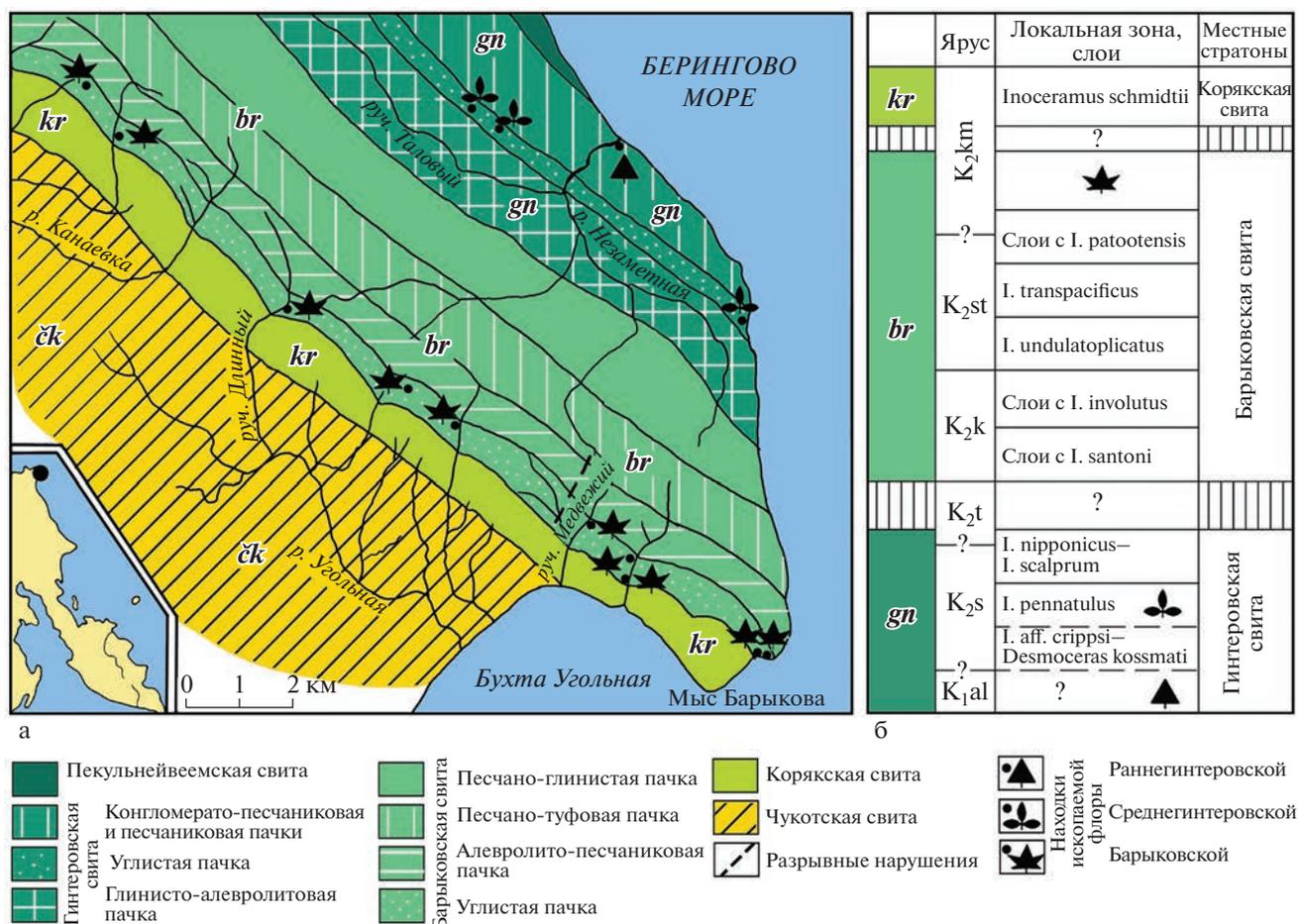


Рис. 4. Схематическая геологическая карта отложений северного побережья бухты Угольной (а) и выделяемые здесь стратоны (б) (по Пергамент, 1966, с изменениями).

нантам (Моисеева, 2010). Среднегинтеровская флора интересна и важна тем, что ее среднесеноманский возраст определяется с точностью до иноцерамовой и аммонитовой зон по находкам ископаемых моллюсков в отложениях, подстилающих и перекрывающих флороносные. Хотя эта флора не отличается большим разнообразием входящих в нее ископаемых растений, их состав безусловно свидетельствует о принадлежности среднегинтеровской флоры к гребенкинскому этапу развития флор Анадырско-Корякского субрегиона.

На морском побережье к северу от бухты Угольной и по долинам ручьев и рек разрез верхов альба и верхнего мела включает прекрасно обнаженные гинтеровскую, барыковскую, корякскую свиты и низы чукотской свиты (рис. 4). Эти отложения многие годы изучались большим числом геологов (подробнее см. Моисеева, 2010; Герман, 2011). Наиболее детальные описания верхнемеловых разрезов этого района и собранных в них остатков морских моллюсков приводятся в публикациях М.А. Пергамента (1966, 1978) и Г.П. Тереховой (1969, 1970). В гинтеровской и барыковской сви-

тах М.И. Бушуевым, Г.П. Тереховой, М.А. Пергаментом, Е.Л. Лебедевым и А.Б. Германом были собраны многочисленные ископаемые растения, которые были изучены А.Н. Криштофовичем (Бушуев, 1954), А.Ф. Ефимовой (Ефимова, Терехова, 1966), В.А. Вахрамеевым (1966), Е.Л. Лебедевым (1987), Н.Д. Василевской и Л.Н. Абрамовой (1974; Абрамова, 1979), М.Г. Моисеевой (2010) и А.Б. Германом (2011).

Гинтеровская свита мощностью около 650 м с угловым несогласием залегает на вулканогенно-терригенных отложениях пекульнейвеемской свиты предположительно берриас-валанжинского возраста и подразделяется на четыре литологические пачки (Пергамент, 1966, 1978): конгломерато-песчаниковую, песчаниковую, углистую и глинисто-алевролитовую (рис. 4). В песчаниковой, углистой и глинисто-алевролитовых пачках были найдены многочисленные остатки иноцерамов и аммонитов, а из углистых алевролитов и туфоалевролитов углистой пачки происходят находки ископаемых растений среднегинтеровской флоры. Верхнюю часть песчаниковой пачки, угли-

стую пачку и нижнюю часть глинисто-алевролитовой пачки М.А. Пергамент (1978) отнес к среднесеноманской региональной зоне *Inoceramus pennatulus*, а В.П. Похиалайнен (1994) – к среднесеноманской аммонитовой зоне *Turrilites costatus*. Верхнюю часть глинисто-алевролитовой пачки Пергамент (1978) отнес к верхней зоне сеноманского яруса – региональной зоне *I. pirronicus*–*I. scalprum*. На гинтеровской свите со стратиграфическим и, видимо, небольшим угловым несогласием залегает барыковская свита (рис. 4).

По данным М.Г. Моисеевой (2010), в состав среднегинтеровской флоры входит 29 видов ископаемых растений, среди которых преобладают покрытосеменные (35%), хвойные (28%) и папоротники (18%); остальные растения менее разнообразны. Из хвощевых были найдены два отпечатка *Equisetites*. Папоротники представлены родами *Coniopteris*, *Onychiopsis*, *Birisia*, *Cladophlebis* и *Gleichenites*. Цикадофиты редки, из них встречен единственный отпечаток листа *Nilssonia*. Также редки гинкговые, включающие роды *Ginkgo* и *Baiera*. Более разнообразны и многочисленны хвойные, среди которых доминируют представители родов *Athrotaxopsis*, *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Podozamites*, *Elatocladus* и *Pityocladus*. Покрытосеменные преобладают как по числу видов и родов, так и по количеству их остатков в захоронениях. Среди этих растений доминируют *Menispermites marcovoensis* Philippova, *Grebenkia anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev, *Dalbergites elegans* Efimova, т.е. виды, известные в гребенкинской флоре бассейна р. Анадырь. Помимо них, были встречены представители родов *Menispermites*, *Cissites*, *Araliophyllum*, *Dicotylophyllum*, а также лист *Ettingshausenia*, сходный с листьями гребенкинского вида *E. louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva. Многочисленны остатки ископаемой древесины. Как отмечает Моисеева (2010), почти все растения среднегинтеровской флоры встречаются также в гребенкинской флоре. Близки эти флоры как по составу входящих в них растений, так и по основным доминантам. Гребенкинская флора, однако, таксономически существенно богаче среднегинтеровской и, кроме того, отличается от нее большим количеством и разнообразием цикадофитов и гинкговых, а также наличием кейтониевых *Sagenopteris* и очень редких лептострбовых *Phoenicopsis*.

ПОЗДНЕАЛЬБСКИЕ–СЕНОМАНСКИЕ ФЛОРЫ СЕВЕРО-АЛЯСКИНСКОГО СУБРЕГИОНА

В Северо-Аляскинском субрегионе меловые и палеоценовые флороносные отложения широко распространены к северу от хребта Брукс (рис. 5). В ландшафтном плане и по характеру отлагав-

шихся осадков этот субрегион в меловом периоде был сходен с Анадырско-Корякским субрегионом. С севера к Северо-Аляскинскому субрегиону примыкал Арктический морской бассейн, а с юга и юго-востока субрегион был ограничен молодыми поднятиями хребта Брукс. На Северной Аляске ископаемые флоры, несомненно близкие по составу и возрасту к гребенкинской флоре среднего течения р. Анадырь, известны в трех районах: Утукок-Корвин, Как-Каолак и Умиат-Чандлер (Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsii.org.cn/>). Эти тафофлоры были объединены в единый этап, получивший название этапа Ниакогон, к которому принадлежат тафофлора Корвин района Утукок-Корвин, “средняя” тафофлора района Как-Каолак и тафофлора Ниакогон района Умиат-Чандлер (Герман, 2011; Herman, 2013).

Флора Корвин района Утукок-Корвин была собрана из верхней части свиты Корвин в нескольких обнажениях в нижнем течении р. Какповрак (рис. 5). Наиболее полные сведения о геологии района и стратиграфии мелового разреза приводятся в монографии Р.М. Чапмана и Е.Г. Сейбла (Chapman, Sable, 1960), а сведения о собранных из этих отложений остатках растений – в публикациях Ч.Дж. Смайли (Smiley, 1969 a) и А.Б. Германа и Р.Э. Спайсера (1997, 2002; Spicer, Herman, 2001; Герман, 2011; Herman, 2013; <http://arcticfossils.nsii.org.cn/>).

В этом районе свита Корвин обнажается в ядрах большинства синклиналей. Она сложена терригенными и угленосными породами преимущественно неморского происхождения, также в ее составе встречены бентонитовые глины. Свита Корвин залегает на свите Какповрак (рис. 6), в которой часто встречаются ископаемые двустворки и гастроподы и редко – иглокожие и аммониты. Изучение аммонитов из свиты Какповрак позволило отнести ее к нижнему мелу и заключить, что по возрасту она не древнее конца раннего мела (средний–?поздний альб) (Chapman, Sable, 1960). Судя по ископаемым фораминиферам, свита Какповрак является частью фаунистической зоны *Verneuilinoides borealis* и ее возраст определяется как альб (Chapman, Sable, 1960). Граница свиты Корвин с подстилающими отложениями свиты Какповрак представляет собой постепенный переход с частичным замещением этих стратонтов (рис. 6). Свита Корвин несогласно перекрывается породами, условно относимыми к свите Принс Крик. Возраст свиты Корвин по положению в разрезе над свитой Какповрак с остатками морских моллюсков и по палеоботаническим данным Р.М. Чапмана и Е.Г. Сейбла (Chapman, Sable, 1960) определили как частично ранний и, возможно, частично поздний мел, но не древнее альба. Выводу об альбском–раннесеноманском возрасте свиты Корвин не противоречат находки в ней немногочисленных ис-

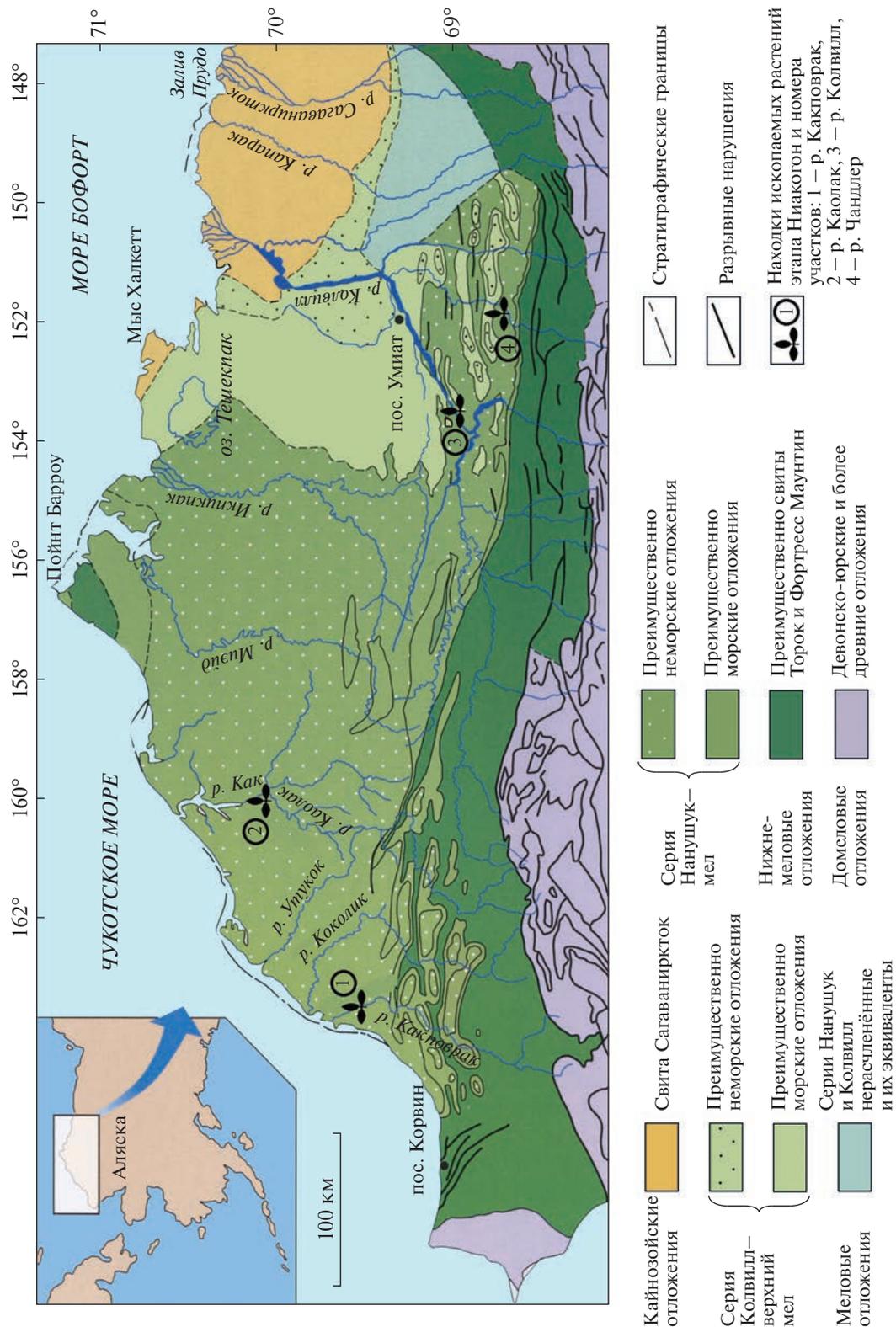


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Северной Аляски и основные местонахождения ископаемой флоры этапа Ниакогон (по Sable, Stricker, 1987, с дополнениями).

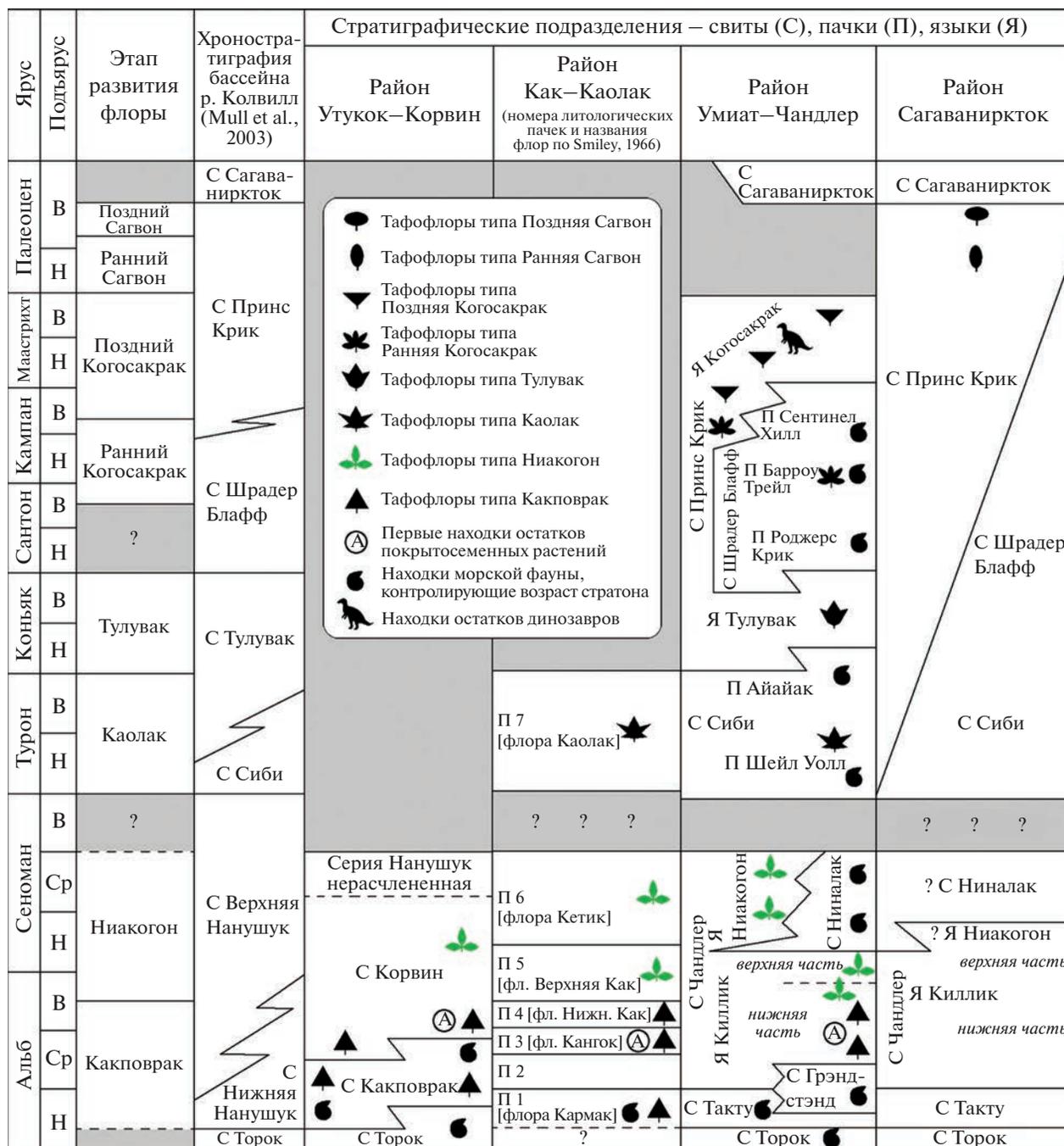


Рис. 6. Корреляция альбских–палеоценовых отложений Северо-Аляскинского субрегиона и этапы развития ископаемой флоры этой территории (по Герман, 2011, с изменениями).

копаемых фораминифер зоны *Verneuilinoides bo-realis* (Charman, Sable, 1960).

К тафофлоре Корвин мы относим ископаемые растения из нескольких местонахождений в низовьях р. Какповрак (рис. 5). Эти местонахождения принадлежат верхней части свиты Корвин (рис. 6), наиболее молодом ее слое, обнажающимся вблизи осевой части синклинали Барабара. Их разрез подробно описан в статье (Huffman,

1979) и работах Спайсера и Германа (Spicer, Herman, 2001; Герман, 2011). Ископаемые растения в этих местонахождениях собирали Ч.Дж. Смайли (Smiley, 1969 а) и позже Р.Э. Спайсер и Э.Дж. Спайсер, полные списки встреченных здесь растений приведены в работах (Spicer, Herman, 2001; Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>).

В тафофлору Корвин входит около 30 видов растений, включающих хвощовые *Equisetites*, па-

поротники *Gleichenia*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Arctopteris* (?), цикадофиты *Stenis* и *Taeniopteris* (?), гинкговые *Ginkgo* и *Sphenobaiera*, хвойные *Podozamites*, *Sephalotaxopsis*, *Parataxodium*, *Araucarites*, *Pityophyllum* и покрытосеменные *Menispermites*, *Araliaephyllum*, *Ettingshausenia*, *Grebenkia*, *Scheffleraephyllum*, *Dicotylophyllum* (<http://arcticfossils.nsi.org.cn/>). Эта тафофлора принципиально отличается от более древней, альбской, тафофлоры Какповрак из этого района (Spicer, Herman, 2001; Герман, 2011) отсутствием типично раннемеловых форм и преобладанием растений, получивших широкое распространение в поздне-меловых флорах Северной Пацифики. В первую очередь это касается покрытосеменных растений, составляющих треть списочного состава тафофлоры Корвин, причем их остатки многочисленны в указанных местонахождениях, особенно отпечатки платанообразных *Ettingshausenia*.

Тафофлора Корвин происходит из отложений, перекрывающих альбскую (скорее всего, средне-позднеальбскую) свиту Какповрак (рис. 6), и, следовательно, по возрасту она может быть позднеальбской и более молодой. Наиболее близким ее эквивалентом можно считать гребенкинскую флору среднего течения р. Анадырь (поздний альб–сеноман–ранний турон), причем более всего флористический комплекс Корвин сходен с тафофлорой Елисеевского местонахождения на р. Гребенка, возраст которой устанавливается как конец альба–ранний сеноман (см. выше). Их сближает наличие большого числа общих видов (почти все виды тафофлоры Корвин присутствуют в Елисеевском местонахождении), а *Araucarites* cf. *anadyrensis* Kryshstofovich, *Grebenkia anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev и *Ettingshausenia louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva известны только из тафофлоры Корвин и Елисеевского местонахождения. Поэтому возраст тафофлоры Корвин можно достаточно обоснованно считать позднеальбским–раннесеноманским (рис. 6).

“Средняя” флора района Как-Каолак происходит из верхней части мелового флороносного разреза, обнажающегося на реках Каолак и Как (рис. 5, 6). В этом районе меловые отложения залегают почти горизонтально, с углами падения не более 1°. Отложения представлены в основном глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов и бентонитовых глин. В этих породах были собраны многочисленные растительные остатки, представленные листьями, облиственными побегами, фруктификациями и фрагментами древесины. По всему разрезу встречаются пласты угля мощностью до 30 см. Ископаемые растения района были собраны Ч.Дж. Смайли с коллегами в 1956 и 1961 гг. из более чем 40 местонахождений по рекам Как, Каолак, Кетик, Алатакрот и Кангок, однако эта коллекция была изучена Смайли (Smiley, 1966) без должной де-

тальности. Приводимая ниже характеристика тафофлоры предположительно позднеальбского–сеноманского возраста основана на переизучении А.Б. Германом и Р.Э. Спайсером коллекции Смитсоновского института, сборы Ч.Дж. Смайли, 1956 и 1961 гг. (<http://arcticfossils.nsi.org.cn/>).

В меловых флороносных отложениях района Как-Каолак выделяются семь литологических пачек; изучение ископаемых растений из них позволили Смайли выделить пять флор, получивших собственные названия (от более древних к более молодым): флоры Кармак, Кангок, Как, Кетик и Каолак (Smiley, 1966). В керне тестовой скважины Каолак из верхней части литологической пачки 1 был найден *Entolium* sp., указывающий, по мнению Р.В. Имли (Imlay, 1961, цит. по: Smiley, 1966), на среднеальбский возраст вмещающих отложений. Описания литологических пачек мелового разреза и характеристика указанных флор приводятся в работах (Smiley, 1966; Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>).

А.Б. Германом (2004, 2011) было показано, что выделение в районе Как-Каолак пяти самостоятельных флор неоправданно дробное. Им были выделены три тафофлоры, хорошо сопоставимые с флорами Северо-Востока Азии и других районов Северной Аляски. Этим комплексам были даны условные названия “нижняя”, “средняя” и “верхняя” тафофлоры. Нас в данном случае интересует “средняя” тафофлора, значительно сходная с гребенкинской флорой бассейна р. Анадырь.

“Средняя” тафофлора происходит из литологических пачек 5 и 6 и объединяет верхний подкомплекс флоры Как и флору Кетик, ранее выделявшиеся Ч.Дж. Смайли (Smiley, 1966). Она включает около 50 видов папоротников, цикадофитов, гинкговых, чекановские, хвойных и покрытосеменных растений (Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>). Папоротники в этой тафофлоре достаточно разнообразны, среди них интересны находки *Gleichenites* cf. *asiatica* и *Arctopteris penzhinensis*, не встреченных в более древней флоре района. Цикадофиты сравнительно немногочисленны и представлены родами *Taeniopteris* и *Nils-sonia*, причем в пачке 6 они отсутствуют. Гинкговые включают роды *Ginkgo* и *Sphenobaiera*, лептострбовые – род *Phoenicopsis*, находки которого редки. Хвойные разнообразны и представлены изолированными листьями, облиственными побегами, семенами и шишками. Среди листьев хвойных наиболее многочисленны *Podozamites*, интересны также находки побегов *Araucarites anadyrensis*. Покрытосеменные разнообразны и многочисленны в рассматриваемой тафофлоре, причем их количество и разнообразие возрастают от пачки 5 к пачке 6. Характерно значительное участие цельнокрайных форм (роды *Magnoliaephyllum*, “*Lindera*”, *Scheffler-aephyllum*, *Celastrophyllum*, *Araliaephyllum*, *Dalberg-*

ites), платанообразных, часто крупнолистных (роды *Ettingshausenia* и *Arthollia*) и представителей рода *Menispermites* (три вида). Интересны находки *Grebenkia anadyrensis* и *Dalembia vachrameevii*, известные также и во флоре с р. Гребенка.

Остатков морских животных во флороносных отложениях пачек 5 и 6 встречено не было, поэтому о возрасте “средней” флоры мы можем судить, сравнивая ее с другими флорами Северной Пацифики, возраст которых определяется более обоснованно. “Средняя” таофлора района Как-Каолак близка к позднеальбской–сеноманской таофлоре Корвин района Утукок-Корвин (см. выше). С ней рассматриваемую таофлору сближает наличие общих видов *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, *G. ex gr. concinna* Heer, *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nathorst, *Araucarites anadyrensis* Kryshstofovich, *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *Grebenkia anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev, *Scheffleraephyllum venustum* (Philippova) Philippova, *Ettingshausenia cf. louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva и родов *Gleichenites*, *Coniopteris*, *Birisia*, *Arctopteris*, *Sphenobaiera*, *Desmiophyllum*, *Podozamites*, *Menispermites*, *Araliaephyllum*. В обоих районах это наиболее древние флоры с преобладанием и значительным разнообразием покрытосеменных. Среди меловых флор Анадырско-Коряжского субрегиона наиболее близким эквивалентом “средней” таофлоры можно считать гребенкинскую флору среднего течения р. Анадырь, причем более всего рассматриваемая таофлора сходна с таофлорой Елисеевского местонахождения на р. Гребенка, возраст которой устанавливается как конец альба–ранний сеноман. Их сближает значительное таксономическое сходство и наличие большого числа общих видов (*Gleichenites cf. asiatica* Philippova, *Arctopteris penzhinensis* E. Lebedev, *Taeniopteris ex gr. lundgreni* Nathorst, *Nilssonia yukonensis* Hollick, *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nathorst, *Pityophyllum ex gr. staratschinskii* (Heer) Nathorst, *Araucarites anadyrensis* Kryshstofovich, “*Araucarites*” sp. (шишка), *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *Menispermites kryshstofovichii* Vachrameev, *M. cf. reniformis* Dawson, *M. cf. septentrionalis* Hollick, *Ettingshausenia cf. louravetlanica* (Herman et Shczepetov) Herman et Moiseeva, “*Lindera*” *media* Philippova, *Scheffleraephyllum venustum* (Philippova) Philippova, *Grebenkia anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev, *Dalembia vachrameevii* E. Lebedev et Herman), причем некоторые из них известны только в данных таофлорах: это *Gleichenites cf. asiatica*, *Ettingshausenia cf. louravetlanica*, “*Lindera*” *media*, *Scheffleraephyllum venustum*, *Grebenkia anadyrensis*, *Dalembia vachrameevii*. Исходя из приведенных сравнений, возраст “средней” таофлоры района Как-Каолак можно считать позднеальбским–сеноманским.

Флора Ниакогон района Умиат-Чандлер была собрана из неморских отложений серии Нанушук на реках Чандлер и Колвилл (рис. 5, 6). История исследований меловых разрезов и ископаемых флор района и характеристика геологического строения и основных стратонот территории приводятся в работах (Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>).

Свиту Чандлер серии Нанушук в районе Умиат-Чандлер составляют преимущественно отложения неморского генезиса, которые выделяются (снизу вверх) в языки Киллик и Ниакогон, причем во всех обнажениях свиты в рассматриваемом районе названные языки разделяют морские отложения, по крайней мере небольшой мощности, свиты Ниналак (Detterman et al., 1963). Остатки морской фауны из свиты Ниналак свидетельствуют о ее сеноманском (возможно, позднесеноманском) возрасте (Detterman et al., 1963; Герман, 2011).

Преобладающими ископаемыми языки Киллик (рис. 6) являются остатки растений. По данным Р.Л. Деттермана с соавторами (Detterman et al., 1963), на юге и юго-западе района Умиат-Чандлер язык Киллик можно разделить на две литологически хорошо выраженные части: нижнюю и верхнюю, в американской литературе известные как Нижний Киллик и Верхний Киллик (Smiley, 1969b). Согласно стратиграфические соотношения с подстилающей свитой Такту среднеальбского возраста и перекрывающей свитой Ниналак сеноманского возраста и замещение по простиранию свитой Грэндстэнд средне-позднеальбского возраста позволяют датировать язык Киллик средним альбом–началом сеномана. Это подтверждается находкой в средней части Верхнего Киллика на р. Колвилл раковин сеноманских *Inoceramus dunveganensis* MacLearn (Smiley, 1969b).

Язык Ниакогон объединяет наиболее молодые неморские отложения свиты Чандлер, являющиеся, по крайней мере частично, стратиграфическими аналогами свиты Ниналак морского генезиса (рис. 6). Единственными палеонтологическими остатками, найденными в языке Ниакогон, являются ископаемые растения. Язык Ниакогон подстилается и замещается по простиранию свитой Ниналак, возраст которой определяется по многочисленным найденным в ней раковинам *Inoceramus dunveganensis* MacLearn как сеноманский (Detterman et al., 1963). Язык Ниакогон и свита Ниналак перекрываются свитой Сиби (рис. 6), нижние слои которой содержат раннетуронские ископаемые (Detterman et al., 1963; Герман, 2011). Судя по изотопному возрасту, определенному по бентонитам свиты Сиби, самая нижняя ее часть может соответствовать самым верхам сеномана (Mull et al., 2003). Следовательно, возраст языка Ниакогон определяется как сеноманский.

Анализ распространения ископаемых растений в разрезах серии Нанушук в двух районах на реках Колвилл и Чандлер (рис. 5) позволили А.Б. Герману (2011) выделить здесь два флористических комплекса: Нижний Киллик и Ниакогон. Последний обнаруживает несомненное сходство с рассмотренными выше ископаемыми флорами гребенкинского типа и идентичен им по возрасту.

К флористическому комплексу Ниакогон отнесены ископаемые растения из верхней части Нижнего Киллика, из Верхнего Киллика и языка Ниакогон на реках Колвилл и Чандлер (рис. 5). Возраст таофлоры Ниакогон определяется как поздний альб–сеноман, исходя из находок морских ископаемых во флороносных слоях Верхнего Киллика, а также в морских отложениях свит Ниналак и Сиби, перекрывающих флороносные слои и/или замещающих их по простиранию (рис. 6; см. выше).

Таофлора Ниакогон, насчитывающая более 100 видов, включает печеночники (?), плауновидные, хвощевые, папоротники, цикадофиты, гинкговые, кейтониевые (?), хвойные, голосеменные *incertae sedis* и покрытосеменные (Герман, 2011; <http://arcticfossils.nsii.org.cn/>). Печеночники (или предположительно печеночники) представлены немногочисленными находками родов *Thalites* и *Marchantites*, плауновидные – единичными отпечатками побегов *Lucorodium*, хвощевые – остатками *Equisetites*. Папоротники многочисленны и разнообразны в таофлоре Ниакогон. Они представлены родами *Osmunda* (?), *Gleichenia*, *Gleichenites*, *Birisia*, *Coniopteris*, *Arctopteris*, *Kolymella*, *Onychiopsis*, *Asplenium*, *Cladophlebis*, *Ochtopteris*, *Sphenopteris*. Среди этих растений наиболее разнообразны *Gleichenites* (пять видов), *Birisia* (три или четыре вида) и *Cladophlebis* (три или четыре вида). Цикадофиты сравнительно немногочисленны и менее разнообразны, чем папоротники, и представлены двумя или тремя видами рода *Nilssonia*. Среди гинкговых наиболее разнообразен род *Ginkgo* (четыре вида), встречены немногочисленные *Sphenobaiera*. Предположительно, *Sagenopteris* – единственный представитель кейтониевых в этой флоре. Второй разнообразной группой растений являются хвойные, представленные родами *Elatocladus*, *Athrotaxopsis*, *Podozamites*, *Pagiophyllum*, *Araucarites*, *Pityophyllum*, *Pityostrobus*, *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Cryptomegia*, *Glyptostrobus*, *Torreya*, *Parataxodium* и *Thuja*. Среди них наибольшим разнообразием отличаются *Podozamites* (несколько видов) и *Sequoia* (пять видов). Третья группа растений, определяющая облик таофлоры Ниакогон, – это покрытосеменные, остатки которых обильны во многих местонахождениях этого комплекса. По сравнению с более древней таофлорой Нижний Киллик, где встречен всего один вид покрытосеменных, в таофлоре Ниакогон их не менее 35 видов, относя-

щихся к родам *Magnoliaephyllum* (?), *Menispermities*, *Nelumbites* (?), “*Smilax*”, *Diospyros*, *Ettingshausenia*, *Protophyllum*, *Pseudoprotophyllum*, *Credneria* (?), *Arthollia* (?), *Leguminosites* (?), “*Hedera*”, *Araliaephyllum*, *Scheffleraephyllum*, *Cissites*, “*Zizyphus*”, *Rhamnites*, *Viburniphyllum*, *Trochodendroides*, *Grebenkia*, *Dalembia* и *Dicotylophyllum*. Характерно, что, наряду с ископаемыми листьями мелкого и среднего размера, в ряде местонахождений многочисленны крупнолистные платанообразные.

Близкое сходство между флорой гребенкинского этапа Анадырско-Корякского субрегиона (гребенкинский и среднегинтерровский комплексы) и флорой этапа Ниакогон Северо-Аляскинского субрегиона (комплексы Корвин, “средний” и Ниакогон) свидетельствует о продолжавшемся свободном обмене древними растениями между субрегионами в конце альба–раннем туроне через сухопутный Берингийский мост.

ПОЗДНЕАЛЬБСКИЕ–РАННЕТУРОНСКИЕ ФЛОРЫ ЮКОН-КОЮКУКСКОГО СУБРЕГИОНА

Юкон-Коюкукский субрегион в середине мелового периода представлял собой прибрежные низменности и/или мелководный морской бассейн. Неморская седиментация, сменившая морскую обстановку осадконакопления первой половины мелового периода, происходила там, предположительно, в сеноманском (возможно, с позднего альба) и туронском веках и, в некоторых местах, в раннем сеноне.

Ископаемые меловые растения известны в двух районах Юкон-Коюкукского субрегиона. На побережье островов Нунивак, Нельсон и залива Беирд на западе Аляски была собрана небольшая коллекция ископаемых растений. К сожалению, никакой геологической и стратиграфической информации о местах сбора этой коллекции не имеется, а сама она по количеству образцов и сохранности материала существенно уступает коллекциям из других районов Аляски. Результаты предварительного изучения меловой флоры указанных районов приводятся в работе Германа (2011), и в данной статье мы их не рассматриваем.

Флору Мелози-Кальтаг составляют ископаемые растения из гораздо более представительных местонахождений, приуроченных к свитам Мелози и Кальтаг в бассейне рек Юкон и Коюкук. В. Пэттоном было показано (Patton, 1973), что эти свиты находятся на одном стратиграфическом уровне, замещая по простиранию одна другую, и залегают на морских отложениях свиты Нулато, содержащих остатки моллюсков не только альба (*Gastroplites*), но и сеномана (*Turrilites acutus*). При этом не исключено, что контакт морских и континентальных флороносных отложений диа-

хронный. Пэттон (Patton, 1973) допускал, что свита Мелози может являться континентальной фацией свиты Нулато, большая часть которой имеет альбский возраст. Исходя из этого, возраст флоры Мелози-Кальтаг может быть достаточно уверенно установлен как сеноманский, возможно включая часть позднего альба и начало турона.

Растительные остатки из свит Мелози и Кальтаг были изучены и описаны А. Голликом (Hollick, 1930), который приводит списки для каждой из свит. Систематический состав флоры Мелози-Кальтаг критически проанализировал Л.Ю. Буданцев (1983), который внес значительные изменения в общий список этой флоры. Герману в 1998 г. удалось просмотреть и сфотографировать большинство экземпляров из коллекции, изученной Голликом и хранящейся в Смитсоновском институте в Вашингтоне, США (<http://arcticfossils.nsi.org.cn/>). Просмотр этой коллекции показал, что многие из фотографий, опубликованных в монографии Голлика, сильно ретушированы. Учитывая то, что рассматриваемая флора была изучена в начале прошлого века и что многим ископаемым растениям были необоснованно присвоены названия современных родов (в первую очередь это касается покрытосеменных), становится очевидной необходимость коренной ревизии флоры Мелози-Кальтаг на основе тщательного изучения коллекционного материала. Дополнительная коллекция ископаемых растений из свит Мелози и Кальтаг была собрана и изучена Р.Э. Спайсером (<http://arcticfossils.nsi.org.cn/>), и ее также просмотрел и сфотографировал Герман (2011).

Во флоре Мелози-Кальтаг преобладают крупнолистные платанообразные *Ettingshausenia*, *Arthollia* (= "Credneria"), *Pseudoprotophyllum*, а также представители родов *Menispermites*, *Magnoliaephyllum*, *Castaliites*, *Cissites*, *Araliaephyllum*, *Scheffleraephyllum*, *Dalembia* и др. Встречены "Populites" *platanoides* Hollick, *Dalembia comparabilis* (Hollick) Herman et E. Lebedev. Многочисленны гинкговые *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer, из цикадофитов часто встречается *Nilssonia* и реже *Pterophyllum*, из хвойных – *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Protophyllocladus*; присутствуют относительно древние *Sagenopteris* и *Podozamites*. Папоротники малочисленны, некоторые из них сходны с гребенкинскими *Virisia* и *Coniopteris* либо идентичны им. По мнению Германа (2011), наибольшее сходство эта флора обнаруживает с гребенкинской флорой Анадырско-Корякского субрегиона и флорой Ниакогон Северо-Аляскинского субрегиона.

Однако обилие платанообразных, не очень многочисленных во флорах гребенкинской и Ниакогон, сближает флору Мелози-Кальтаг также и с туронскими пенжинской флорой Анадырско-Корякского субрегиона и флорой Каолак Северо-Аляскинского субрегиона (Герман, 2011).

Важно отметить при этом следующее. Р.Э. Спайсер (R.A. Spicer, устное сообщение, 1996) полагает, что часть отложений, относимых к свитам Мелози и Кальтаг, может оказаться несколько моложе, а именно в пределах туронского века. Это относится к аллювиальным отложениям, выполняющим врезанные древние речные русла, формирование которых, по мнению Спайсера, могло происходить позже накопления собственно осадков свит Мелози и Кальтаг, представленных в основном породами озерного, старичного и болотного генезиса. Флора из аллювиальных песков и песчаников отличается, по свидетельству Спайсера, от флоры из более тонкозернистых и иногда угленосных отложений обилием платанообразных и более редкой встречаемостью мелколистных покрытосеменных, в том числе обладающих цельным краем листа. Сказанное предполагает необходимость ревизии флоры Мелози-Кальтаг с учетом седиментологических особенностей ее местонахождений, что, однако, не может быть выполнено без дополнительных и тщательных полевых исследований в бассейне рек Юкон и Коюкук на Аляске.

ТАФОФЛОРЫ, РАННЕ СЧИТАВШИЕСЯ БЛИЗКИМИ ПО СОСТАВУ И ВОЗРАСТУ К ГРЕБЕНКИНСКОЙ ФЛОРЕ

Как отмечалось выше, гребенкинская флора среднего течения р. Анадырь, благодаря значительному богатству и разнообразию входящих в нее растений и достаточно надежному и обоснованному датированию ее флороносных слоев кривореченской свиты, стала одним из наиболее важных фитостратиграфических реперов неморского мела Анадырско-Корякского субрегиона. Зачастую с этой флорой стали сопоставлять более бедные флористические комплексы, состав которых не позволял судить об их несомненном сходстве с гребенкинским репером, выдавая таким образом желаемую корреляцию за действительную. В этой части статьи мы рассмотрим несколько таких тафофлор, известных из меловых отложений Охотско-Чукотского и Верхояно-Чукотского субрегионов.

Охотско-Чукотский субрегион

Флористические комплексы нырвакинской толщи, ольховской свиты и амгеньской толщи известны на Восточной Чукотке, в районе залива Креста. В данном районе флороносные породы установлены в нескольких стратонах. Нижняя часть этих отложений представлена ольховской свитой, содержащей, по мнению Г.Г. Филипповой (2001), комплекс растительных остатков, близкий к альбской буркемюсской флоре. Осадочные отложения ольховской свиты подстилают и отчасти фациально замещают вулканогенные накопления нырвакинской

толщи. В последней были собраны многочислен-ные растительные остатки, которые, по мнению Филипповой (1997), позволяют датировать нырвакинский флористический комплекс поздним альбом—сеноманом, т.е. интервалом, на который приходится время существования гребенкинской флоры Анадырско-Корякского субрегиона. Мы, однако, не можем согласиться с мнением Филипповой о “поздне меловом облике” хвойных данного комплекса: эти растения, как и другие представители нырвакинской флоры (папоротники, цикадофиты, гинкговые и лептострбовые), вполне обычны для альбского буор-кемюсского этапа развития палеофлоры Северо-Востока Азии (Щепетов и др., 2020). Типично поздне меловые хвойные и покрытосеменные растения в нырвакинотском комплексе отсутствуют. Таким образом, этот комплекс — обычный мезофитный, по составу наиболее близкий к классической альбской буор-кемюсской флоре Зырянского угленосного бассейна.

Однако проведенное П.Л. Тихомировым с соавторами (Щепетов и др., 2020) U—Pb датирование цирконов из вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород нырвакинотской толщи показало, что эта толща сформировалась в позднем мелу и ее возраст примерно соответствует турон-коньякскому интервалу 93—88 млн лет. Можно было бы предположить, что **флористический комплекс ольховской свиты**, подстилающей нырвакинотскую толщу, по возрасту соответствует гребенкинской флоре, но по составу данный комплекс — это также вполне типичный представитель буор-кемюсской флоры, имеющий мало общего с гребенкинской флорой. Нырвакинотская толща согласно, без перерыва, перекрывается вулканогенной амгеньской толщей, которая содержит кайнофитные комплексы растений со значительным количеством покрытосеменных (включая *Trochodendroides* и *Paraprotophyllum*), датируемые туроном (Филиппова, 1997) или туроном—коньяком (Щепетов и др., 2020).

Таким образом, на Восточной Чукотке ольховская свита и нырвакинотская толща содержат остатки растений буор-кемюсского этапа развития флоры, традиционно датировавшегося ранним—средним альбом (Решения..., 2009), а согласно перекрывающая их амгеньская толща включает растительные остатки турон-коньякского возраста (Herman et al., 2016; Щепетов, Герман, 2019). Ранее эти три стратона входили в состав единой этелькуюмской свиты. Наиболее интригующим результатом изотопного датирования нырвакинотской толщи туроном—коньяком является то, что в пределах по крайней мере восточно-чукотской части Охотско-Чукотского субрегиона типично мезофитная флора буор-кемюсского типа не завершила свое существование в альбе, как считалось ранее, а продолжила его до туронского и, возможно, коньякского веков. Первая же в этом

районе кайнофитная флора из амгеньской толщи сходна не с гребенкинской, а с более молодыми флорами Северо-Востока Азии.

Арманская флора происходит из вулканогенно-осадочных отложений арманской свиты бассейна р. Армань и междуречья Нелькандя—Хасын (Магаданская область, Северо-Восток России). Г.Г. Филиппова (1975, 2006) полагала, что эта флора таксономически близка к гребенкинской флоре и одновозрастна ей, т.е. является сеноманской или позднеальбской—раннетуронской. Арманская флора отличается высоким таксономическим разнообразием ископаемых растений (73 вида, принадлежащих 49 родам), которые относятся к печеночникам, хвощовым, папоротникам, кейтониевым, цикадовым, беннеттитовым, гинкговым, чекановскиевым, хвойным, голосеменным неясного систематического положения и покрытосеменным (Herman et al., 2016).

Арманская флора характеризуется своеобразным сочетанием относительно древних раннемеловых папоротников и голосеменных (*Onychiopsis*, *Hausmannia*, *Phoenicopsis*, *Sphenobaiera*, *Baiera*, *Pterophyllum*, *Nilssonia*, *Podozamites*) с молодыми поздне меловыми растениями, в первую очередь с покрытосеменными (*Sequoia*, *Taxodium*, *Libocedrus*, *Trochodendroides*, *Dalembia pergamentii* Herman et E. Lebedev, платанообразные *Arthollia*, *Ettingshausenia*, *Paraprotophyllum* и *Pseudoprotophyllum*).

Сочетание в арманской флоре древних и молодых таксонов растений стало причиной того, что ее возраст долгое время был предметом оживленных и подчас драматических дискуссий. В.А. Самылина (1974, 1976), изучавшая преимущественно папоротники и голосеменные этой флоры, датировала ее поздним альбом, не исключая, что она захватывает и часть сеномана. При этом Самылина полагала, что арманская флора существенно древнее гребенкинской, которую она считала поздне сеноманской—раннетуронской. Сходного мнения о возрасте и последовательности перечисленных флор придерживались Е.Л. Лебедев (1987) и В.Ф. Белый (1997а, 1997б, 2003). Г.Г. Филиппова, которой выпало изучение покрытосеменных арманского флористического комплекса, напротив, считала его одновозрастным гребенкинскому и датировала оба эти комплекса сеноманом (Филиппова, 1975; Филиппова, Абрамова, 1993) или поздним альбом—ранним туроном (Филиппова, 2006). Позже она пришла к выводу о сеноман-среднетуронском возрасте арманского флористического комплекса (Филиппова, 2009).

Авторы первоначально полагали, что арманская флора позднеальбская—раннетуронская (Герман, Щепетов, 1994; Herman, 2002), и сопоставляли ее, вслед за Филипповой, с гребенкинской флорой из кривореченской свиты бассейна р. Анадырь, но позже пришли к выводу о ее турон-коньяк-

ском возрасте (Герман, 2005; Герман и др., 2012). Недавнее монографическое изучение арманской флоры (Герман et al., 2016) позволило нам прийти к заключению о том, что по составу она близка к туронской пенжинской и коньякской кайваемской флорам из валижгенской свиты Северо-Западной Камчатки и п-ова Елистратова (Герман, 2011), а также к раннеконьякской тыльпэгыргынайской флоре из поперечненской и тыльпэгыргынайской свит хребта Пекульней (Филиппова, Абрамова, 1993; Филиппова, 2005, 2010; Герман, 2011). Важно, что эти флоры надежно датированы по корреляции флороносных отложений с морскими слоями, содержащими остатки стратиграфически важных моллюсков. С более древней позднеальбской–раннетуронской гребенкинской флорой из кривореченской свиты среднего течения р. Анадырь арманскую флору сближает наличие ряда общих видов, в том числе среди покрытосеменных, однако в целом таксономический состав растений указывает на то, что арманская флора моложе гребенкинской. Сказанное, по мнению авторов, позволяет датировать арманскую флору туронским и коньякским веками позднего мела.

Этот вывод был подтвержден изотопным определением возраста пород арманской свиты. Были получены данные по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированию вулканитов верхов арманской свиты в бассейне р. Нелкандя: 85.5 ± 1.3 и 85.3 ± 1.1 млн лет (Hourigan, Akinin, 2004; Акинин, Миллер, 2011). В.В. Акининым U–Pb методом (SHRIMP) было датировано 25 кристаллов циркона в образце туфопесчаника из стратотипа арманской свиты на левобережье р. Армань, причем для самого молодого обломочного циркона получена дата 92 ± 2 млн лет. Из этого им был сделан вывод о туронском возрасте образца “и арманского флористического комплекса соответственно” (Акинин, 2007, с. 20). В туфах андезитов арманской свиты в бассейне р. Нелкандя был исследован спектр детритовых цирконов, самый молодой из которых имеет U–Pb возраст около 90 млн лет (Акинин, Миллер, 2011).

Таким образом, в области наземного вулканизма Охотско-Чукотского вулканического пояса эта флора является первой, наиболее древней кайнофитной флорой, в которой покрытосеменные были многочисленны и разнообразны. При этом важно то, что эта флора не одновозрастна наиболее древней кайнофитной гребенкинской флоре Анадырско-Корякского субрегиона, а несколько моложе нее.

Зоринская флора происходит из вулканогенно-осадочных образований зоринской и парнинской свит, залегающих в основании разреза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на территории Омсукчанского района Магаданской области. Небольшой комплекс растений этой флоры стал известным в 1960-х годах (Самылина,

1976). В.А. Самылина считала зоринский флористический комплекс одновозрастным арманской флоре, которую она датировала поздним альбом. Напомним, что Г.Г. Филиппова (1975, 2006) полагала, что арманская флора по возрасту сеноманская или позднеальбская–раннетуронская, поскольку она таксономически близка к гребенкинской флоре и одновозрастна ей.

В первой половине 1980-х годов В.Ф. Белым, С.В. Щепетовым и В.В. Акининым были проведены дополнительные сборы остатков растений зоринской свиты, а также выявлен сходный по составу комплекс растений из парнинской свиты в южной части района. Зоринский и парнинский флористические комплексы были объединены в зоринскую флору (Щепетов, 1991). В результате ревизии систематического состава (Щепетов, Головнева, 2014) в зоринской флоре было определено около 25 видов хвощей, папоротников, цикадовых, гинкговых, чекановские, хвойных и покрытосеменных. Наиболее многочисленны в этой флоре покрытосеменные (9 видов), за ними следуют папоротники и хвойные (по 5 видов). Остальные группы представлены 1–2 видами. Для зоринской флоры характерно сочетание раннемеловых реликтов (*Hausmannia*, *Birisia*, *Sphenobaiera*, *Phoenicopsis*, *Nilssonina*, *Podozamites*) с типичными позднемеловыми таксонами (*Taxodium*, *Sequoia*, *Menispermites*, *Dalembia*, *Trochodendroides*, *Cissites*, *Terechovia*, платанообразные). Из всех палеофлор Охотско-Чукотского субрегиона зоринская флора имеет наибольшее сходство с арманской флорой Примагаданья (см. выше). Их сближает соотношение основных групп, почти идентичный видовой состав, а также преобладание в местонахождениях остатков *Birisia ochotica*, *Podozamites*, *Taxodium*, *Sequoia*. Столь высокое сходство таксономического состава указывает на флористическое единство арманской и зоринской флор и их близкий возраст, который определяется как турон–коньяк. Косвенно такая датировка подтверждается тем, что чинганджинская флора Омсукчанского района, которая находится на том же стратиграфическом уровне, что и зоринская флора, но значительно отличается от нее по систематическому составу, обладает наибольшими чертами сходства с кайваемской флорой Анадырско-Корякского субрегиона (Герман, 2011) и, следовательно, должна датироваться коньякским веком (Щепетов, Юдова, 2020). Таким образом, кайнофитная зоринская флора, наиболее древняя в этом районе Охотско-Чукотского субрегиона, по возрасту более молодая, чем гребенкинская флора Анадырско-Корякского субрегиона.

Холоховчанский флористический комплекс происходит из вулканогенно-осадочных образований ветвинской толщи междуречья Пенжина–Оклан. Составляющие его ископаемые растения были в 1978 г. собраны Е.Л. Лебедевым в верхо-

вях руч. Ветвистый. Основываясь на своих предварительных определениях, без описаний и изображений растений, Лебедев (1987) дал характеристику холоховчанского комплекса, сопоставил его с гребенкинской флорой среднего течения р. Анадырь и датировал сеноманом—туроном.

Нами была более детально изучена эта коллекция Лебедева, что позволило значительно уточнить систематический состав холоховчанской тафофлоры и ее сопоставление с другими флорами Северо-Востока России (Щепетов, Герман, 2014; Herman, Sokolova, 2016). Остатки растений холоховчанского комплекса имеют в целом хорошую сохранность. По нашим определениям, в его состав входят 45 видов растений, относящихся к 31 роду. По числу видов в холоховчанском комплексе преобладают покрытосеменные, составляющие 47% от общего списка флоры, далее следуют хвойные (29%) и папоротники (11%). Этот комплекс обладает несомненно “кайнофитным” обликом, что выражается, в первую очередь, в преобладании (по числу видов и отпечатков в захоронении) покрытосеменных растений. Вместе с тем среди растений холоховчанского комплекса встречены и реликтовые раннемеловые таксоны, к которым можно отнести *Sphenobaiera ex gr. czekanowskiana* (Heer) Florin, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Pterophyllum validum* Hollick и *Athrotaxopsis expansa* Fontaine. Как справедливо отмечал Лебедев (1987), в целом холоховчанская тафофлора обладает определенным сходством с гребенкинской флорой. Однако ее сходство с турон-коньякской арманской флорой более существенно и заключается в значительном разнообразии в обеих покрытосеменных, а среди них — платанообразных растений, а также в наличии большого количества общих видов и родов, в том числе в составе доминирующих таксонов (Щепетов, Герман, 2014; Herman, Sokolova, 2016). Сходство холоховчанского комплекса с гребенкинской флорой меньше, и, помимо этого, в первом отсутствует ряд характерных растений, составляющих облик последней. Кроме того, в состав холоховчанской тафофлоры входит ряд растений, возрастной интервал распространения которых совпадает с таковым арманской флоры. Поэтому мы полагаем, что холоховчанский комплекс, близкий к арманской флоре, одновозрастен или приблизительно одновозрастен ей. Следовательно, наиболее вероятным мы считаем туронский или, скорее, турон-коньякский возраст холоховчанской тафофлоры и вмещающих ее отложений. Эта без сомнения кайнофитная тафофлора несколько моложе наиболее древней кайнофитной гребенкинской флоры Анадырско-Корякского субрегиона.

Дукчандинский “флористический комплекс” происходит, как показало исследование авторов (Щепетов, Герман, в печати), из первой (нижней) толщи кислых вулканитов Охотско-Чукотского

вулканогенного пояса, в Ульинском прогибе изначально названной амкинской свитой. Выделивший этот комплекс Е.Л. Лебедев (1987) привел списки ископаемых растений (42 вида). По его мнению, этот комплекс сходен с гребенкинской флорой бассейна р. Анадырь по составу ископаемых растений и одновозрастен ей. Поскольку в цитированной работе Лебедева изображения изученных им растительных остатков не приводятся, нами была переизучена коллекция ископаемых растений этого “комплекса” из точки 154 (Щепетов, Герман, в печати), в которой были определены: *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, *Sphenobaiera biloba* Prynada, *Podozamites* sp., *Arthollia aff. pacifica* Herman, ? *Ettingshausenia newberryana* (Heer) Herman, *E. cf. primaeva* (Lesquereux) Herman, *Platanofolia* gen. et sp. indet., *Grebenkia anadyrensis* (Kryshstofovich) E. Lebedev, *Trochodendroides ex gr. arctica* (Heer) Berry. Примечательно, что в этой коллекции вовсе не встречены остатки реликтовых раннемеловых растений, а преобладают отпечатки платанообразных, сходные с *Arthollia pacifica*, причем с крупными листьями. Также встречены два вида *Ettingshausenia* и *Trochodendroides ex gr. arctica*. В коллекции абсолютно преобладают остатки покрытосеменных и присутствуют лишь три отпечатка, не принадлежащие этим растениям. Такой систематический состав дукчандинского комплекса несомненно говорит о его более молодом облике по сравнению с гребенкинской флорой бассейна р. Анадырь и сближает его с пенжинской флорой Северо-Западной Камчатки, возраст которой достаточно надежно устанавливается как турон (Герман, 2011).

Гырбыканский “комплекс” Ульинского прогиба, по мнению выделившего его Лебедева (1987), предшествовал дукчандинской флоре, которую он сопоставлял с гребенкинской. Поскольку дукчандинская флора оказалась моложе гребенкинской, мы рассматриваем здесь и гырбыканский “комплекс”, ископаемые растения которого не были описаны и изображены в монографии Лебедева (1987). Всего в его составе он определил 55 форм растений. Нами была переизучена тафофлора из местонахождения 153 на правом берегу р. Гырбыкан в Ульинском прогибе (Щепетов, Герман, в печати), которую Лебедев считал типовой для данного “комплекса”. Принадлежность флороносных пород к амкинской свите в целом сомнений не вызывает.

В коллекции тафофлоры из точки 153 преобладают отпечатки хвойных и покрытосеменных. Ископаемый материал многочислен и в основном хорошей сохранности. Здесь определены (Щепетов, Герман, в печати): *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Unger) Heer, *Sphenobaiera biloba* Prynada, *S. ex gr. longifolia* (Pom.) Florin, *Podozamites ex gr. eichwaldii* Schimper, *P. ex gr. reinii* Geyler, *Elatocladus gyrbakensis* Golovneva, *E. ex gr. smittiana* (Heer) Seward, *Tax-*

ites ex gr. intermedius (Hollick) Samylyna, T. ex gr. heterophyllum (Hollick) Samylyna, Pityophyllum ex gr. staratschii (Heer) Nathorst, Pityospermum sp., Pityolepis sp. 1–3, Pityostrobus sp., Metasequoia sp., Cupressinocladus sp., Thuja sp., Araucarites sp., Araliaephyllum cf. leonovii Herman, Araliaephyllum (?) sp., Menispermites sp., Trochodendroides tumanensis Yudova, T. deminii Yudova et Golovneva, T. ex gr. arctica (Heer) Berry, Trochodendroides sp., Trochodendroides (?) sp., Arthollia dentata sp. nov., Arthollia (?) sp., cf. Paraprotophyllum ignatianum (Kryshstofovich et Baikovskaya) Herman, Dalembia bolschakovae E. Lebedev et Herman, Dalembia (?) sp., cf. “Vitis” penzhinika Herman, cf. Dicotylophyllum longipetiolatum Herman, Quereuxia angulata (Newberry) Kryshstofovich, Lokyma onkilonica (Kryshstofovich) Samylyna.

В коллекции остатки папоротников и цикадофитов единичны, гинкговые и хвойные представлены большим количеством отпечатков. Многочисленны и разнообразны ископаемые покрытосеменные, представленные по крайней мере девятью родами, из которых наиболее примечательны представители рода Trochodendroides (не менее трех видов) и платанообразные родов Arthollia и Paraprotophyllum. Новый вид рода Arthollia, A. dentata Herman et Shczepetov, описывается в этой статье ниже. Примечательно, что и тафофлора гырбыканского “комплекса”, по мнению Лебедева (1987) предшествовавшего дукчандинскому “комплексу”, также по составу оказалась близкой к туронской пенжинской флоре Камчатки, а вовсе не к более древней гребенкинской флоре.

Верхояно-Чукотский субрегион

Встречнинская флора происходит из Зырянского угленосного бассейна Верхояно-Чукотского субрегиона, где в среднем течении р. Сяляп и на правом берегу р. Зырянка обнажаются терригенные флороносные отложения, названные Г.Г. Поповым (1962) встречнинской свитой. Эта свита залегает на отложениях сяляпской и буор-кемюсской свит, датируемых аптом–альбом (Решения..., 2009). Впервые терригенные флороносные отложения Зырянского бассейна, обнажающиеся на р. Встречная и несогласно залегающие на “угленосной свите”, были описаны В.А. Зиминим в 1938–1939 гг. Из трех обнажений этой толщи на реках Сяляп и Встречная А.Н. Криштофович описал 18 видов растений, по которым, по его мнению, “возраст толщи может быть определен как верхний мел, датский ярус или верхи сенона” (Криштофович, 1938, с. 4).

Встречнинская свита сложена песчаниками, конгломератами, алевритами, аргиллитами, пластами бурого угля и туфами мощностью более 600 м (Верещагин, 1979). Авторами настоящей статьи была изучена коллекция растительных остатков из этой свиты, собранная в 1989 г. О.В. Гриненко

на р. Встречная. Флористический комплекс, получивший название встречнинский, представлен 25 видами, принадлежащими папоротникам, гинкговым, цикадовым, лептострбовым, хвойным, голосеменным неясного систематического положения и покрытосеменным (Герман, Щепетов, 2021б).

Систематический состав встречнинского комплекса представляет собой необычное контрастное сочетание относительно древних и молодых таксонов растений. Так, *Birisia alata* (Prynada) Samylyna, *Coniopteris saportana* (Heer) Vachrameev, *Cladophlebis argutula* (Heer) Seward, *Desmiophyllum magnum* (Samylyna) Samylyna и *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer – это растения, весьма характерные для альбской буор-кемюсской флоры, а *Coniopteris setacea* (Prynada) Vachrameev встречен в составе раннемеловых (доальбских) ожогиной и сяляпской флор Зырянского бассейна (Самылина, 1974, 1976). *Cladophlebis fallax* Kiritchkova был описан из нижнемеловых отложений Ленского бассейна (Киричкова, 1985). Сочетание перечисленных видов типично для раннемеловых флор Северо-Востока Азии и не характерно для поздне меловых.

Другие растения встречнинской тафофлоры обычны для поздне меловых флор Северо-Востока Азии. По количеству отпечатков среди них доминирует *Sequoia ochotica* Yudova et Golovneva – вид, известный из турон-коньякских арманской и чинганждинской свит Северного Приохотья (Юдова, Головнева, 2015; Herman et al., 2016). Другое хвойное, *Libocedrus* cf. *arctica* Sveshnikova et Budantsev, было описано в составе туронской флоры о-ва Новая Сибирь (Сवेशникова, Буданцев, 1969) и арманской флоры. Показательно значительное количество в изученной коллекции отпечатков листьев покрытосеменных растений: такое их обилие, как во встречнинском комплексе, характерно для флор не древнее конца альбского века, а именно для гребенкинской и более молодых флор региона. В целом систематический состав встречнинского комплекса позволяет заключить, что эта тафофлора по возрасту, скорее всего, даже не сеноманская, а турон-коньякская (Герман, Щепетов, 2021б).

Интересно то, что остатки древних (типично раннемеловых) и молодых (поздне меловых) растений встречнинской тафофлоры оказались захороненными отдельно. Поэтому можно предположить, что в данном районе поблизости жили три несмешивавшихся или почти несмешивавшихся растительных сообщества. Одно из них, включающее исключительно древние мезофитные растения (папоротники, *Desmiophyllum magnum* и *Phoenicopsis ex gr. angustifolia*), вероятно, существовало на плакорях; второе, с *Sequoia ochotica*, *Libocedrus arctica* и покрытосеменными, возможно, было околосоводным и населяло речные долины и берега озер; третье, представленное исключительно

водными покрытосеменными *Quereuxia angulata* (Newberry) Kryshstofovich, обитало в водоемах. Плакорная растительность обнаруживает преемственность с раннемеловыми растениями силяпской и буор-кемюсской флор, обильно представленных в захоронениях Зырянского бассейна. Состав этого сообщества несомненно был унаследован от более древних, раннемеловых, флор региона. Растения же двух других сообществ явно кайнофитные, они характеризуются разнообразием покрытосеменных позднемелового возраста, позволяющих датировать всю встречнинскую таофлору туронским и коньякским веками (Герман, Щепетов, 2021б). Таким образом, изучение этого флористического комплекса позволяет заключить, что в Зырянском угленосном бассейне (1) сообщество мезофитных растений “буор-кемюсского типа” существовало вплоть до турон-коньякского времени и (2) этим же возрастом датируется наиболее древняя из известных кайнофитных флор региона, которая, следовательно, была моложе гребенкинской флоры Анадырско-Корякского субрегиона.

АЛЬБСКИЙ–ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ФЛОРОГЕНЕЗ В СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКЕ И ИНВАЗИЯ ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ: ВЕРОЯТНЫЙ СЦЕНАРИЙ

Приведенный выше обзор ископаемых флор середины мела Северной Пацифики позволяет утверждать следующее:

(1) к гребенкинской флоре из кривореченской свиты среднего течения р. Анадырь таксономически близки среднегинтеровская флора бухты Угольной Анадырско-Корякского субрегиона; флора Корвин района Утукок-Корвин, “средняя” флора района Как-Каолак и флора Ниакогон района Умиат-Чандлер Северо-Аляскинского субрегиона; флора Мелози-Кальтаг Юкон-Коюкукского субрегиона;

(2) все перечисленные флоры гребенкинского типа – это наиболее древние кайнофитные (со значительными количественными и разнообразием покрытосеменных растений) флоры в соответствующих районах их распространения;

(3) все перечисленные флоры гребенкинского типа по возрасту входят в интервал позднего альба–раннего турона;

(4) все перечисленные флоры гребенкинского типа существовали только в ландшафтных условиях приморских низменностей и равнин;

(5) наиболее древние кайнофитные ископаемые флоры Охотско-Чукотского и Верхояно-Чукотского субрегионов (флористический комплекс амгеньской свиты, арманская флора, зоринская флора, холоховчанская таофлора, дукчандинский “комплекс”, гырбыканский “комплекс”, встречнинская флора), ранее с той или иной аргументаци-

ей сопоставлявшиеся с гребенкинской флорой, по составу входящих в них ископаемых растений мо- ложе этой флоры и сходны с хорошо датированными туронской или туронской–коньякской флорами Анадырско-Корякского субрегиона;

(6) перечисленные кайнофитные флоры Охотско-Чукотского и Верхояно-Чукотского субрегионов, как правило, характеризуются сочетанием относительно древних раннемеловых папоротников и голосеменных с молодыми позднемеловыми растениями, в первую очередь с покрытосеменными;

(7) результаты изотопного датирования доказывают, что типично мезофитная флора нырвакинской толщи Охотско-Чукотского субрегиона, таксономически наиболее близкая к классической альбской буор-кемюсской флоре Зырянского угленосного бассейна, не завершила свое существование в альбе, как считалось ранее, а продолжила его до туронского и, возможно, коньякского веков.

Эти наблюдения позволяют нам предложить вероятный сценарий альбского–позднемелового флорогенеза на территории Северной Пацифики.

Покрытосеменные, или цветковые, растения впервые появились в начале мелового периода в средних и низких широтах Азии и Северной Америки и достигли арктических регионов этих континентов в альбском веке (Samylina, 1968; Smiley, 1969a, 1969b; Retallack, Dilcher, 1986; Herman, 2002, 2013; <http://arcticfossils.nsi.org.cn/>). В доальбское время, а также в раннем и среднем альбе покрытосеменные были еще очень редки, не разнообразны, как правило мелколиственны и, вероятно, населяли преимущественно нарушенные либо вновь образованные незаселенные местообитания по берегам рек и морских бассейнов. Это могло быть связано с хорошей защищенностью семян у этих растений (Stebbins, 1974) – с адаптациями, характерными для ранних покрытосеменных (Retallack, Dilcher, 1981).

В альбе во флоре буор-кемюсского типа впервые на территории Северной Пацифики появляются немногочисленные покрытосеменные растения (Samylina, 1968; Smiley, 1969a, 1969b; Herman, 2002). Поздний альб – это время коренного глобального преобразования флоры и растительности, при котором покрытосеменные растения постепенно, но достаточно быстро стали доминировать во многих регионах земного шара (Вахрамеев, 1981, 1988). В это же время они в большом количестве и разнообразии появляются и в Северной Пацифике, входя в состав гребенкинской флоры и ее аналогов, существовавших исключительно на приморских низменностях и равнинах Анадырско-Корякского, Северо-Аляскинского и

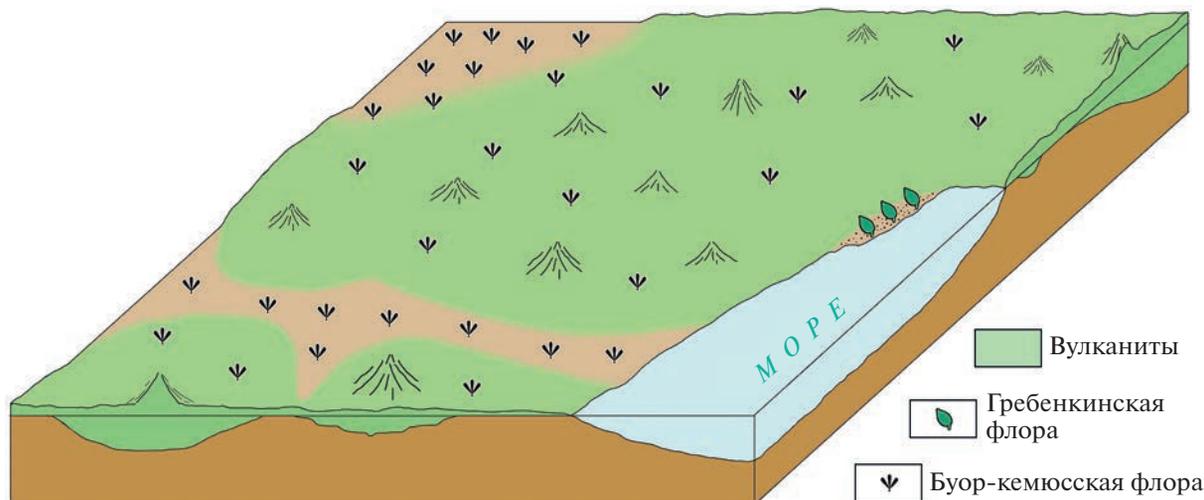


Рис. 7. Схема распространения флоры гребенкинского и буор-кемюсского типов в разных ландшафтных обстановках на Северо-Востоке Азии в позднем альбе–раннем туроне (по Щепетов и др., 2019, с изменениями).

Юкон-Коюкукского субрегионов. Эта флора сменила типично мезофитную буор-кемюсскую флору Северо-Востока Азии или ее североаляскинский аналог – флору Какповрак.

Как и самые первые в регионе альбские цветковые, более разнообразные и многочисленные гребенкинские покрытосеменные предпочитали, благодаря своим биологическим особенностям, нестабильные, нарушенные либо вновь образованные незаселенные местообитания речных пойм, дельт крупных рек и морских побережий прибрежно-морских низменностей. Именно такие низменности с хорошо развитой речной сетью в альбе и позднем мелу существовали на территории Анадырско-Корякского, Северо-Аляскинского и Юкон-Коюкукского субрегионов. Их растительность периодически уничтожалась морскими трансгрессиями и миграциями русел меандрирующих равнинных рек и латеральной эрозией, что постоянно поддерживало существование нарушенных местообитаний и создавало при отступании моря и при формировании в процессе миграции русел рек песчано-галечниковых речных кос новые, лишённые растительности поверхности субстрата. Такие местообитания успешно заселялись покрытосеменными совместно с некоторыми хвощовыми, папоротниками и хвойными.

На территории Охотско-Чукотского и Верхояно-Чукотского субрегионов, располагавшейся вдали от морских бассейнов, подобные благоприятные для заселения сообщества с преобладанием покрытосеменных местообитания отсутствовали либо были распространены очень ограниченно. Растительные сообщества, в которых доминировали покрытосеменные растения, сравнительно быстро расселились к концу альбского

века в благоприятных для них прибрежно-морских низменностях Анадырско-Корякского, Северо-Аляскинского и Юкон-Коюкукского субрегионов и постепенно стали проникать вдоль речных долин вглубь Азиатского континента, населенного главным образом хвойно-папоротниковой растительностью. Аналоги гребенкинской флоры в Охотско-Чукотском и Верхояно-Чукотском субрегионах обнаружены не были. Следовательно, эта наиболее древняя кайнофитная флора Северной Пацифики не смогла проникнуть на территорию этих субрегионов, где по крайней мере до турона продолжала существовать мезофитная флора буор-кемюсского типа (рис. 7). Последняя лишь позже, в турон-коньякское время, сменилась здесь кайнофитными флорами, сходными с пенжинской и кайваямской флорами Анадырско-Корякского субрегиона. Примечательно, что эта смена произошла не повсеместно: в некоторых районах Охотско-Чукотского субрегиона флора буор-кемюсского типа, вероятно, продолжила свое существование в туронском и, возможно, коньякском веках, примером чему служит таофлора нырвакинской толщи Восточной Чукотки. Можно, таким образом, сказать, что инвазия эволюционно новой кайнофитной растительности во внутриконтинентальные районы Северо-Востока Азии была постепенной и растянутой во времени, и на прибрежных низменностях и равнинах Северной Пацифики кайнофит наступил раньше (в конце альба), чем в вулканической области Охотско-Чукотского субрегиона и во внутриконтинентальных районах Верхояно-Чукотского субрегиона.

Гетерохронность флорогенетических процессов в Северной Пацифике, естественно, следует учитывать при изучении флостратиграфии меловых континентальных отложений региона.

ОПИСАНИЕ ИСКОПАЕМЫХ РАСТЕНИЙ
ГРУППА *PLATANOFOLIA KRASSILOV*, 1979

Род *Arthollia Golovneva et Herman, 1988*

Arthollia dentata Herman et Shczepetov, sp. nov.

Табл. I, фиг. 1–4; табл. II, фиг. 1–4

Название вида — от *dentatus* (лат.) — зубчатый.

Голотип: коллекция ГИН РАН № 3389/153, экз. № 523; междуречье Улья—Урак (Ульинский прогиб); междуречье Улья—Урак, правый берег р. Гырбыкан, местонахождение 153; верхний мел, турон—коньяк?; обозначен здесь (табл. I, фиг. 1–4).

Диагноз. Листья среднего и крупного размера, простые, цельные, симметричные, округло-овальной формы. Основание листа сердцевидное; верхушка округлая, тупая или острая. Померии широкие. Край листа зубчато-выемчатый. Краевые зубцы крупные, треугольной формы, с острыми верхушками. Выемки между зубцами закругленные. Жилкование пальчато-перистое краспедодромное. Инфрабазальных жилок 1–3 пары, супрабазальных вторичных жилок 3–4 пары. Третичное жилкование лестничное и ветвисто-лестничное.

Diagnosis. Leaves medium to large, simple, entire, symmetric, rounded-ovate. Leaf base cordate; apex rounded, obtuse or acute. Pomeria wide. Leaf margin dentate. Marginal teeth large, triangular, with acute apices. Notches between teeth rounded. Venation palmate-pinnate craspedodromous. Infrabasal veins in 1–3 pairs, secondary suprabasal veins in 3–4 pairs. Third-order venation percurrent and ramified-percurrent.

Описание. В коллекции имеется пять отпечатков листьев, один из которых (голотип) сохранился почти полностью (табл. I), остальные фрагментарны. Листья простые, цельные, симметричные, среднего и крупного размера, округло-овальной формы. Длина листьев от 5.6 до 15 см, ширина от 5.2 до 13 см. Основание листа сердцевидное, верхушка округлая, тупая или острая. Край листа зубчато-выемчатый от самого основания листа. Краевые зубцы крупные, треугольной формы, с острыми верхушками. На верхушках зубцов, возможно, имеются мелкие желёзки. Апикальные и базальные стороны зубцов вогнутые (табл. II, фиг. 3), прямые (табл. I, фиг. 2, 4) или выпуклые (табл. II, фиг. 4). Высота зубцов от 2 до 4.5 мм. Выемки между зубцами закругленные, широкие. Померии широкие, по ширине примерно в 1.5–2 раза превышают расстояние между базальной

и нижней супрабазальной жилками. Черешок полностью не сохранился, его сохранившаяся часть у голотипа 24 мм в длину.

Жилкование пальчато-перистое краспедодромное. Средняя жилка до 2 мм толщиной в нижней части, прямая или ломано-изогнутая в верхней части. Базальные жилки приподняты над основанием листа на 5–7 мм, прямые, супротивные. От каждой базальной жилки базископически отходят до 6 вторичных жилок, в свою очередь ветвящихся 1–3 раза. Эти ответвления заканчиваются в краевых зубцах краспедодромно или, реже, семикраспедодромно. Инфрабазальных жилок 1–3 пары, они заметно тоньше, короче и слабее разветвляются, чем базальные жилки и ответвления от них. Супрабазальных вторичных жилок 3–4 пары, они супротивные на большей части листа или очередные, базископически или, реже, вильчато ветвятся до двух раз. Третичное жилкование лестничное и ветвисто-лестничное. Жилки четвертого порядка образуют плохо различимую сетку.

Сравнение. Отличительной особенностью нового вида рода *Arthollia* является наличие крупных, до 4.5 мм высотой, краевых зубцов треугольной формы с острыми верхушками. От наиболее близкого вида *A. pacifica* Herman из турон-коньякских отложений Северо-Востока Азии и Северной Аляски (Герман, Головнева, 1988; Герман, Лебедев, 1991; Herman, 2013; Herman et al., 2016) новый вид, помимо этого, отличается округло-овальной формой листьев, большей относительной шириной помериев, меньшим количеством вторичных супрабазальных жилок и ответвлений от базальных жилок. От *A. insignis* Herman из коньякских отложений Северо-Западной Камчатки (Герман, Головнева, 1988; Герман, Лебедев, 1991) описываемый вид отличается более широкой и округлой листовой пластинкой, острыми верхушками краевых зубцов, более широкими помериями и хорошо выраженным пальчато-перистым жилкованием.

Распространение. Нижняя часть верхнего мела (турон—коньяк?) междуречья Улья—Урак (Ульинский прогиб, Северо-Восток России).

Материал и местонахождение. Колл. ГИН РАН 3389, пять экземпляров отпечатков листьев разной сохранности, сборы Е.Л. Лебедева и И.Д. Сукачевой. Амкинская свита (вероятно, турон—коньяк), междуречье Улья—Урак, правый берег р. Гырбыкан, местонахождение 153 (Лебедев, 1987).

Таблица I. Новый вид рода *Arthollia* из амкинской свиты Ульинского прогиба.

1–4 — *Arthollia dentata* Herman et Shczepetov, sp. nov., голотип № 523: 1 — отпечаток почти целого листа, 2 — верхушка листа, 3 — основание листа, 4 — зубчатый край листа; амкинская свита (вероятно, турон—коньяк); междуречье Улья—Урак, правый берег р. Гырбыкан, местонахождение 153. Длина масштабной линейки 1 см.

Таблица I



Таблица II



← **Таблица II.** Новый вид рода *Arthollia* из амкинской свиты Ульинского прогиба и *Paraprotophyllum ignatianum* из кривореченской свиты левобережья р. Анадырь.

1–4 – *Arthollia dentata* Herman et Shczepetov, sp. nov.: 1 – экз. № 118, 2 – экз. № 198, 3 – экз. № 524, 4 – экз. № 119; амкинская свита (вероятно, турон–коньяк); междуречье Улья–Урак, правый берег р. Гырбыкан, местонахождение 153. 5 – *Paraprotophyllum ignatianum* (Kryshtofovich et Baikovskaya) Herman, экз. № 622–23; верхняя подсвита кривореченской свиты (нижний турон); левобережье р. Анадырь, бассейн р. Убиенка, р. Кривая. Длина масштабной линейки 1 см.

Род *Paraprotophyllum* Herman, 1984

Paraprotophyllum ignatianum (Kryshtofovich et Baikovskaya) Herman

Табл. II, фиг. 5

Protophyllum ignatianum Kryshtofovich et Baikovskaya: Криштофович, Байковская, 1960, с. 89, рис. 31–34; Krassilov, 1973, s. 112, pl. 24, figs. 62–65.

Protophyllum schmidtianum (Heer) Krassilov: Красилов, 1979, с. 112, табл. 35, фиг. 1–6, табл. 36, фиг. 1, 2.

Paraprotophyllum ignatianum (Kryshtofovich et Baikovskaya) Herman: Герман, 1984, с. 76, рис. 1; Герман, Лебедев, 1991, с. 80, табл. V, фиг. 2, рис. 18; Филиппова, 2010, с. 97, табл. 21, фиг. 1, 2, табл. 23, фиг. 1; Моисеева, Соколова, 2011, рис. 3, к, л; табл. III, фиг. 8; табл. IV, фиг. 8.

Описание. В коллекции имеется единственный фрагмент нижней части листа. Лист, скорее всего, очень крупный, более 20 см в длину и не менее 16–18 см в ширину, симметричный в нижней части. Форма листа неизвестна из-за его недостаточной сохранности. Основание листа сердцевидное, верхушка не сохранилась. Померии широкие, отношение ширины померия к расстоянию между базальной и нижней супрабазальной жилками достигает 2.6. Край листа зубчато-выемчатый, зубцы треугольной формы, среднего размера, до 3 мм высотой, плохо сохранившиеся. Оси зубцов слегка наклонены к вершине листа. Основная жилка проходит в зубце центрально. Выемки между зубцами в нижней части листа широкие, закругленные. Черешок не сохранился. Жилкование пальчатно-перистое краспедодромное. Средняя жилка прямая, толстая. Боковые базальные жилки немного отгибаются книзу, приподняты над основанием листа на 2–4 мм. От базальных жилок базископически ответвляется 5 жилок, два нижних ответвления, в свою очередь, ветвятся до трех раз. Инфрабазальных жилок одна или две пары, они тонкие, отгибаются книзу. Количество вторичных супрабазальных жилок неизвестно, возможно 8–10 с каждой стороны листа. Нижние из этих жилок немного отгибаются в сторону основания листа и ветвятся. Жилки третьего порядка лестничные и ветвисто-лестничные. Жилкование четвертого и более высоких порядков не сохранилось.

Сравнение и замечания. Несмотря на неполную сохранность описываемого отпечатка, его принадлежность к *P. ignatianum* не вызывает сомнений. Этот вид отличается от наиболее близкого к нему *P. pseudopeltatum* Herman из коньякских отложений Северо-Западной Камчатки и о-ва Сахалин (Герман, Лебедев, 1991) меньшей относительной толщиной средней и боковых ба-

зальных жилок, более низким расположением точки отхождения боковых базальных жилок над основанием листа и меньшим количеством инфрабазальных жилок. От *P. basicordatum* Herman из турон-коньякских отложений Северо-Западной Камчатки и Северного Приохотья (Herman et al., 2016) *P. ignatianum* отличается сердцевидным, а не глубокосердцевидным основанием.

Распространение. Нижний турон, левобережье р. Анадырь; турон–коньяк Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова; нижний коньяк хребта Пекульней; коньяк–кампан о-ва Сахалин; нижний кампан Северо-Западной Камчатки и бухты Угольной.

Материал и местонахождение. Коллекция Магаданского филиала Территориального фонда геологической информации по Дальневосточному федеральному округу, г. Магадан, экз. № 622–23, сборы А.Д. Деятиловой, 1976 г. Верхняя подсвита кривореченской свиты (нижний турон); р. Кривая (бассейн р. Убиенка, левобережье р. Анадырь).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднеальбская–раннетуронская гребенкинская флора бассейна среднего течения р. Анадырь характеризуется значительным богатством и разнообразием входящих в нее растений и достаточным надежным датированием ее флороносных слоев. Благодаря этим особенностям она стала одним из наиболее важных флостратиграфических реперов неморского мела Анадырско-Корякского субрегиона, являясь при этом наиболее древней кайнофитной (со значительным количеством и разнообразием покрытосеменных) флорой Северной Пацифики.

Сравнение гребенкинской флоры бассейна р. Анадырь с другими близкими по возрасту меловыми флорами региона позволило установить, что ей таксономически близки среднеинтеровская флора бухты Угольной; флора Корвин, “средняя” флора и флора Ниакогон Северо-Аляскинского субрегиона; флора Мелози-Кальтаг Юкон-Коюкукского субрегиона. Возраст перечисленных флор более или менее точно определяется в интервале от позднего альба до раннего турона, причем все они известны в Анадырско-Корякском, Северо-Аляскинском либо Юкон-Коюкукском субрегионах, в середине мела представлявших собой приморские равнины и низменности,

периодически затапливаемые морем. Такие ландшафты были благоприятны для заселения ранними покрытосеменными и сопутствующими им хвойными.

Флористический комплекс амгенской свиты, арманская флора, зоринская флора, холоховчанская тафофлора, дукчандинский “комплекс” и гырбыканский “комплекс” Охотско-Чукотского субрегиона, а также встречнинская флора Верхояно-Чукотского субрегиона, также являясь наиболее древними кайнофитными флорами в районах их произрастания, по составу входящих в них ископаемых растений сходны не с позднеальбскими—раннетуронскими, а с более молодыми туронской или туронской—коньякской флорами Анадырско-Корякского субрегиона.

Кайнофитные флоры заселили благоприятные для них местообитания приморских низменностей в конце альба—сеномане и начали заселение области наземного вулканизма Охотско-Чукотского субрегиона и внутриконтинентальных районов Верхояно-Чукотского субрегиона Азии позже, в туроне—коньяке. Мезофитная растительность с доминированием раннемеловых папоротников и голосеменных, примером которой служит ископаемая флора нырвакинской толщи Охотско-Чукотского субрегиона, продолжала существовать во внутриконтинентальных районах Северо-Востока Азии по крайней мере до коньякского века.

Благодарности. Авторы искренне признательны Е.Б. Вольнец (ФНЦ Биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток), Ю.Б. Гладенкову (Геологический институт РАН, Москва), Ю.Д. Захарову (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток) и Н.П. Масловой (Палеонтологический институт РАН, Москва), чьи замечания к рукописи этой статьи позволили нам существенно ее улучшить.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Геологического института РАН (г. Москва) и Ботанического института РАН (г. Санкт-Петербург), тема № 122.011.900.029-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова Л.Н. Новый вид дуба из верхнего мела Корякского нагорья // Палеонтол. журн. 1979. № 1. С. 144–147.

Акинин В.В. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: новые данные U–Pb SHRIMP-датирования как ограничение возраста главных деформаций континентальной окраины Северо-Востока России // Тектоника и металлогения Северной Циркумпацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ДВО РАН, 2007. С. 19–20.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Алексеев П.А., Герман А.Б., Щенетов С.В. Новые роды покрытосеменных растений из меловых отложений Северной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 57–69.

Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии // Труды Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1956. Вып. II. С. 47–194.

Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.

Белый В.Ф. Северо-Тихоокеанский рефугиум и проблемы палеофлористики середины мела на Северо-Востоке Азии // Тихоокеанская геология. 1997а. Т. 16. № 6. С. 102–113.

Белый В.Ф. К проблеме флостратиграфии и палеофлористики среднего мела Северо-Восточной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997б. Т. 5. № 2. С. 51–59.

Белый В.Ф. Комплексное обоснование региональной стратиграфической схемы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию акад. Н.А. Шило. Магадан: ДВО РАН, 2003. Т. 1. С. 135–137.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Бушуев М.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта // Труды НИИГА. 1954. Т. 62. 129 с.

Василевская Н.Д., Абрамова Л.Н. Флористические комплексы верхнемеловых отложений Корякско-Анадырской области // Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: НИИГА, 1974. С. 31–37.

Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР, особенности их состава и стратиграфическое положение // Известия АН СССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 76–87.

Вахрамеев В.А. Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 3–14.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 430).

Верещагин В.Н. Встречнинская свита // Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. Л.: Недра, 1979. С. 98.

Герман А.Б. Новый род платанообразных покрытосеменных из верхнемеловых отложений Камчатки // Палеонтол. журн. 1984. № 1. С. 71–79.

Герман А.Б. Меловая флора района Как-Каолак, Северная Аляска // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 4. С. 68–82.

Герман А.Б. Палеоэкологические аспекты инвазии покрытосеменных в альбские—позднемеловые флоры Арктики // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и флостратиграфии. Труды Международной палеоботанической конф., Москва, 17–18 мая 2005 г. Вып. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 64–77.

Герман А.Б. Альбская—палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с. (Труды Геол. ин-та РАН. Вып. 592).

Герман А.Б., Головнева Л.Б. Новый род позднемеловых платанообразных Северо-Востока СССР // Ботанич. журн. 1988. Т. 73. № 10. С. 1456–1467.

- Герман А.Б., Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 189 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 468).
- Герман А.Б., Снайсер Р.Э.* Альбская флора Северо-Западной Аляски: предварительные результаты // Чтения памяти С.В. Мейена. Сб. тезисов. М.: ГИН РАН, 1997. С. 17–18.
- Герман А.Б., Снайсер Р.Э.* Меловая флора реки Какповрак (запад Северной Аляски) // Палеонтол. журн. 2002. № 3. С. 81–95.
- Герман А.Б., Щепетов С.В.* Предварительные результаты палеонтологических исследований стратотипа арманской свиты летом 1990 г. // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 41–48.
- Герман А.Б., Щепетов С.В.* Состав и возраст тафофлор кривореченской свиты (верхний мел) левобережья реки Анадырь, Северо-Восток Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021а. Т. 29. № 5. С. 12–26.
- Герман А.Б., Щепетов С.В.* Поздне меловая флора Зырянского угленосного бассейна, Северо-Восток России: состав, возраст и растительные сообщества // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021б. Т. 29. № 1. С. 48–58.
- Герман А.Б., Головнева Л.Б., Щепетов С.В.* Поздне меловая арманская флора Магаданской области: состав, возраст и новые виды растений // Палеонтол. журн. 2012. № 6. С. 82–91.
- Головнева Л.Б., Герман А.Б., Щепетов С.В.* Род *Menispermittes* Lesquereux в меловой гребенкинской флоре Северо-Востока России // Палеонтол. журн. 2015. № 4. С. 96–102.
- Дворянкин А.И., Лебедев Е.Л., Филатова Н.И.* Чинейвемский сенонский флористический комплекс на Северо-Востоке России (правобережье р. Анадырь) и его геологическое значение // Докл. АН. 1993. Т. 333. № 4. С. 473–476.
- Деятилова А.Д., Невретдинов Э.Б., Филиппова Г.Г.* Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь // Геология и геофизика. 1980. № 12. С. 62–70.
- Елисеев Б.Н.* Материалы к геологии и полезным ископаемым Анадырского края // Труды Арктич. ин-та. 1936. Т. 48. С. 73–115.
- Ефимова А.Ф., Терехова Г.П.* О возрасте гинтеровской свиты в бухте Угольной // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Севвостокогеология, 1966. Вып. 19. С. 63–76.
- Киричкова А.И.* Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л.: Недра, 1985. 223 с.
- Красилов В.А.* Меловая флора Сахалина. М.: Наука, 1979. 183 с.
- Криштофович А.Н.* Верхнемеловые растения бассейна р. Колымы // Гострест Дальстрой. Материалы по изучению Колымско-Индибирского края. 1938. Сер. 2. Геология и геоморфология. Вып. 15. С. 1–31.
- Криштофович А.Н.* Меловая флора бассейна р. Анадырь // Труды Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1958. Вып. 3. С. 7–68.
- Криштофович А.Н., Байковская Т.Н.* Меловая флора Сахалина. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 122 с.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 421).
- Маслова Н.П., Герман А.Б.* Новые находки ископаемых *Namamelidales* и проблема филогенетических взаимоотношений платановых и гаммелидовых // Палеонтол. журн. 2004. № 5. С. 94–105.
- Моисеева М.Г.* Новые данные о сеноманской флоре бухты Угольной (Северо-Восток России) // Палеонтол. журн. 2010. № 2. С. 100–110.
- Моисеева М.Г., Соколова А.Б.* Кампанская флора района бухты Угольной (Северо-Восток России): систематический состав и палеоклимат. Чтения памяти А.Н. Криштофовича. Вып. 7. Ред. Головнева Л.Б. СПб.: Марафон, 2011. С. 62–87.
- Пергамент М.А.* Зональная стратиграфия и иноцерамы нижней части верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. М.: Наука, 1966. 82 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 146).
- Пергамент М.А.* Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 214 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 322).
- Попов Г.Г.* Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962. Т. 10. С. 32–105.
- Похиалайнен В.П.* Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.
- Решения 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по мелу, палеогену и неогену Корякского нагорья, Камчатки, Командорских островов и Сахалина (Петропавловск-Камчатский, 1974). Петропавловск-Камчатский: ПГО “Камчатгеология”, 1982. 131 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2009. 266 с.
- Самылина В.А.* Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР (К проблеме становления флор кайнофита) // XXVII Комаровские чтения. Л.: Наука, 1974. 56 с.
- Самылина В.А.* Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). Л.: Наука, 1976. 207 с.
- Самылина В.А., Щепетов С.В.* Гинкговые и чекановские из верхнемеловых отложений Елисеевского обнажения на р. Гребенке (правобережье р. Анадырь) // Ботан. журн. 1991. № 7. С. 28–33.
- Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю.* Ископаемые флоры Арктики. I. Палеозойские и мезозойские флоры Западного Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. 130 с.
- Терехова Г.П.* О нижней зоне сеноманского яруса меловой системы в Анадырско-Корякской области // Тр. СВКНИИ СО АН СССР. 1969. Вып. 32. С. 163–172.
- Терехова Г.П.* Меловая система. Охотская складчатая область // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. 30. Кн. 1. С. 378–405.
- Терехова Г.П.* О возрасте кривореченской свиты и гребенкинского флористического комплекса // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 100–117.
- Филиппова Г.Г.* Ископаемые покрытосеменные из бассейна р. Армань // Ископаемые флоры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 60–75.
- Филиппова Г.Г.* Новые меловые покрытосеменные из бассейна р. Анадырь // Палеонтол. журн. 1978а. № 1. С. 138–144.
- Филиппова Г.Г.* Палеоботаническая характеристика континентальных отложений сеномана среднего тече-

- ния р. Анадырь // Докл. АН СССР. 1978б. Т. 239. № 1. С. 165–168.
- Филиппова Г.Г.* Сеноманская флора реки Гребенка и ее значение для стратиграфии // Дальневосточная палеофлористика. Труды Биол.-почв. ин-та ДВНЦ АН СССР. Нов. сер. 1979. Т. 53(156). С. 91–115.
- Филиппова Г.Г.* Новые меловые покрытосеменные из бассейна среднего течения р. Анадырь // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Севвостокгеология, 1982. Вып. 26. С. 69–75.
- Филиппова Г.Г.* Меловые хвойные из бассейна среднего течения р. Анадырь // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. М.: Геол. фонд РСФСР, 1984. С. 154–174.
- Филиппова Г.Г.* Новые данные о гребенкинской флоре бассейна реки Анадырь // Вулканогенный мел Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 76–87.
- Филиппова Г.Г.* Стратиграфия и возраст континентальных отложений бассейна реки Амгуэма и северного побережья залива Креста // Колыма. 1997. № 2. С. 12–23.
- Филиппова Г.Г.* Стратиграфия и возраст континентальных отложений Центральной и Восточной Чукотки // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 85–99.
- Филиппова Г.Г.* Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хребта Пекульней (Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 3. С. 79–99.
- Филиппова Г.Г.* О возрасте арманского флористического комплекса в бассейне р. Армань (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 3. С. 17–28.
- Филиппова Г.Г.* О возрасте меловых флористических комплексов Верхояно-Охотско-Чукотского региона (Северо-Восток Азии) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2009. № 2. С. 14–22.
- Филиппова Г.Г.* Стратиграфия и флора меловых отложений северной части хребта Пекульней (Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 203 с.
- Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н.* Поздне меловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993. 348 с.
- Щепетов С.В.* Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 160 с.
- Щепетов С.В., Герман А.Б.* Меловая флора правобережья р. Анадырь // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 16–24.
- Щепетов С.В., Герман А.Б.* Проблемы биостратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы Седьмого Всероссийского совещания, 10–15 сентября 2014 г., г. Владивосток. Ред. Барабошкин Е.Ю. и др. Владивосток: Дальнаука, 2014.
- Щепетов С.В., Герман А.Б.* К вопросу о стратиграфии и флорах неморского мела Северо-Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 40–52.
- Щепетов С.В., Герман А.Б.* Вулканогенный мел Северо-Востока Азии: таофлоры междуречья Улья–Урак (к познанию наследия Е.Л. Лебедева) // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.
- Щепетов С.В., Головнева Л.Б.* Зоринская флора Северного Приохотья (поздний мел) и проблема фито-стратиграфии нижней части разреза Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 4. С. 52–56.
- Щепетов С.В., Юдова Д.А.* Чинганджинская палеофлора и возраст меловых вулканитов междуречья Балыгычан–Сугой и прилегающей части Охотско-Колымского водораздела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 101–115.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Белая Б.В.* Среднемеловая флора правобережья реки Анадырь (стратиграфическое положение, систематический состав, атлас ископаемых растений). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1992. 166 с.
- Щепетов С.В., Белая Б.В., Алексеев А.С.* Палеонтологическая характеристика одного из опорных обнажений меловых пород бассейна р. Гребенки // Материалы по стратиграфии континентального мела Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 14–40.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Неиштаева В.Ю.* Формирование палеофлор и меловой вулканизм на Северо-Востоке Азии. СПб.: Марафон, 2019. 184 с.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Мусеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* О возрасте бур-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
- Юдова Д.А., Головнева Л.Б.* Новый вид рода *Sequoia* Endlicher из поздне меловых отложений Северо-Востока России // Палеоботаника. 2015. Т. 6. С. 23–28.
- Chapman R.M., Sable E.G.* Geology of the Utukok-Corwin region, Northwestern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1960. V. 303-C. P. 47–167.
- Detterman R.L., Bickel R.S., Gryc G.* Geology of the Chandler River region, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1963. V. 303-E. P. 223–324.
- Hay W.W., DeConto R., Wold C.N., Wilson K.M., Voigt S., Schulz M., Wold-Rossby A., Dullo W.-C., Ronov A.B., Balukhovskiy A.N., Soeding E.* Alternative global Cretaceous palaeogeography // The Evolution of Cretaceous Ocean/Climate Systems. Eds. Barrera E., Johnson C. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1999. V. 332. P. 1–47.
- Herman A.B.* Late Early–Late Cretaceous floras of the North Pacific Region: florogenesis and early angiosperm invasion // Rev. Palaeobot. Palynol. 2002. V. 122. № 1–2. P. 1–11.
- Herman A.B.* Albian–Paleocene Flora of the North Pacific: Systematic Composition, Palaeofloristics and Phytostratigraphy // Stratigr. Geol. Correl. 2013. V. 21. № 7. P. 689–747.
- Herman A.B., Shchepetov S.V.* The Mid-Cretaceous flora of the Anadyr river basin (Tchukotka, NE Siberia) // Palaeovegetational development in Europe and regions relevant to its palaeofloristic evolution. Proc. Pan-European Palaeobot. Conf., Vienna, 1991. Vienna: Mus. Nat. Hist., 1992. P. 273–279.
- Herman A.B., Sokolova A.B.* Late Cretaceous Kholokhovchan Flora of Northeastern Asia: composition, age and fossil plant descriptions // Cretaceous Res. 2016. V. 59. P. 249–271.
- Herman A.B., Golovneva L.B., Shchepetov S.V., Grabovskiy A.A.* The Late Cretaceous Arman Flora of Magadan Oblast, Northeastern Russia // Stratigr. Geol. Correl. 2016. V. 24. № 7. P. 651–760.
- Hollick A.* The Upper Cretaceous floras of Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1930. V. 159. P. 1–123.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geo-

- chemistry of the Arman and Malan-Ola volcanic fields, Okhotsk-Chukotka volcanic belt, northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. № 5/6. P. 637–654.
- Huffman A.C., Jr. Stratigraphy and petrography of a measured section on the south limb of Barabara Syncline, North Slope, Alaska // Preliminary geologic, petrologic, and paleontologic results of the study of Nanushuk Group rocks, North Slope, Alaska. Ed. Ahlbrandt T.S. U.S. Geol. Surv. Circular. 1979. V. 794. P. 77–88.
- Imlay R. W. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from northern Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. V. 335. P. 1–74.
- Krassilov V.A. Cuticular structure of Cretaceous angiosperms from the Far East of the USSR // Palaeontographica. Abt. B. 1973. Bd. 142. S. 105–116.
- Mull C.G., Houseknecht D.W., Bird K.J. Revised Cretaceous and Tertiary stratigraphic nomenclature in the Colville Basin, Northern Alaska // USGS Prof. Pap. 2003. V. 1673. P. 1–51.
- Patton W.W., Jr. Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk Province, Alaska // U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1973. V. 774-A. P. 1–17.
- Retallack G.J., Dilcher D.L. A coastal hypothesis for the origin and rise to dominance of flowering plants // Palaeobotany, Palaeoecology and Evolution. Ed. Niklas K.J. N.Y.: Praeger Publ., 1981. V. 2. P. 27–77.
- Retallack G.J., Dilcher D.L. Cretaceous angiosperm invasion of North America // Cretaceous Res. 1986. V. 7. P. 227–252.
- Sable E.G., Stricker G.D. Coal in the National Petroleum Reserve in Alaska (NPRA): framework geology and resources // Alaskan North Slope Geology. Eds. Tailleux I., Weimer P. Santa Fe Springs: The Pacific Sect., Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists (S.E.P.M.) and The Alaska Geol. Soc., 1987. V. 1. P. 195–215.
- Samylina V.A. Early Cretaceous angiosperms of the Soviet Union based on leaf and fruit remains // J. Linnaean Soc. (Botany). 1968. V. 61. № 384. P. 207–218.
- Smiley Ch.J. Cretaceous floras from Kuk River area, Alaska: stratigraphic and climatic interpretations // Geol. Soc. Am. Bull. 1966. V. 77. P. 1–14.
- Smiley Ch.J. Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska: stratigraphy and preliminary floristics // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1969a. V. 53. № 3. P. 482–502.
- Smiley Ch.J. Floral zones and correlations of Cretaceous Kukpowruk and Corwin formations, Northwestern Alaska // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1969b. V. 53. № 10. P. 2079–2093.
- Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.
- Spicer R.A., Herman A.B. Nilssoniocladus in the Cretaceous Arctic: new species and biological insights // Rev. Palaeobot. Palynol. 1996. V. 92. P. 229–243.
- Spicer R.A., Herman A.B. The Albian-Cenomanian flora of the Kukpowruk River, western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities // Cretaceous Res. 2001. V. 22. P. 1–40.
- Spicer R.A., Ahlberg A., Herman A.B., Kelley S.P., Raikevich M., Rees P.M. Palaeoenvironment and ecology of the middle Cretaceous Grebenka flora of northeastern Asia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. V. 184. № 1–2. P. 65–105.
- Stebbins G.L. Flowering plants: evolution above the species level. Cambridge, Massachusetts: Belknap Press of Harvard University Press, 1974. 399 p.

Рецензенты Е.Б. Вольнец,
Ю.Д. Захаров, Н.П. Маслова

Late Albian–Early Turonian Grebenka Flora of the North Pacific: Systematic Composition, Age, Distribution

A. B. Herman^{a, #} and S. V. Shczepetov^b

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

^bKomarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: alexeiherman@gmail.com

Starting from the mid-Cretaceous and in the Late Cretaceous, the landscape features of the North Pacific make it possible to divide this region into a number of territories called subregions. The earliest Cenophytic (with a significant number and diversity of angiosperms) Late Albian–Early Turonian Grebenka flora and its analogs are known only in three subregions of the North Pacific: Anadyr-Koryak, Northern Alaska and Yukon-Koyukuk. In the middle of the Cretaceous these subregions were represented by coastal plains and lowlands periodically flooded by the sea. Cenophytic floras populated the area of terrestrial volcanism of the Okhotsk–Chukotka subregion and the Asian continental interiors of the Verkhoyansk–Chukotka subregion later, in the Turonian–Coniacian, but Mesophytic vegetation with the predominance of Early Cretaceous ferns and gymnosperms continued to exist there at least until the Coniacian. Consequently, the invasion of evolutionarily new Cenophytic vegetation into the continental interiors of North-Eastern Asia was gradual and extended over time. This should be taken into account when studying the Cretaceous nonmarine phytostratigraphy of the North Pacific region.

Keywords: stratigraphy, fossil flora, Albian, Cenomanian, Turonian, North Pacific, landscapes, Mesophytic, Cenophytic

УДК 551.86(561.252)

ТАКСОНОМИЧЕСКОЕ РАЗНООБРАЗИЕ СЕНОМАН-ТУРОНСКИХ ДИНОЦИСТ (DINOFLAGELLATE CYSTS) СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ: НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ¹

© 2023 г. Н. К. Лебедева*

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

**e-mail: LebedevaNK@ipgg.sbras.ru*

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

После доработки 12.09.2022 г.

Принята к публикации 19.09.2022 г.

Проведена таксономическая типизация комплексов диноцист на основе качественной и количественной оценки их родового состава для Северного полушария в сеноман-туронское время в целях выявления корреляционных таксонов. В сеномане выделено три типа комплексов диноцист. Сеноманские комплексы диноцист слабо дифференцированы; установлено большое количество космополитных родов, что хорошо согласуется с палеоботаническими данными об очень теплом, гумидном климате. Для туронского века установлено три типа комплексов диноцист. Уменьшается число космополитных родов диноцист, резко возрастает видовой эндемизм в отдельных туронских бассейнах. Усиливается дифференциация комплексов и уменьшается их корреляционный потенциал. Однако выявленные общие роды и виды диноцист в различных типах комплексов обеспечивают возможность межрегиональной корреляции верхнемеловых отложений на ярусном, подъярусном, а на некоторых срезах и на более детальном уровне в разных климатических зонах.

Ключевые слова: верхний мел, палеоальгология, биостратиграфия, корреляция, палеобиогеография, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X23020047, **EDN:** MEJWPE

ВВЕДЕНИЕ

Биогеография по современным планктонным водорослям строится на картировании видовых ареалов и последующем их анализе. Однако, несмотря на вековую историю пелагической биогеографии, динофлагеллаты только в последние десятилетия стали объектом ее исследования. Впервые Ю.Б. Околотковым (2000) проведено районирование Северного Ледовитого океана по этой группе микрофитопланктона. Им показано, что флора динофлагеллат Евразийской Арктики представляет собой обедненную флору умеренных вод Северного полушария и в наибольшей степени сходна с таковой Северной Атлантики. При этом отмечается, что использование динофлагеллат как показателей направления течений возможно лишь на основе знания видовых ареалов. Например, тропическо-бореальные и антарктическо-тропическо-бореальные виды служат надежными индикаторами вод Норвежского и Тихоокеанского течений в Арктике. Ю.Б. Околотковым

(2000) установлено отсутствие эндемиков видового и родового ранга в арктических водах и циркумполярное распространение аркто-бореальных видов.

В ископаемом состоянии сохраняются лишь цисты динофлагеллат. Безусловно, совместный анализ распространения динофлагеллат на вегетативной стадии, обитающих в пелагиали, и покоящихся цист того же вида в поверхностном слое донных осадков является наиболее эффективным и позволяет провести биогеографическое районирование, более приближенное к действительности (Околотков, 2000). Однако подобные исследования пока редки и разрозненны.

В последние десятилетия появилось много работ, посвященных изучению географического распределения современных и четвертичных диноцист, но они ограничиваются главным образом неритическими водами Атлантики. Наиболее крупными сводками по этому вопросу являются работы Д. Уолла с соавторами (Wall et al., 1977), Б. Дэйла (Dale, 1996), К. Зоневельда с соавторами (Zonneveld et al., 2013). Существуют также многочисленные публикации по распространению ди-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869592X23020047 для авторизованных пользователей.

ноцист в отдельных морях и участках Мирового океана, но цельной картины, обобщающей все эти разрозненные, хотя и обильные сведения, пока не получено, что затрудняет их использование при палеобиогеографических реконструкциях.

Палеобиогеографические данные стоят в ряду важнейших показателей палеотечений и температуры поверхностных вод. Как показали современные биогеографические исследования, динофлагеллаты и их цисты могут служить индикаторами направления течений и климатических флуктуаций (Окологков, 2000). Многочисленные исследования показывают, что основными факторами, влияющими на географическое распространение динофлагеллат в акваториях Мирового океана, являются температура поверхностных вод и течения. Однако закономерности широтного распределения динофлагеллат, выявленные для настоящего времени, могут быть использованы в палеобиогеографических реконструкциях весьма ограниченно. Несмотря на отсутствие полной картины климатических флуктуаций в поздне меловую эпоху (имеются сведения по отдельным территориям и по некоторым отрезкам времени), можно с уверенностью говорить о гораздо более выровненном и теплом климате по сравнению с современным. Отсутствовала резкая широтная температурная контрастность, вызванная ледяными покровами на полюсах, экваториально-полярный градиент температуры был почти вдвое меньше современного (Красилов, 1985; Герман, 2004). Принципиально другой была вертикальная циркуляция Мирового океана. При моделировании системы течений обычно принимают в расчет безледниковый климат и существование меридиональных проливов в области Тетис. Можно считать обоснованной противоположную направленность даунвеллингов и апвеллингов в поздне меловую и современную эпохи: сейчас режим Арктического бассейна “лагунный” (глубинные воды вытекают из бассейна, поверхностные – втекают в него), тогда как в позднем мелу он был “эстуариевым” (приток глубинных вод, отток поверхностных) (Красилов, 1985; Несов, 1992). Развитие поверхностных течений в поздне меловую эпоху в Северном полушарии определялось двумя важнейшими факторами: огромным широтно расположенным океаном Тетис и относительно узкими меридиональными проливами (Волков, Найдин, 1994; Ziegler, Rowley, 1997).

Биогеография по ископаемым диноцистам для дочетвертичного времени находится в пионерной стадии. Концепция провинциализма ископаемых диноцист была выдвинута Г. Норрисом (Norris, 1965). Он предположил, что провинциализм отражает широтный климатический контроль. Для временного интервала, охватывающего келловей-неоком, им установлены бореальная, тетическая и анти-бореальная провинции. Единственной работой, касающейся биогеографии поздне меловых

диноцист, является работа Дж. Лентин и Г. Уильямса (Lentin, Williams, 1980). На основании анализа литературных и собственных данных о распределении перидиниоидных диноцист в кампанских отложениях ими были выделены три серии региональных комплексов, соответствующих умеренно холодноводной (бореальной), умеренно тепловодной провинциям и провинции наиболее теплых вод тропических и субтропических широт. Эти исследования были продолжены и распространены на территорию России (Хлонова, Лебедева, 1988).

Стандартная шкала севера Сибири по диноцистам, увязанная со шкалой по иноцератам, может служить хорошей временной основой для выявления палеобиогеографических особенностей этой группы водорослей (Lebedeva, 2006). Панбореальная корреляция верхнемеловых отложений по диноцистам представляет объективные трудности. Первые попытки проанализировать географическую дифференциацию диноцист Северного полушария в поздне меловую эпоху сделаны автором в докторской диссертации (Лебедева, 2008), но опубликованы результаты лишь частично в материалах конференций (Лебедева, 2005а, 2007). В настоящее время накоплено много новых данных по новым местонахождениям как автором статьи, так и другими исследователями. Для выяснения корреляционного потенциала поздне меловых диноцист было проанализировано распространение около 100 родов в 30 местонахождениях Северного полушария в сеноман-туронское время, проведена типизация комплексов диноцист, выявлено их сходство и возможность сопоставления верхнемеловых отложений по диноцистам.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Материалом для этой работы послужили собственные исследования автора на разрезах Усть-Енисейского района, скважин Западной Сибири и Карского шельфа, Полярного Предуралья, Приполярного Урала, Северного Тургая, а также многочисленные литературные источники по Северной Америке, северу Южной Америки, Европе, Африке, Индии. Недостаточность данных на сегодняшний день для определения ареалов ископаемых видов диноцист (что является основой для современных биогеографических построений) обусловила выбор таксонов родового ранга для изучения структуры комплексов диноцист хорошо изученных территорий. Для количественной оценки сходства сравниваемых флор динофлагеллат использовались только публикации, в которых отражены достаточно представительные по таксономическому разнообразию комплексы диноцист и имеются достоверные возрастные данные по ортостратиграфическим группам фауны. Необходимость обработки огромного масси-

Таблица 1. Состав родов диноцист, обнаруженных только в пределах указанных типов комплексов в сеномане

1С тип	2аС тип	2С тип	2бС тип	3С тип
Alterbidinium, Chlonoviella, Pierceites	Adnatospaeridium, Carpodinium, Codoniella, Cometodinium, Dapsilidinium, Ellipsodinium, Gonyaulacysta, Hystrichostrogylon, Ovoidinium, Prolixospaeridium	Achomosphaera, Callaiosphaeridium, Epelidosphaeridia, Exochospaeridium, Leberidocysta, Stephodinium, Surculosphaeridium, Tanyospaeridium		Cerodinium

Таблица 2. Выбранный состав родов диноцист, обнаруженных в двух или трех типах комплексов в сеномане

Роды диноцист, обнаруженные в 1С и 2С типах комплексов	Космополитные роды диноцист
Arteodinium, Chlamydothorella, Cribroperidinium, группа Cyclonephelium/Circulodinium, Dorocysta, Exochospaeridium, Florentinia, Isabelidinium, Litosphaeridium, Odontochitina, Oligospaeridium, Pterodinium, Spiniferites, Trithyrodinium	Canningia, Kallosphaeridium, Microdinium, Palaeohystrichophora, Pervospaeridium, Subtilisphaera, Xenascus

ва данных потребовала привлечения методов количественной оценки. Подготовка данных для кластерного анализа проводилась следующим образом: в программе Exel составлялись списки родов диноцист, для каждого из которых символами 0 или 1 указывалось присутствие или отсутствие в каждом местонахождении (ДМ²_1, ДМ_2). Типизация комплексов осуществлялась методом кластерного анализа по расчетной модели Жаккарда (программа BioDiversity Professional, 1997, The Natural History Museum and The Scottish Association For Marine Science). Для объединения кластеров в иерархическую структуру использовался метод связи группового среднего, который хорошо работает, когда естественные объекты не имеют на самом деле иерархического соподчинения. Полученные дендрограммы отражают степень сходства (в процентах) комплексов диноцист из различных местонахождений по родовому составу. Выявленные кластеры представляют собой типы, объединяющие комплексы диноцист наиболее близкие по этому признаку.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сеноман

В сеномане на основе анализа распределения 86 родов из 20 местонахождений выделено три типа комплексов диноцист (рис. 1).

² ДМ – дополнительные материалы.

1С тип установлен в терригенных осадках севера Западной Сибири (Усть-Енисейский район, Карский шельф). Характерными родами, обнаруженными только в этом комплексе, являются: *Alterbidinium* (отмечен также единично в разрезе сеномана штата Альберта, Западная Канада), *Chlonoviella*, *Pierceites* (табл. 1). Разнообразие диноцист невелико и составляет 28 родов. Роды представлены обычно 1–2 видами, редко большим количеством. Наибольшее число общих родов наблюдается в 1 и 2 типах (табл. 2).

2С тип выявлен в Крыму (разрез Аксу-Дере), Северо-Западной Европе, штатах США Колорадо, Техас, Нью-Джерси, Аризона, в Западной Канаде (штаты Альберта и Саскачеван), на Багамских островах, в Бискайском заливе, Восточной Гренландии, на о-вах Грэнд Бэнкс и Ньюфаундленд (Атлантическое побережье Канады), в Северо-Западной Африке, Египте.

Этот тип отличается максимальным таксономическим разнообразием (69 родов и 206 видов) и самым большим содержанием характерных родов (табл. 1).

Внутри этого типа обособляется группа комплексов (подтип 2б) (рис. 1), установленная в Нью-Джерси, Бискайском заливе, юго-западной части Баренцева моря, на о-вах Грэнд Бэнкс и Ньюфаундленд (Атлантическое побережье Канады), отличающаяся меньшим родовым разнообразием и отсутствием некоторых родов, характерных для подтипа 2а, например *Codoniella*, *Cometodini-*

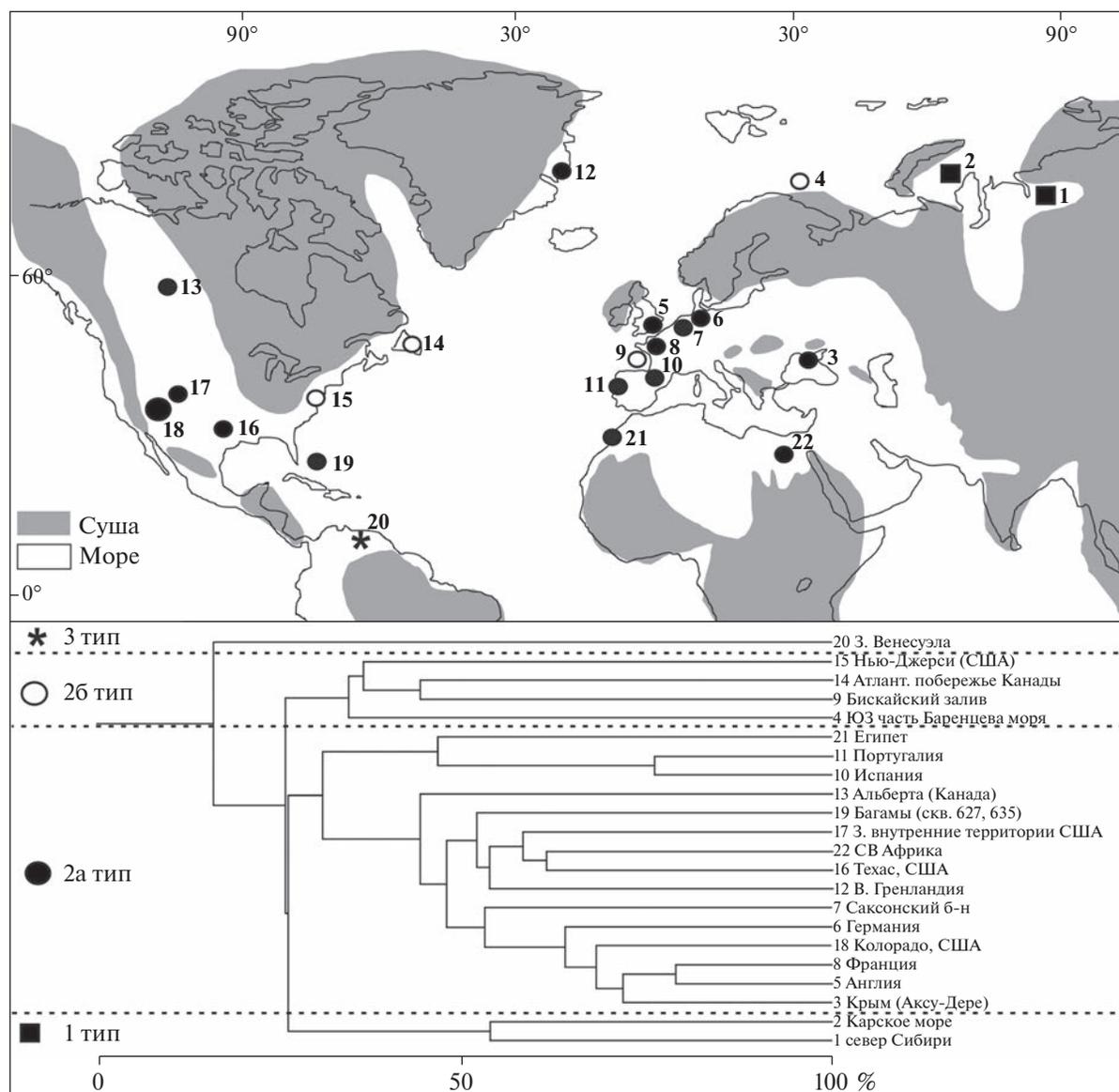


Рис. 1. Дифференциация позднесеноманских комплексов диноцист.

На дендрограмме дана шкала степени сходства комплексов диноцист в %. Палеогеографическая основа построена на сведениях из работ: Атлас..., 1976; Ziegler, 1988; Srivastava, 1992; Волков, Найдин, 1994; Simons et al., 2003; Алексеев и др., 2005; Prauss, 2006, 2012; Pearce et al., 2009; Peyrot et al., 2011; Olde et al., 2015.

Местонахождения: 1 – Север Сибири (Lebedeva, 2006); 2 – шельф Карского моря, скв. Ленинградская 1 (Lebedeva, 2006); 3 – Аксу-Дере, Крым (Dodsworth, 2004); 4 – юго-западная часть Баренцева моря (Radmacher et al., 2014); 5 – Англия (Clarke, Verdier, 1967; Marshall, Batten, 1988; Jarvis et al., 1988; Costa, Davey, 1992; Tocher, Jarvis, 1995; Dodsworth, 2000; Pearce et al., 2009); 6 – Германия (Prössl, 1990; Kirsch, 1991); 7 – Саксонский бассейн (Marshall, Batten, 1988); 8 – Франция (Foucher, 1975, 1979, 1981, 1982; Robaszynski et al., 1982); 9 – Бискайский залив (Fausonnier, 1984); 10 – Испания (Riegel, 1973; Peyrot, 2011); 11 – Португалия (Barroso-Barcenilla et al., 2011); 12 – Восточная Гренландия (Soper et al., 1976; Nøhr-Hansen, 2012); 13 – Альберта, Канада (Wall, Singh, 1975; Singh, 1983); 14 – Атлантическое побережье Канады (Williams, Brideaux, 1975; Jansa et al., 1977; Barss et al., 1979); 15 – Нью-Джерси, США (May, 1980; Aurisano, 1989); 16 – Техас, США (Srivastava, 1992); 17 – Колорадо, США (Dodsworth, 2000); 18 – Западные внутренние территории США (Li, Habib, 1996; Dodsworth, 2000; Oboh-Ikuenobe et al., 2007); 19 – Багамы (скв. 627, 635) (Masure, 1998); 20 – Западная Венесуэла (Helenes et al., 1998); 21 – Египет (Mahmoud, 1998); 22 – Северо-Западная Африка (Below, 1984).

um, Dapsilidinium, Ellipsodinium, Hystrichostrogylon, Ovoidinium, Prolixosphaeridium и др.

На основе изучения скважин и естественных обнажений на северо-востоке Гренландии разработано детальное зонирование по диноцистам, соотнесенное с аммонитовой шкалой для всего комплекса меловых отложений (Nøhr-Hansen et al., 2019). Однако в этой работе указаны только виды, характерные для каждой зоны, без сопутствующих таксонов, поэтому в статистическом анализе эти данные использованы не были.

3С тип. Комплекс Западной Венесуэлы (Helene et al., 1998) существенно отличается от других и не вошел ни в один из выделенных типов. Египетский комплекс сравнительно беден (29 таксонов), его основу составляют космополитные роды, виды и общие с североевропейским типом. Имеется один характерный род *Cerodinium*.

Сеноманские комплексы диноцист в целом слабо дифференцированы, установлено большое количество космополитных родов: *Arteodinium*, *Canningia*, *Chlamydomphorella*, *Cribroperidinium*, группа *Cyclonephelium/Circulodinium*, *Florentinia*, *Kallosphaeridium*, *Litosphaeridium*, *Microdinium*, *Odontochitina*, *Oligosphaeridium*, *Palaeohystrichophora*, *Pervosphaeridium*, *Pterodinium*, *Spiniferites*, *Subtilisphaera*, *Xenascus*. Это хорошо согласуется с палеоботаническими данными об очень теплом, гумидном климате (Гольберт и др., 1977; Герман, 2004).

Сеноманский Западно-Сибирский бассейн представлял собой опресненный, мелководный водоем (Атлас..., 1976; Конторович и др., 2014). Однако в верхнем сеномане в естественных выходах Усть-Енисейского района (Захаров и др., 1989) в некоторых скважинах Западной Сибири и Карского шельфа зафиксированы следы начала одной из крупнейших в мелу трансгрессии, превратившей Западную Сибирь в обширный эпиконтинентальный бассейн на все шесть веков позднего мела. С позднесеноманской—раннетуронской трансгрессией связаны отложения черных сланцев, широкое распространение аноксидных обстановок и нивелировка состава фауны (Захаров и др., 2000, 2003; Лебедева, Зверев, 2003). Многие исследователи, анализируя в климатическом аспекте многочисленные литологические, седиментологические, палеонтологические, геохимические данные, отметили однородность физико-географических и, главным образом, климатических условий, сложившихся в сеноманском веке почти на всей территории Сибири, и делают вывод о гумидном, равномерно-влажном, теплом климате территории (Гольберт и др., 1977; Хернгрин, Хлонова, 1983; Zakharov et al., 2002; Захаров и др., 2002; Герман, 2004; Головнева, 2005). Изучение особенностей распределения родов иноцерамов в Арктической биохории в позднем

сеномане и начале раннего турона показало, что ее населяли космополитные роды и подроды: *Inoceramus* (*Inoceramus*), *Inoceramus* (*Mytiloides*) (Хоментовский, 1998; Захаров и др., 2001). Присутствуют также иноцерамиды тихоокеанского происхождения, в это же время в Западно-Сибирском бассейне появляются аммониты *Placenticeras* и *Borissiakoceras* (Захаров и др., 2003; Рогов и др., 2019). Отсутствие эндемиков надвидового ранга и преобладание бореальных космополитов даже на видовом уровне свидетельствуют о наличии постоянных морских путей, связывающих Арктический бассейн с Мировым океаном в позднем сеномане—раннем туроне (Захаров и др., 2001).

В Западно-Канадском бассейне в раннем и среднем сеномане по литолого-палеонтологическим особенностям формации *Belle Fourche* реконструированы холодноводные условия с пониженной соленостью. Однако в конце сеномана—начале турона, так же как и в Западно-Сибирском бассейне, отмечается максимальная трансгрессия (формация *Second White Specks*), проникновение теплых вод, установление морского режима с нормальной соленостью (Bloch et al., 1999). Детальный анализ состава диноцист из североамериканского Западного Внутреннего бассейна показал наибольшее таксономическое разнообразие (91 таксон) в комплексе разреза Пуэбло (Колорадо, США), многие виды являются космополитами, подтверждая наличие связей с океаническими водами на юге в течение сеномана и раннего турона (Dodsworth, 2000).

В.А. Красилов (1985) писал, что связь арктических и тетических вод могла поддерживаться через североамериканское Западное Внутреннее море. Это подтверждается распределением аммонитов рода *Borissiakoceras*, предположительно появившихся в среднем сеномане североамериканского Западного Внутреннего бассейна и через Арктический бассейн (находки в Усть-Енисейской впадине) проникших в Азию (находки в Таджикской депрессии, низовья Амударьи) (Михайлова, Найдин, 2002; Захаров и др., 2002; Найдин, 2003). Косвенным образом с предположением В.А. Красилова согласуется достаточно большое количество космополитных таксонов цист динофлагеллат, которые могли проникать через систему меридиональных проливов, соединявших Северную Атлантику, североамериканское Западное Внутреннее море, Арктический бассейн и Западно-Сибирское море.

Комплексы диноцист **1С типа** в позднесеноманское—раннетуронское время обнаруживают наибольшее сходство с одновозрастными комплексами Северной Европы (**2аС тип**). К. Маршалл и Д. Баттен (Marshall, Batten, 1988) описали комплексы диноцист из пограничных сеномантуронских отложений, представленных в Нижне-саксонском бассейне Германии битуминозными

мергелями. Систематический состав диноцист, приведенный в этой работе, сходен с составом северосибирских диноцист наличием большого количества общих видов: *Eurydinium saxoniense*, *Apteodinium granulatum*, *Kallosphaeridium? ringnesiorum*, *Cauveridinium membraniphorum*, *Cyclonephelium vannophorum*, *Florentinia ferox*, *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Microdinium ornatum*, *Odontochitina operculata*, *Pterodinium cingulatum*. Однако комплекс диноцист Германии характеризуется обилием хоротных форм, тогда как в северосибирских комплексах преобладают каватные цисты. Р. Дэви (Davey, 1969, 1970) описал комплексы сеноманского возраста Англии и Северной Франции и сравнил их с одновозрастными комплексами Северного Техаса и Канады. Среди диноцист здесь также значительное место занимают каватные формы. Общими видами с диноцистами исследуемого района являются *Alterbidinium "daveyi"*, *Subtilisphaera pirnaensis*, *Trithyrodinium suspectum*, *Isabelidinium magnum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Odontochitina operculata*, *Xenascus blastema*, *Cribooperidinium exilicristatum*, *Microdinium crinitum*, *M. ornatum*, *Rhiptocorys veligera*, *Apteodinium granulatum*, *Trichodinium castanea*, *Oligosphaeridium complex*, *O. prolixispinosum*, *Cauveridinium membraniphorum*, *Cyclonephelium vannophorum*.

Существует много работ, посвященных диноцистам сеномана Англии (Cookson, Hughes, 1964; Clarke, Verdier, 1967; Davey, 1969, 1970; Jarvis et al., 1988; Batten, Marshall, 1991; Tocher, Jarvis, 1995; Pearce et al., 2003, 2020), Франции (Davey, 1969, 1970; Foucher, Taugordean, 1975; Foucher, 1976, 1979 и др.), Нидерландов, Испании (Herngreen, 1977, 1980), Северной Богемии (Svobodova, Vavrdova, 1987), Китая (Mao Shaozhi, Norris, 1988), Северо-Восточной Ливии (Uwins, Batten, 1988), Канады (Barss et al., 1979; Singh, 1983; Bloch et al., 1999), Атлантического побережья США (Aurisano, Nabib, 1977; Aurisano, 1989). Большинство видов диноцист, отмечаемых в сеноманских комплексах, имеют широкий стратиграфический диапазон распространения. В этих работах упоминается широко распространенный вид *Litosphaeridium siphoniphorum*, не выходящий за пределы сеномана. Он указывается как вид-индекс для сеномана Англии, Франции, Нидерландов. Детально диапазон распространения этого вида рассмотрен в работе М.А. Пирса с соавторами (Pearce et al., 2020).

Ограничено сеноманом также распространение *Kiokansium polypes*, *Apteodinium granulatum*, *Eurydinium eurense*. В сеномане появляется большое количество каватных цист *Eurydinium saxoniense*, *Isabelidinium magnum*, *Trithyrodinium rhomboideum*, характерных для сеномана—раннего турона. *Alterbidinium "daveyi"*, *Trithyrodinium suspectum*, *Gingiodinium evittii* обнаружены в позднем сеномане и проходят до кампана; *Subtilisphaera pir-*

naensis появляется в позднем сеномане и исчезает в коньяке.

Возрастной диапазон многих других сеноманских видов, характерных для некоторых районов, еще точно не установлен. В дополнение к уже проведенной панбореальной корреляции позднемеловых комплексов диноцист (Микрофитофоссилии..., 1994; Zakharov et al., 2002; Лебедева, 2005б) появились новые литературные данные. В скважинах из юго-западной части Баренцева моря, а также из Норвежского моря установлена интервал-зона *Palaeohystrichophora infusorioides*—*Palaeohystrichophora palaeoinfusa* (часть нижнего сеномана—часть верхнего сеномана), в которой, помимо прочих таксонов, характерными являются *Cauveridinium membraniphorum*, *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Stephodinium coronatum*, *Palaeoperidinium cretaceum*, *Chlamydophorella nyei*, *Surculosphaeridium longifurcatum* (Radmacher et al., 2014, 2015). В верхнем сеномане Западной Гренландии (Nuussuaq Basin) отмечается первое появление *Trithyrodinium suspectum*, *Isabelidinium magnum*, *Cauveridinium membraniphorum* (Pedersen, Nøhr-Hansen, 2014). На северо-востоке Гренландии в верхнем сеномане выделена зона *Cyclonephelium compactum*—*Cauveridinium membraniphorum complex*, которая определяется от первого появления группы *Cyclonephelium compactum*—*Cauveridinium membraniphorum* до первого появления *Heterosphaeridium difficile* (Nøhr-Hansen et al., 2019). Характерными таксонами также являются *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Chlamydophorella nyei*, *Isabelidinium spp.*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Spiniferites spp.*, *Subtilisphaera kalaalliti*.

Таким образом, позднесеноманский комплекс диноцист хорошо прослеживается в Северном полушарии.

Турон

Для туронского времени проанализировано распределение 79 родов в 25 местонахождениях. Установлено три типа комплексов диноцист (рис. 2).

1Т тип выявлен в терригенных отложениях севера Западной Сибири (Усть-Енисейский район, Карский шельф, скв. Березовская 23к, Южно-Русская 113), Западной Канады (территории штатов Альберта и Саскачеван), юго-западной части Баренцева моря. Увеличивается количество характерных родов: *Alterbidinium* (отмечен также единично в разрезе Техаса, США), *Dorocysta*, *Laciadinium*, *Pierceites*, *Spinidinium*, *Chlonoviella* (последний род только на севере Сибири) (табл. 3).

Увеличивается родовое и видовое разнообразие, что связано с трансгрессивными событиями в пограничное сеноман-туронское время в Северном полушарии. Наибольшее видовое разнообразие, по сравнению со 2 типом, наблюдается в родах *Alter-*

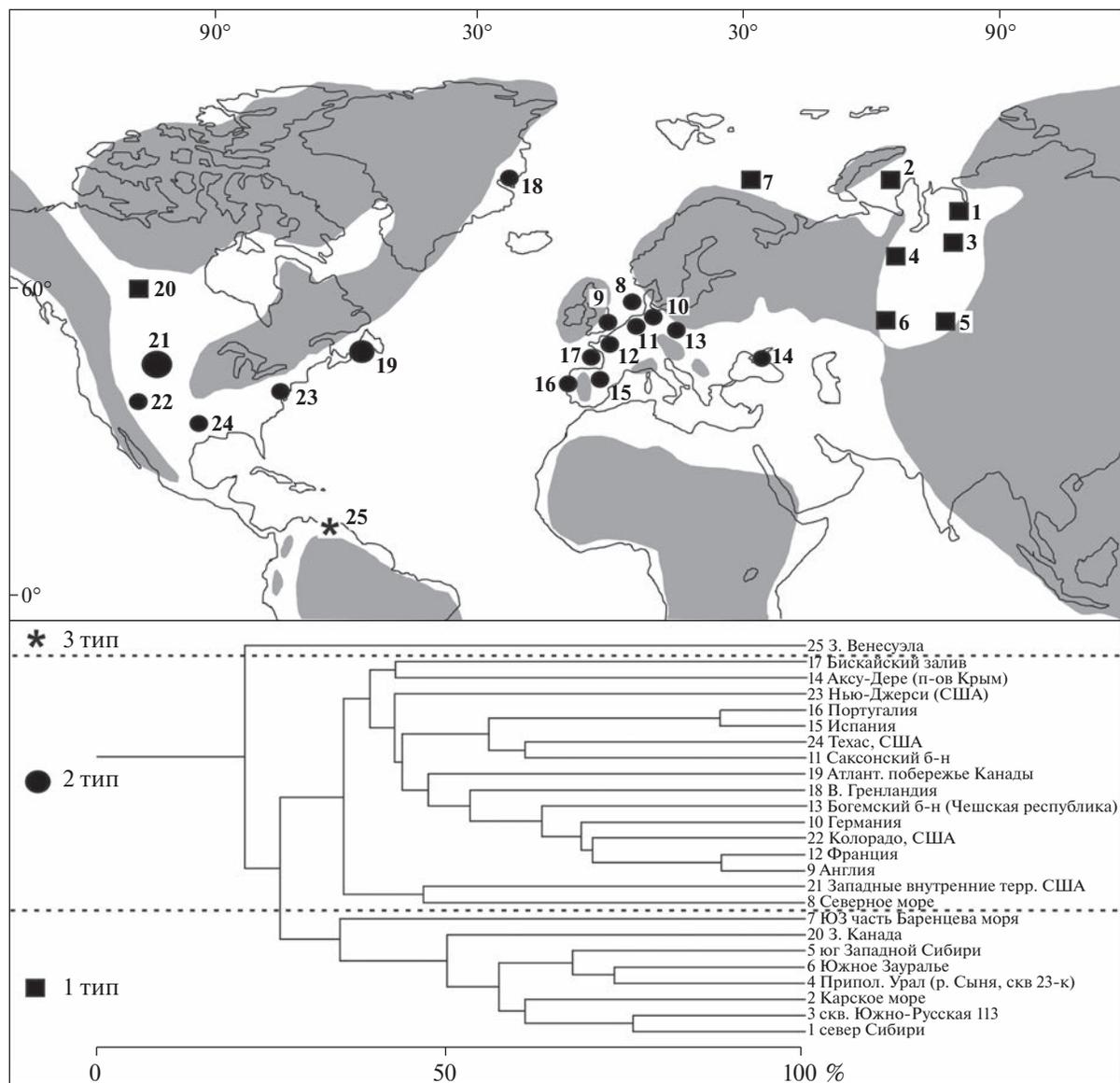


Рис. 2. Дифференциация туронских комплексов диноцист.

Палеогеографическая основа построена на сведениях из работ: Атлас..., 1976; Ziegler, 1988; Srivastava, 1992; Волков, Найдин, 1994; Simons et al., 2003; Prauss, 2006, 2012; Pearce et al., 2009; Peyrot et al., 2011; Olde et al., 2015.

Местонахождения: 1 – Север Сибири (Lebedeva, 2006); 2 – шельф Карского моря, скв. Ленинградская 1 (Lebedeva, 2006); 3 – скв. Южно-Русская 113 (Лебедева и др., 2004); 4 – Приполярный Урал (Chlonova, 1996; Lebedeva, 2006); 5 – юг Западной Сибири, Омский прогиб (Лебедева и др., 2013; Лебедева, Кузьмина, 2018); 6 – Южное Зауралье (Кузьмина и др., 2021); 7 – юго-западная часть Баренцева моря (Radmacher et al., 2014); 8 – Северное море (Batten, Marshall, 1991); 9 – Англия (Clarke, Verdier, 1967; Marshall, Batten, 1988; Jarvis et al., 1988; Costa, Davey, 1992; Tocher, Jarvis, 1995; Dodsworth, 2000; Pearce et al., 2009); 10 – Германия (Prössl, 1990; Kirsch, 1991, 2000); 11 – Саксонский бассейн (Marshall, Batten, 1988); 12 – Франция (Foucher, 1975, 1979, 1981, 1982; Robaszynski et al., 1982); 13 – Чехия, Богемский бассейн (Olde et al., 2015); 14 – Аксу-Дере, Крым (Dodsworth, 2004); 15 – Испания (Riegel, 1973; Peyrot, 2011); 16 – Португалия (Barroso-Barcenilla et al., 2011); 17 – Бискайский залив (Fauconnier, 1984); 18 – Восточная Гренландия (Soper et al., 1976; Nøhr-Hansen, 2012); 19 – Атлантическое побережье Канады (Williams, Brideaux, 1975; Jansa et al., 1977; Barss et al., 1979); 20 – Западная Канада (Volch et al., 1999); 21 – Западные внутренние территории США (Li, Habib, 1996; Dodsworth, 2000; Oboh-Ikuenobe et al., 2007); 22 – Колорадо, США (Dodsworth, 2000); 23 – Нью-Джерси, США (May, 1980; Aurisano, 1989); 24 – Техас, США (Srivastava, 1992); 25 – Западная Венесуэла (Helenes et al., 1998).

Таблица 3. Состав родов диноцист, обнаруженных только в пределах указанных типов комплексов в туроне

1Т тип	2Т тип	3Т тип
Alterbidinium, Chlonoviella, Dorocysta, Laciadinium, Pierceites, Spinidinium	Achomosphaera, Apteodinium, Callaiosphaeridium, Codoniella, Cometodinium, Dapsilidinium, Dinopterigium, Ellipsodinium, Endoscrinium, Hystrichodinium, Hystrichostrogylon, Kleithriasphaeridium, Prolixosphaeridium, Tanyosphaeridium, Xiphophoridinium	Andalusiella, Cerodinium

Таблица 4. Выбранные роды диноцист, обнаруженные в двух или трех типах комплексов в туроне

Роды диноцист, обнаруженные в 1Т и 2Т типах комплексов	Космополитные роды диноцист
Chatangiella, Chlamydophorella, группа Cyclonephelium/Circulodinium, Eurydinium, Exochosphaeridium, Florentinia, Heterosphaeridium, Isabelidinium, Leberedocysta, Oligosphaeridium, Pervosphaeridium, Pterodinium, Rhyptocorys, Spiniferites, Surculosphaeridium, Trithyrodinium, Wal lodinium, Xenascus	Canningia, Coronifera, Cribroperidinium, Kallosphaeridium, Microdinium, Odontochitina, Palaeohystrichophora, Palaeoperidinium, Subtilisphaera, Trichodinium

bidinium, Chatangiella, Microdinium. В двух скважинах Варьеганского мегавала (Западная Сибирь) выделен комплекс диноцист совместно с фораминиферами раннего турона (Александрова и др., 2010). Он не был включен в количественный анализ, поскольку в работе указано “ядро” комплекса, а не полный состав таксонов. Однако этот комплекс хорошо сопоставляется с другими сеноман-раннетуронскими западносибирскими комплексами диноцист и может быть отнесен к 1 типу. Г.Н. Александрова (Александрова и др., 2010) отмечает, что совместное присутствие в комплексе таких видов, как Eurydinium saxoniense, Isabelidinium magnum, указывает на его переходный характер от комплекса слоев с Chlamydophorella puei—Chlonoviella agarica (Усть-Енисейский район, верхний сеноман—нижняя часть среднего турона (Микрофитофоссилии..., 1994) к комплексу слоев с Chatangiella spectabilis—Heterosphaeridium difficile (верхний турон (Lebedeva, 2006)), и время его формирования, вероятно, отвечает концу раннего турона. На это указывает и отсутствие в нем представителей рода Chatangiella, которые известны со среднего турона.

2Т тип включает комплексы из карбонатных отложений Англии, Франции, Саксонского бассейна, Германии, Атлантического побережья Канады, Колорадо, Техаса, США и из терригенных осадков Северного моря, Нью-Джерси, Аризоны, США. Характерные роды: Achomosphaera, Cal-

laiosphaeridium, Cometodinium, Dapsilidinium и др. (табл. 4). Комплексы диноцист, объединенные во второй тип, отличаются наибольшим таксономическим разнообразием. Количество видов в родах Achomosphaera, Florentinia, Hystrichosphaeridium, Oligosphaeridium, Pterodinium, Spiniferites колеблется от 2 до 10.

3Т тип включает один комплекс из туронских отложений Западной Венесуэлы (Helenes et al., 1998). Разнообразие диноцист невелико: 12 видов из 12 родов. Характерные роды: Cerodinium, Andalusiella.

В туронское время достаточно велико было количество космополитных родов, однако в отдельных бассейнах наблюдался эндемизм на уровне видов. Примером является большое количество местных видов рода Chatangiella (более 15) в северосибирских комплексах, Dinogymnium, Hystrichosphaeridium — во французском комплексе, Subtilisphaera — в североамериканском Западном Внутреннем бассейне. Увеличивается видовое различие в западносибирских и западноканадских комплексах.

Климат в туроне по палеоботаническим данным был влажным и теплоумеренным (Гольберт и др., 1977; Герман, 2004; Головнева, 2005). Данные CLAMP анализа туронской флоры на о-ве Новая Сибирь указывают на теплоумеренный климат со среднегодовыми температурами $+9.2 \pm 2.2^{\circ}\text{C}$ (Spicer, Herman, 2010). Однако в туронское время

происходит ряд существенных изменений в гидрогеологической и климатической обстановке. Вслед за сеноман-туронским пиком потепления, в среднем туроне отмечается похолодание, которое В.А. Вахрамеев (1978) объяснял влиянием крупной трансгрессии, захватившей всю Западную Сибирь. В Западно-Сибирском бассейне в среднем туроне происходит перестройка морской биоты. Снижается разнообразие донных сообществ моллюсков и фораминифер, возрастает эндемизм. Так, среди иноцерамов известны лишь два космополита и 8 видов-эндемиков (Хоментовский, 1998; Захаров и др., 2000, 2003). Эндемизм усиливается и в планктонных альгофлорах цист динофлагеллат.

Предполагается, что вдоль восточного склона Урала проходило мощное течение из арктической области, существование которого подтверждается литолого-фациальными и палеонтологическими данными (Атлас..., 1976). Это объясняет близкое сходство северосибирских комплексов диноцист с южносибирскими и приуральскими (Кузьмина и др., 2021).

Э.О. Амон (1996, 2001) отмечает, что в Полярном Предуралье установлены морские глинистые отложения с комплексами фораминифер и радиолярий, сопоставимыми с туронскими комплексами Западной Сибири и Зауралья, но отличающимися от известных в туроне комплексов центральных районов Европейской России, поэтому нет оснований полагать, что туронское море в бассейне р. Уса было частью Восточно-Европейского бассейна; скорее всего, здесь располагался Печорский залив Западно-Сибирского моря.

Последние годы многими исследователями обсуждается вопрос о возможности существования связей Западно-Сибирского и Туранского морей в туроне через Тургайский пролив. В Южном Тургае распространены прибрежно-морские отложения раннетуронского мелководного Туранского моря (Амон, 2001). В Северном Тургае существовал Кустанайский залив Западно-Сибирского моря, в котором формировались аналогии кузнецовской свиты (Умова и др., 1968; Папулов, 1974). Э.О. Амон (2001) не исключает, что “суша центральной части Тургайского прогиба не являлась абсолютным препятствием для сообщения вод Туранского моря и Кустанайского залива, хотя строгих данных, подтверждающих это предположение нет”, поскольку здесь обнаружены континентальные и лагунные осадки. В этой же работе Э.О. Амон указывает, что, по устному сообщению В.И. Гладковой, в туронских отложениях, вскрытых скважинами в Актюбинском Примугоджарье, установлены комплексы фораминифер, в частности, из зоны *Gaudryinopsis filiformis angusta* Западной Сибири. Г.Н. Папулов (1974) приводит данные, позволяющие полагать,

что в отдельные моменты туронского века Западно-Сибирское море имело сообщение с морскими бассейнами Туранской плиты.

Для Д.П. Найдина (2003) “существование морского соединения через пролив на рубеже сеноман–турон представляется несомненным”. Автор обосновывает это положение примером меридионального распространения “по обе стороны от ворот” аммонитов *Borissiakoceras*.

Н.Г. Шарафутдиновой (1994) в морских отложениях турона юго-восточной части Тургайского прогиба установлен комплекс диноцист, в котором наиболее обильны и разнообразны представители рода *Chatangiella*. Определены также *Trithyrodinium suspectum*, *Alterbidinium acutulium* (в работе Шарафутдиновой (1994) – *Alterbia recticornis*), *Circulodinium distinctum*, *Chlamyphorella* sp., *Spiniferites ramosus*, *Isabelidinium*, *Microdinium*. Такой состав диноцист соответствует **1Т типу**, а по видовому набору *Chatangiella* – западносибирскому комплексу. Совместно с диноцистами И.А. Богоявленской выделен комплекс фораминифер, типичный для туронских отложений Западной Сибири (Шарафутдинова, 1994).

Все эти данные с очевидностью указывают на существование связей, возможно кратковременных, между Западно-Сибирским и Туранским морями, причем определяющими были бореальные течения через Тургайский пролив.

В работе Ю.В. Волкова и Д.П. Найдина (1994) реконструированы поверхностные течения для отдельных веков мелового периода. На карте-схеме, отражающей циркуляцию поверхностных водных масс для турона, показана система течений бореального происхождения вдоль восточного склона Урала через Тургайский пролив до западных окраин Европейской палеогеографической области. В то же время Западно-Сибирский бассейн имел открытые связи с Мировым океаном через Арктический бассейн (Волков, Найдин, 1994).

Изохронные колебания кривой $\delta^{18}\text{O}$ в нескольких европейских бассейнах и данные по аммонитам, ежам и белемнитам указывают на похолодание в Европе в позднем туроне (Wiese, Voigt, 2002). Возможно, это было обусловлено вторжением более прохладных арктических вод.

Предложенная Ю.В. Волковым и Д.П. Найдиным (1994) схема циркуляции поверхностных течений для турона хорошо согласуется с выравниванием родового состава диноцист **1Т и 2Т типов** и эндемизмом альгофлор некоторых бассейнов. Например, внутри североамериканского Западного Внутреннего бассейна, где показаны две системы течений в северной и южной частях, различия в составе диноцист значительно возросли, по сравнению с поздним сеноманом.

Диноцисты турона плохо изучены, поэтому эта часть схемы для разных регионов слабо разра-

ботана. Можно дополнить опубликованные материалы сравнительного анализа туронских комплексов диноцист (Микрофитофоссилии..., 1994; Zakharov et al., 2002; Лебедева, 2005б) еще рядом исследований. В Западной Гренландии выделена зона *Heterosphaeridium difficile* (турон—?часть нижнего коньяка), которая определяется по появлению вида-индекса и *Chatangiella* spp. (Nøhr-Hansen, 2012). Эта зона прослежена в скважинах Баренцева и Норвежского морей, где также отмечается первое появление *Heterosphaeridium difficile* и рода *Chatangiella*, установлено последнее появление *Dorocysta litotes*, а также постоянное присутствие *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Palaeohystrichophora infusorioides* (Radmacher et al., 2014, 2015). Это совпадает с характерными чертами комплекса из верхнетуронских слоев *Chatangiella spectabilis*—*Heterosphaeridium difficile* сибирской шкалы (Lebedeva, 2006). Вид *Heterosphaeridium difficile* в западносибирских комплексах появляется в верхнетуронских отложениях, и, поскольку зона, выделенная в Гренландии, имеет широкий стратиграфический объем, слои *Chatangiella spectabilis*—*Heterosphaeridium difficile* составляют только часть зоны *Heterosphaeridium difficile*.

В нижнем туроне Западной Гренландии (Nuussuaq Basin) отмечается первое появление *Heterosphaeridium difficile* (Nøhr-Hansen, Dam, 1997; Pedersen, Nøhr-Hansen, 2014). На северо-востоке Гренландии выделена зона *Heterosphaeridium difficile* (нижний турон—?средний коньяк), разделенная на четыре подзоны: (1) *Chatangiella granulifera*, (2) *Senoniasphaera rotundata*, (3) *Odontochitina rhakodes* и (4) *Xenascus gochtii* (Nøhr-Hansen et al., 2019). Нижняя граница первой подзоны проводится по первому появлению в нижнем туроне *Heterosphaeridium difficile* и *Chatangiella granulifera*. Это событие отмечается и другими исследователями (Costa, Davey, 1992; Dodsworth, 2000; Pearce et al., 2003; Williams et al., 2004). В западносибирских комплексах диноцист появление рода *Chatangiella* фиксируется только в среднем туроне. Поскольку для всех подзон указано только по два вида, определяющих нижнюю и верхнюю границы, а не характерный комплекс, провести сопоставление гренландских и западносибирских биостратонов невозможно. Пирс с соавторами (Pearce et al., 2020) детально проследили первое и последнее появление *Heterosphaeridium difficile* в различных местонахождениях и пришли к выводу, что этот вид распространен достаточно широко и самое раннее его появление отмечается в позднем сеномане Южного полушария, а самое позднее в сантоне Северо-Западной Европы. Тем не менее этот вид наиболее характерен для туронских комплексов диноцист.

Следует отметить, что отличительными особенностями северосибирских турон-коньякских комплексов диноцист являются значительное ко-

личество и исключительное разнообразие *Chatangiella*. При этом большинство видов (10 из 15) местные. Здесь также практически полностью отсутствуют широко распространенные виды хорватных диноцист. Это хорошо согласуется с эндемизмом иноцерамовой фауны и указывает на возможную изолированность борейского бассейна в это время, что затрудняет межрегиональную корреляцию выделенных подразделений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведена таксономическая типизация комплексов диноцист на основе качественной и количественной оценки их родового состава для Северного полушария в сеноман-туронское время в целях выявления корреляционных таксонов. Типизация осуществлялась методом кластерного анализа по расчетной модели Жаккарда (программа BioDiversity Professional, 1997). Для объединения кластеров в иерархическую структуру использовался метод связи группового среднего.

Анализ особенностей широтной дифференциации диноцист с привлечением имеющихся палеогеографических данных указывает на то, что преобладающими факторами, влиявшими на их распространение, являются: климатические особенности, поверхностная температура, течения, взаиморасположение акватории и суши, характер связей между бассейнами. В сеномане выделено три типа комплексов диноцист. Сеноманские комплексы диноцист слабо дифференцированы, установлено большое количество космополитных родов, что хорошо согласуется с палеоботаническими данными об очень теплом, гумидном климате. Позднесеноманские комплексы диноцист хорошо прослеживаются в Северном полушарии. Для них характерно совместное присутствие следующих видов: *Eurydinium saxoniense*, *Apteodinium granulatum*, *Kallosphaeridium ? ringnesiorum*, *Cauveridinium membraniphorum*, *Litosphaeridium siphoniphorum*, *Pterodinium cingulatum*, *Isabelidinium magnum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*, *Xenascus blastema*.

Для туронского века установлено три типа комплексов диноцист. По сравнению с сеноманом уменьшается число космополитных родов диноцист, возрастает видовой эндемизм в отдельных туронских бассейнах. Усиливается дифференциация комплексов и уменьшается их корреляционный потенциал. Туронские комплексы диноцист различных бассейнов Северного полушария слабо сопоставимы; и можно отметить только несколько событий, которые происходят в их составе: появление *Heterosphaeridium difficile* и рода *Chatangiella*, последнее появление *Dorocysta litotes*, а также постоянное присутствие *Surculosphaeridium longifurcatum*, *Palaeohystrichophora infusorioides*.

Исследования особенностей широтной дифференциации цист динофлагеллат в сеноман-туронское время позволили выявить не только существенные различия таксономического состава на удаленных территориях, но и имеющуюся общность, благодаря которой появляется возможность межрегиональной корреляции верхнемеловых отложений на уруском, подъяруском, а на некоторых срезах и на более детальном уровне по видам из космополитных родов диноцист.

Благодарности. Автор приносит благодарность О.В. Шурековой, Е.С. Разумковой, А.Г. Федяевскому, Г.Н. Александровой, М.А. Рогову за ценные замечания и правки, послужившие улучшению качества статьи.

Источники финансирования. Исследование поддержано Минобрнауки России в рамках государственного задания (проект № FWZZ-2022-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александрова Г.Н., Космынин В.А., Постников А.В.* Стратиграфия и условия седиментации меловых отложений южной части Варьеганского мегавала (Западная Сибирь) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 65–91.
- Алексеев А.С., Копяевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Беньямовский В.Н., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковичина Е.В.* Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Статья 2. Палеогеографическая обстановка // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 4. С. 30–44.
- Амон Э.О.* Палеобиогеография Приполярного Предуралья в позднемеловое время // Ежегодник-1995 Института геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 1996. С. 3–6.
- Амон Э.О.* Морские акватории Уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 471–483.
- Атлас литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины в масштабе 1 : 5000000 // Тр. ЗапСибНИГНИ (Тюмень). 1976. Вып. 93.
- Вахрамеев В.А.* Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтол. журн. 1978. № 2. С. 3–17.
- Волков Ю.В., Найдин Д.П.* Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 6. С. 103–123.
- Герман А.Б.* Позднемеловой климат Евразии и Аляски. М.: Наука, 2004. 156 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 559).
- Головнева Л.Б.* Фитостратиграфия и эволюция альб-кампанской флоры на территории Сибири // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. СПб.: СПбГУ, 2005. С. 177–197.
- Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенок Л.Л., Маркова Л.Г., Скуратенко А.В., Тесленко Ю.В.* Палеоклимат Сибири в меловом и палеогеновом периодах. М.: Недра, 1977. 107 с.
- Захаров В.А., Бейзель А.Л., Похиалайнен В.П.* Открытие морского сеномана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 10–13.
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Арктическая биогеографическая провинция в позднем мелу: морская биота, динамика разнообразия, биособытия и географическая дифференциация (хорология, историческая биогеография) // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тез. докл. Всероссийского симпозиума, посвященного 100-летию Р.Ф. Геккера. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 2000. С. 54–56.
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Хорология и пути миграции позднемеловой морской арктической биоты // Проблемы стратиграфии и палеогеографии бореального мезозоя. Материалы Научной сессии, посвященной 90-летию В.Н. Сакса. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. С. 53–55.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л.* Палеонтологические и палеоэкологические свидетельства присутствия арктического океана в мезозое // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 80–92.
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1093–1103.
- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогдин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н.* Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
- Красилов В.А.* Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. М.: Наука, 1985. 240 с.
- Кузьмина О.Б., Лебедева Н.К., Шулькина Н.Е.* Палиностратиграфия меловых и палеогеновых отложений Челябинской области, Южное Зауралье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 2. С. 100–126.
- Лебедева Н.К.* Географическая дифференциация цист динофлагеллат в сеноманском и туронском веках (поздний мел) в Северном полушарии // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. Труды Международной палеоботанической конференции. М.: ГЕОС, 2005а. Вып. 1. С. 188–197.
- Лебедева Н.К.* Биостратиграфия верхнемеловых отложений в бассейне на р. Уса (Полярное Предуралье) по диноцистам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005б. Т. 13. № 3. С. 114–131.
- Лебедева Н.К.* Особенности географического распределения цист динофлагеллат в кампанское время // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Материалы III сессии Палеонтологического общества при РАН. Санкт-Петербург, 2007. С. 77–78.
- Лебедева Н.К.* Диноцисты и биостратиграфия верхнемеловых отложений севера Сибири. Автореф. дисс. ... докт. биол. наук. Новосибирск, 2008. 32 с.
- Лебедева Н.К., Зверев К.В.* Седиментологический и палинологический анализ сеноман-туронского события на севере Сибири // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 8. С. 769–780.

- Лебедева Н.К., Кузьмина О.Б. Палиностратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений юга Западной Сибири на примере скважин Русско-Полянского района, Омский прогиб // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 1. С. 85–114.
- Лебедева Н.К., Агалаков С.Е., Бейзель А.Л. Палиностратиграфия и строение разреза верхнего мела по скв. 113 Южно-Русской площади (Пур-Тазовское междуречье, Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журн. "Геология и геофизика". 2004. Т. 45. Вып. 6–7. С. 191–207.
- Лебедева Н.К., Александрова Г.Н., Шурыгин Б.Н., Овечкина М.Н., Гнибиденко З.Н. Палеонтологическая и магнитостратиграфическая характеристика верхнемеловых отложений, вскрытых скважиной 8 Русско-Полянского района (юг Западной Сибири) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 1. С. 1–31.
- Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Ред. Волкова В.С., Хлонова А.Ф., Кулькова И.А. и др. Новосибирск: Наука, 1994. 216 с.
- Михайлова И.А., Найдин Д.П. Систематическое положение и распространение рода *Botriasiakoceras* Arkhangelsky, 1916 (Ammonoidea) // Палеонтол. журн. 2002. № 6. С. 46–56.
- Найдин Д.П. Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 49–55.
- Несов Л.А. Нелетающие птицы меридиональных проливов позднего мела Сев. Америки, Скандинавии, России и Казахстана как показатели особенностей океанической циркуляции // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 5. С. 78–83.
- Околдовск Ю.Б. Классификация и филогения динофлагеллат (Dinoflagellata) // Ботанич. журн. 2000. Т. 85. № 4. С. 1–14.
- Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М.: Наука, 1974. 202 с.
- Рогов М.А., Зверьков Н.Г., Захаров В.А., Архангельский М.С. Морские рептилии и климат юры и мела Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 4. С. 13–39.
- Умова Л.А., Цаур Г.И., Шатров В.П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: УФ АН СССР, 1968. 83 с.
- Хернгрин Г.Ф.В., Хлонова А.Ф. Меловые палинофлористические провинции мира. Новосибирск: Наука, 1983. 134 с.
- Хлонова А.Ф., Лебедева Н.К. Особенности циркумбореальной корреляции верхнемеловых отложений по палинологическим данным // Геология и геофизика. 1988. № 2. С. 13–20.
- Хоментовский О.В. Иноцерамиды (*Bivalvia*) и био-стратиграфия верхнего мела севера Сибири. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1998. 20 с.
- Шарафутдинова Н.Г. О находках микрофитопланктона в туронских отложениях юго-восточной части Тургайского прогиба // Палинология в стратиграфии. М.: Наука, 1994. С. 92–94.
- Aurisano R.W. Upper Cretaceous dinoflagellate biostratigraphy of the subsurface Atlantic coastal plain of New Jersey and Delaware, USA // Palynology. 1989. V. 13. P. 143–179.
- Aurisano R.W., Habib D. Upper Cretaceous dinoflagellate zonation of the subsurface Toms River section near Toms River, New Jersey // Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands. Amsterdam: Elsevier, 1977. P. 369–387.
- Barss M.S., Bujak J.P., Williams G.L. Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, Eastern Canada // Geol. Surv. Can. Pap. 1979. № 78-24. 118 p.
- Barroso-Barcenilla F., Pascual A., Peyrot D., Rodri'guez-La'zaro J. Integrated biostratigraphy and chemostratigraphy of the upper Cenomanian and lower Turonian succession in Puentevedey, Iberian Trough, Spain // Proc. Geol. Assoc. 2011. V. 122. Iss. 1. P. 67–81.
- Batten D.J., Marshall K.L. Palynology of Upper Cretaceous "Black Shales" from Helgoland, southern North Sea // Geol. Jb. Hannover. 1991. A. 120. P. 105–115.
- Below R. Aptian to Cenomanian dinoflagellate cysts from the Mazagan Plateau, Northwest Africa (sites 545 and 547, Deep Sea Drilling Project leg 79) // Init. Rep. Deep Sea Drilling Project. V. LXXIX. Washington, 1984. P. 621–649.
- Bloch J.D., Schrxder-Adams C.J., Leckie D.A., Craig J., McIntyre D.J. Sedimentology, micropaleontology, geochemistry, and hydrocarbon potential of shale from the Cretaceous Lower Colorado Group in Western Canada // Geol. Surv. Can. Bull. 1999. № 531. 185 p.
- Chlonova A.F. Upper Cretaceous dinoflagellates: zonation and provincialism // Abstracts of IX IPC. Houston, Texas, 1996. P. 23.
- Clarke R.F.A., Verdier J.-P. An investigation of microplankton assemblages from the Chalk of the Isle of Wight, England // Verhandlung der Koninklijke Nederlandsche Akademie van Wetenschappen, Afdeling Naturkunde, Eerste Reeks. 1967. V. 24. P. 1–96.
- Cookson I.C., Hughes N.F. Microplankton from the Cambridge Greensand (Mid-Cretaceous) // Palaeontology. 1964. V. 7. № 1. P. 37–59.
- Costa L.I., Davey R.J. Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System // A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. Ed. Powel A.J. London: Chapman & Hall, 1992. P. 99–131.
- Dale B. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications // Palynology: principles and applications. Eds. Jansonius J., McGregor D.C. Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Foundation. 1996. V. 3. P. 1249–1275.
- Davey R.J. Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America. Part I // Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.). 1969. V. 17. P. 103–108.
- Davey R.J. Non-calcareous microplankton from the Cenomanian of England, northern France and North America, Part II // Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.). 1970. V. 18. № 8. P. 337–397.
- Dodsworth P. Trans-Atlantic dinoflagellate cyst stratigraphy across the Cenomanian–Turonian (Cretaceous) stage boundary // J. Micropaleontol. 2000. V. 19. Pt. 1. P. 69–84.
- Dodsworth P. The palynology of the Cenomanian–Turonian (Cretaceous) boundary succession at Aksudere in Crimea, Ukraine // Palynology. 2004. V. 28. P. 129–141.

- Fauconnier D.* Marine Cretaceous palynology of holes 549 and 550, Deep Sea Drilling Project leg 80, Northern Bay of Biscay // *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*. Washington, 1984. V. LXXIX. P. 653–662.
- Foucher J.-C.* Dinoflagelles et acritarches des siles Cretaces du bassin de Paris // *Une synthese Stratigraphique*. Ann. Univ. A.R.E.R.S., Reims, 1975. P. 8–15.
- Foucher J.-C.* Les dinoflagelles des silex et la stratigraphie du Cretace superieur Francais // *Rev. Micropaleontol.* 1976. V. 18. № 4. P. 213–220.
- Foucher J.-C.* Distribution stratigraphique des kystes de dinoflagelles et des acritarches dans le Cretace Superieur du bassin de Paris et de L'Europe septentrionale // *Palaeontographica*. 1979. B. 169. Abt. B. P. 78–105.
- Foucher J.-C.* Kystes de dinoflagellés du Crétacé Moyen Européen: Proposition d'une Echelle biostratigraphique pour le Domaine Nord-occidental // *Cretaceous Res.* 1981. V. 2. P. 331–338.
- Foucher J.-C.* Les dinokystes Cenomano-Turonies du Saumurois et de Touraine (bassin de Paris, France) // *Joint Meet. of Commission Internat. De Microflore du Paleozoique and AASP*. Dublin, 1982. P. 1–19.
- Foucher J.-C., Taugordean Ph.* Microfossiles de A'lbo-Cenomanian de Wissant (Pas-de-Calais) // *Cah. Micropaleontol.* 1975. V. 1. P. 1–30.
- Helenes J., Guerra C.D., Vasquez J.* Palynology and chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas Area, Western Venezuela // *AAPG Bull.* 1998. V. 82. № 7. P. 1308–1328.
- Herngreen G.F.W.* A preliminary dinoflagellate zonation of Aptian-Cenomanian in the Netherlands // *Palinologia*. 1977. № 1. P. 273–281.
- Herngreen G.F.W.* Dinoflagellates of the Cenomanian Arenero de XIX section near Oviedo, Spain // *Rev. Esp. Micropaleont.* 1980. V. XII. № 1. P. 23–26.
- Jansa L.F., Gradstein F.M., Williams G.L., Jenkins W.A.W.* Geology of the Amoco IMP Skelly A-1 Osprey H-84 well, Grand Banks, Newfoundland // *Geol. Surv. Can. Pap.* 1977. № 77-21. P. 1–10.
- Jarvis I., Carson G.A., Cooper M.K.E., Hart M.B., Leary P.N., Tocher B.A., Horne D., Rosenfeld A.* Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event // *Cretaceous Res.* 1988. V. 9. P. 3–103.
- Kirsch K.-H.* Dinoflagellatenzysten aus der Obekreide des Helvetikums und Nordultrahelvetikums von Oberbayern // *Abh. Munchner Geowiss.* 1991. A. 22. P. 1–306.
- Kirsch K.-H.* Dinoflagellatenzysten aus der hoheren Obekreide des Rhenodanubischen Flysches. 1. Kalkgrabenschichten von Schliersee/Oberbayer // *Mitt. Bayer. Staattslg. Palaont. Hist. Geol.* 2000. V. 40. P. 3–79.
- Lebedeva N.K.* Dinocyst biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Northern Siberia // *Paleontol. J.* 2006. V. 40. Suppl. 5. P. S604–S621.
- Lentin J.K., Williams G.L.* Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian Peridiniaceans // *AASP Contr. Ser.* 1980. № 7. 41 p.
- Li H., Habib D.* Dinoflagellate stratigraphy and its response to sea level change in Cenomanian-Turonian sections of the Western Interior of the United States // *Palaios*. 1996. V. 11. P. 15–30.
- Mahmoud M.S.* Palynology of Middle Cretaceous-Tertiary sequence of Mersa Matruh-1 well, northern Western Desert, Egypt // *N. Jb. Geol. Palaont.* 1998. Abh. 209(1). P. 79–104.
- Mao Shaozhi, Norris G.* Late Cretaceous-Early Tertiary dinoflagellates and acritarchs from the Kashi Area, Tarim Basin, Xinjiang Province, China // *Life Sci. Contrib.* 1988. V. 150. P. 1–92.
- Marshall K.L., Batten D.J.* Dinoflagellate cyst association in Cenomanian-Turonian "Black shale" sequences of Northern Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 1988. V. 54. P. 85–103.
- Masure E., Rauscher R., Dejax J., Schuler M., Ferré B.* Cretaceous-Paleocene Palynology from the Cote D'ivoire-Ghana transform margin, sites 959, 960, 961, and 962 // *Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Eds. Mascle J., Lohmann G.P., Moullade M. 1998. V. 159. P. 253–276.
- May F.E.* Dinoflagellate cysts of the Gymnodiniaceae, Peridiniaceae and Gonyaulacaceae from the Upper Cretaceous Monmouth Group, Atlantic Highlands, New Jersey // *Palaeontographica*. 1980. Abt. B. V. 172. P. 10–116.
- Nøhr-Hansen H.* Palynostratigraphy of the Cretaceous-Lower Palaeogene sedimentary succession in the Kangerlussuaq Basin, southern East Greenland // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2012. V. 178. P. 59–90.
- Nøhr-Hansen H., Dam G.* Palynology and sedimentology across a new marine Cretaceous–Tertiary boundary section on Nuussuaq, West Greenland // *Geology*. 1997. V. 25. P. 851–854.
- Nøhr-Hansen H., Piasecki S., Alsen P.* Cretaceous dinoflagellate cyst zonation for NE Greenland // *Geol. Mag.* 2019. <https://doi.org/10.1017/S0016756819001043>
- Norris G.* Provincialism of Callovian-Neocomian dinoflagellate cysts in the Northern and Southern hemispheres // *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Contrib. Ser.* 1965. № 4. P. 29–35.
- Oboh-Ikuenobe F.E., Benson D.G., Scott R.W., Holbrook J.M., Everts M.J., Erbacher J.* Re-evaluation of the Albian-Cenomanian boundary in the U.S. Western Interior based on dinoflagellate cysts // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2007. V. 144. P. 77–97.
- Olde K., Jarvis I., Pearce M., Uličný D., Tocher B., Trabccho-Alexandre J., Gröcke D.* A revised northern European Turonian (Upper Cretaceous) dinoflagellate cyst biostratigraphy: integrating palynology and carbon isotope events // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. V. 213. P. 1–16.
- Pearce M.A., Jarvis I., Swan A.R.H., Murphy A.M., Tocher B.A., Edmunds W.M.* Integrating palynological and geochemical data in a new approach to palaeoecological studies: Upper Cretaceous of Banterwick Barn Chalk borehole, Berkshire, UK // *Marine Micropaleontol.* 2003. V. 47. P. 271–306.
- Pearce M.A., Jarvis I., Tocher B.A.* The Cenomanian–Turonian boundary event, OAE2 and palaeoenvironmental change in epicontinental seas: new insights from the dinocyst and geochemical records // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2009. V. 280. P. 207–234.
- Pearce M.A., Jarvis I., Ball P.J., Laurin J.* Palynology of the Cenomanian to lowermost Campanian (Upper Cretaceous) Chalk of the Trunch Borehole (Norfolk, UK) and a new dinoflagellate cyst bioevent stratigraphy for NW Europe // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2020. V. 278. 104188.

- Pedersen G.K., Nøhr-Hansen H.* Sedimentary successions and palynoevent stratigraphy from the non-marine Lower Cretaceous to the marine Upper Cretaceous of the Nuussuaq Basin, West Greenland // *Bull. Can. Petrol. Geol.* 2014. V. 62. № 4. P. 216–244.
- Peyrot P., Barroso-Barcenilla F., Barrón E., Comas-Rengifo M.J.* Palaeoenvironmental analysis of Cenomanian–Turonian dinocyst assemblages from the Castilian Platform (Northern–Central Spain) // *Cretaceous Res.* 2011. V. 32. P. 504–526.
- Prauss M.L.* The Cenomanian/Turonian Boundary Event (CTBE) at Wunstorf, north-west Germany, as reflected by marine palynology // *Cretaceous Res.* 2006. V. 27. P. 872–886.
- Prauss M.L.* The Cenomanian/Turonian Boundary event (CTBE) at Tarfaya, Morocco: palaeoecological aspects as reflected by marine palynology // *Cretaceous Res.* 2012. V. 34. P. 233–256.
- Prössl K.F.* Dinoflagellaten der Kreide-Unter-Hauterive bis Ober-Turon – im Niedersächsischen Becken. Stratigraphic und fazies in der Kernbohrung Konrad 101 Sowie! Einiger Anderer Bohrungen in Nordwestdeutschland // *Palaeontographica.* 1990. Abt. B. B. 218. Lfg. 4–6. P. 93–191.
- Radmacher W., Tyszka J., Mangerud G., Pearce M.A.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Upper Albian to Lower Maastrichtian in the southwestern Barents Sea // *Marine Petrol. Geol.* 2014. V. 57. P. 109–121.
- Radmacher W., Mangerud G., Tyszka J.* Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous strata from two wells in the Norwegian Sea // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2015. V. 216. P. 18–32.
- Riegel W.* New forms of organic-walled microplankton from Upper Cretaceous assemblage in southern Spain // *Revista Española de Micropaleontología.* 1973. V. VI. № 3. P. 347–366.
- Robaszynski F., Alcaydé G., Amédéo F., Badillet G., Damotte R., Foucher J., Jardiné S., Legoux O., Manivit H., Monciardini C., Sornay J.* Le Turonian de la région-type: Saumurois et Touraine stratigraphie, biozonations, sédimentologie // *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine.* 1982. V. 6. № 1. P. 119–225.
- Simons D.H., Keniga F., Schröder-Adams C.J.* An organic geochemical study of Cenomanian-Turonian sediments from the Western Interior Seaway, Canada // *Organic Geochemistry.* 2003. V. 34. P. 1177–1198.
- Singh C.* Cenomanian microfloras of the Peace River area northwestern Alberta // *Alb. Geol. Surv. Bull.* 1983. V. 44. 322 p.
- Soper N.J., Higgins A.C., Downie G., Matthews D.M., Brown C.* Late Cretaceous-Early Tertiary stratigraphy of the Kangerdlugssuaq area, east Greenland, and the age of opening of the north-east Atlantic // *J. Geol. Soc.* 1976. V. 132. P. 85–104.
- Spicer R.A., Herman A.B.* The late Cretaceous environment of the Arctic: a quantitative reassessment based on plant fossils // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2010. V. 295. P. 423–442.
- Srivastava S.K.* Dinocyst biostratigraphy of Cenomanian-Coniacian formations of the Western Gulf Coastal Plain, southern United States // *Palaeobotanist.* 1992. V. 39. № 2. P. 155–235.
- Svobodova M., Vavrdova M.* Some fossil microplankton from the Bohemian Cretaceous // *Vestn. Ustred. ustavu geol.* 1987. V. 2, 3. P. 165–178.
- Tocher B.A., Jarvis I.* Dinocyst distribution and stratigraphy of two Cenomanian–Turonian boundary (Upper Cretaceous) section from the western Anglo-Paris basin // *J. Micropalaeontol.* 1995. V. 14. P. 97–105.
- Uwins P.J.R., Batten D.J.* Early to Mid-Cretaceous palynology of northeast Libya // *Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya.* Eds. El-Arnauti et al., 1988. P. 215–257.
- Wall J.H., Singh C.* A Late Cretaceous microfossil assemblage from the Buffalo Head Hills, North-Central Alberta // *Can. J. Earth Sci.* 1975. V. 12. P. 1157–1174.
- Wall D., Dale B., Lohmann G., Smith W.K.* The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the north and south Atlantic oceans and adjacent seas // *Marine Micropalaeontol.* 1977. V. 2. P. 121–200.
- Wiese F., Voigt S.* Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes // *Geobios.* 2002. V. 35. P. 65–77.
- Williams G.L., Brideaux B.* Palynologic analyses of Upper Mesozoic and Cenozoic rocks of the Grand Banks, Atlantic Continental Margin // *Geol. Surv. Can. Bull.* 1975. V. 236. P. 1–162.
- Williams G.L., Brinkhuis H., Pearce M.A., Fensome R.A., Weegink J.W.* Southern Ocean and Global Dinoflagellate Cyst Events compared: index events for the Late Cretaceous–Neogene // *Proc. Ocean Drilling Program. Scientific Results.* Eds. Exon N.F., Kennett J.P., Malone M.J. 2004. V. 189. P. 1–98.
- Zakharov V.A., Lebedeva N.K., Khomentovsky O.V.* Upper Cretaceous Inoceramid and Dinoflagellate cysts biostratigraphy of the Northern Siberia // *Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous Paleobiogeographic Areas in Central and Eastern Europe.* Ed. Michalik J. Bratislava: VEDA, Publ. House Slovak Ac. Sci., 2002. P. 137–172.
- Ziegler P.A.* Evolution of the Arctic North-Atlantic and the Western Tethys // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 1988. № 43. 198 p.
- Ziegler A.M., Rowley D.B.* The vanishing record of epeiric seas, with emphasis on the late Cretaceous “Hudson Seaway” // *Tectonic boundary conditions for climate reconstruction.* Eds. Growley T.J., Burke K. Oxford: Oxford Univ. Press, 1997. P. 147–166.
- Zonneveld K.A.F., Marret F., Versteegh G.J.M., Bogus K., Bonnet S., Bouimetarhan I., Crouch E., Vernal A., Elshanawany R., Edwards L., Esper O., Forkea S., Großfeld K., Henry M., Holzwarth U., Kieft J., Kim S.-Y., Ladouceur S., Young M.* Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points // *Rev. Palaeobot. Palynol.* 2013. V. 191. P. 1–197.

Рецензенты О.В. Шурекова, Е.С. Разумкова,
А.Г. Федяевский, М.А. Рогов

Taxonomical Diversity of Cenomanian-Turonian Dinocyst in the Northern Hemisphere: Some Aspects of Paleobiogeography and Paleoclimatology

N. K. Lebedeva[#]

Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS (IPGG SB RAS), Novosibirsk, Russia

[#]e-mail: LebedevaNK@ipgg.sbras.ru

Taxonomic typification of dinocyst assemblages was carried out on the basis of a qualitative and quantitative assessment of their generic composition for the Northern Hemisphere in the Cenomanian-Turonian time in order to identify correlation taxa. Three types of dinocyst assemblages were identified in the Cenomanian. Cenomanian dinocyst assemblages are poorly differentiated; a large number of cosmopolitan genera was identified, which is in good agreement with paleobotanical data on a very warm, humid climate. Three types of dinocyst assemblages were established for the Turonian age. The number of cosmopolitan genera of dinocysts decreases, and species endemism sharply increases in individual Turonian basins. The differentiation of assemblages increases and their correlation potential decreases. However, the identified common genera and species of dinocysts in different types of assemblages provide the possibility of interregional correlation of Upper Cretaceous deposits at the stage, substage, and, at some sections, even more detailed levels in different climatic zones.

Keywords: Upper Cretaceous, paleoalgology, biostratigraphy, correlation, paleobiogeography, paleogeography

УДК 551.77(571.1)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ВЕРХНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА, КАЛИНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ

© 2023 г. О. Б. Кузьмина¹, *, А. И. Яковлева²

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

²Геологический институт РАН, Москва, Россия

*e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 14.07.2022 г.

После доработки 06.10.2022 г.

Принята к публикации 20.10.2022 г.

Представлены результаты изучения континентальных палиноморф из янтареносных верхнеэоценовых отложений разреза в карьере Приморский (Калининградская область, юго-восточное побережье Балтийского моря). Выявлено три спорово-пыльцевых комплекса, возраст которых подтвержден данными изучения цист динофлагеллат (интервал приабонских зон *Rhombodinium perforatum* и *Thalassiphora reticulata*). Пачку “голубая земля” прусской свиты раннеприабонского возраста характеризует комплекс *Tricolporopollenites exactus*–*T. retiformis*–*Quercoidites microhenrici*, пачки “пльвун” и “белая стена” прусской свиты и пальвескую свиту позднеприабонского возраста – комплекс *Platanipollis ipelensis*–*Castaneoideapollis oviformis*–*Tricolporopollenites foraminatus*. Из кровли пальвеской свиты и низов куршской свиты, относящихся к самым верхам приабона, выявлен комплекс *Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites*–*Sequoiapollenites*. Климатические условия позднего эоцена на территории современной Южной Балтики были достаточно теплые и влажные, близкие к субтропическим. В начале прусского времени по берегам морского пролива произрастали смешанные хвойно-широколиственные леса с пальмами и тропическими папоротниками. Открытые пространства были заняты теплолюбивой вечнозеленой и умеренно-теплолюбивой листопадной кустарничковой растительностью, низинные участки были заболочены. Постепенное едва заметное похолодание климата, выразившееся в появлении в составе растительности представителей теплоумеренной флоры, наблюдалось со второй половины приабона – в позднепрусское и пальвеское время. В конце приабона началась постепенная регрессия морского бассейна, что привело к увеличению площади заболоченных участков на суше, климат же оставался все еще достаточно теплым и влажным; первые заметные признаки похолодания проявились в куршское время вблизи границы эоцена/олигоцена.

Ключевые слова: спорово-пыльцевые комплексы, диноцистовые зоны, эоцен, приабон, Калининградская область

DOI: 10.31857/S0869592X23030055, **EDN:** KFOQUH

ВВЕДЕНИЕ

Современная Калининградская область представляет собой часть палеогенового Литовско-Белорусского морского палеопротолива, который, в свою очередь, являлся северо-восточной окраиной Датско-Польского эпиконтинентального моря. По составу пород и особенностям органических остатков в Литовско-Белорусском бассейне выделяются две фациальные области: Самбийско-Южно-Литовская и Западно-Белорусская. В течение палеогена неоднократно происходили трансгрессии и регрессии платформенных морей Северо-Западной Европы, что отразилось в частой смене фациальных обстановок на территории современной Южной Прибалтики. Считается, что распро-

странение трансгрессий в рассматриваемом районе происходило в условиях замедленных эпейрогенетических движений земной коры; превышение областей сноса над погруженными участками было небольшим; максимальная глубина палеобассейна не превышала 200–300 м; во время трансгрессий основная масса осадочного материала поступала в результате абразии морских берегов, а во время регрессий – приносилась реками (Геологические..., 1996).

Палеогеновая последовательность в Южной Прибалтике неполная и отличается перерывами в осадконакоплении. Наиболее полные разрезы палеогена известны в западной части Калининградской области – на Самбийском полуострове.

Палеогеновые отложения выходят на поверхность в Прибалтике только на балтийском побережье Самбийского полуострова и вскрыты в промышленном карьере Приморский вблизи поселка Янтарный. На остальной территории региона палеогеновые отложения перекрываются неогеновыми и четвертичными толщами.

Изучение палеогена Южной Прибалтики началось еще в XIX веке (см. обзор в Paškevičius, 1997) и было связано с уникальной янтареносностью этих отложений – на территории современной Калининградской области содержится порядка 90% мировых запасов янтаря. Тем не менее, поскольку палеоген в данном регионе имеет сложное фациальное строение и представлен терригенными, известковыми и кремненными толщами, крайне слабо охарактеризованными палеонтологически (Григялис и др., 1971; Каплан и др., 1977; Загородных и др., 2001), по-прежнему остаются актуальными вопросы точного стратиграфического возраста и соотношений региональных литостратиграфических подразделений.

Несмотря на достаточно широкое распространение палеогеновых отложений в Калининградской области, исследования как морских, так и континентальных палиноморф остаются здесь достаточно фрагментарными (Eisenack, 1938, 1954; Атлас..., 1960; Веножинскене, 1960; Григялис и др., 1988; Геологические..., 1996; Kosmowska-Ceranowicz et al., 1997; Александрова, Запорожец, 2008a, 2008b; Kasiński et al., 2020; Iakovleva et al., 2021). Недавнее детальное исследование комплексов цист динофлагеллат из стратотипов трех верхнепалеогеновых свит в карьере Приморский (АО “Калининградский янтарный комбинат”) позволило уточнить возраст вмещающих отложений, более точно датировать переход от морского к континентальному осадконакоплению и реконструировать условия осадконакопления на территории этой части Литовско-Белорусского морского палеопролива (Iakovleva et al., 2021). Однако до сих пор остается актуальным вопрос реконструкции растительности (так называемого “янтарного” леса), произраставшей на берегах морского палеопролива. Более того, для палеоботаников и палинологов остается весьма дискуссионным вопрос выявления возможных продуцентов сукцинита. На настоящий момент времени опубликовано несколько работ, посвященных изучению спор и пыльцы наземных растений из балтийского янтаря (Wolfe et al., 2009; Sadowski et al., 2017, 2019; Алексеев, 2018; Halbwachs et al., 2021). Тем не менее по-прежнему требуется детальный таксономический и, что крайне важно, количественный анализ спорово-пыльцевых комплексов палеогена, который является ключевым в решении вопроса восстановления облика “янтарных” лесов позднего эоцена.

Задачами настоящей статьи явились детальный анализ спорово-пыльцевых комплексов из верхнеэоценовых янтареносных отложений Самбийского полуострова и их сопоставление с выявленными ранее зонами по диноцистам, фотоиллюстрация наиболее характерных таксонов спор и пыльцы наземных растений, а также реконструкция растительности на суше, окружавшей в позднем эоцене морской пролив.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Калининградский янтарный комбинат – крупнейшее в мире предприятие, где ведется промышленная добыча янтаря. В настоящее время основным промышленным полигоном является карьер Приморский, расположенный на западе Самбийского полуострова, в 40 км к северо-западу от Калининграда и в 1 км восточнее поселка городского типа Янтарный (рис. 1). Приморский карьер простирается на ~1.4 км с юга на север и на ~1.48 км с запада на восток. В основании карьера залегает алтская свита предположительно терминально-людетского–бартонского возраста, которая последовательно перекрывается прусской, пальвеской и куршской свитами, чьи стратотипы установлены в карьере Приморский (Балтакис, 1970; Каплан и др., 1977; Зосимович, 1992). Прусская свита представлена пачками “дикая земля” (зеленовато-серые и голубовато-серые глауконитовые пески и песчаные глины; 0.5–15.1 м), “голубая земля” (зеленовато-буровато-серые и серовато-зеленоватые с голубым оттенком янтареносные алевритовые пески и песчаные алевриты с мелкими конкрециями фосфорита, сидерита, пирита; 0.5–13 м), “пльвун” (зеленовато-серые глауконит-кварцевые пески; 0.6–34.5 м) и “белая стена” (зеленовато-буровато-серый слюдистый алеврит; 0–12 м). Перекрывающая ее пальвеская свита (“зеленая стена”; 0.1–3.6 м) представлена буровато-зелеными и ярко-зелеными глинистыми, слюдистыми глауконит-кварцевыми песками с базальным горизонтом в виде конкреций фосфоритов, кусков древесины и желваков янтаря. По данным изучения цист динофлагеллат возраст прусской и пальвеской свит – приабон, поздний эоцен (Александрова, Запорожец, 2008a; Iakovleva et al., 2021). В свою очередь, пальвеская свита перекрывается отложениями куршской свиты, сложенной пачкой “шоколадных” глин (0.5–7 м) и коричневыми песками (10–12 м). Наконец, выше куршской свиты залегают отложения замландской свиты, предположительно, неогенового возраста (Grigelis, 1996).

В рамках настоящего исследования было изучено 29 палинологических образцов из верхнеэоценовых отложений разреза карьера Приморский, собранных в 2019 г. Э.В. Мычко, сотрудником Атлантического отделения Института океанологии



Рис. 1. Географическое расположение карьера Приморский.

им. П.П. Ширшова. Спорово-пыльцевые исследования проводились из части образцов, которые ранее использовались одним из авторов настоящей работы для изучения цист динофлагеллат и других групп органикостенного фитопланктона (Iakovleva et al., 2021), что позволило провести прямое сопоставление отложений со спорово-пыльцевыми комплексами с диноцистовыми зонами. Спорово-пыльцевые комплексы (СПК) в разрезе карьера Приморский выделены с учетом наиболее характерных для каждого интервала таксонов.

Подробное описание методики химической обработки палинологических образцов из карьера Приморский дано в работе (Iakovleva et al., 2021).

Палиноморфы изучались в постоянных и временных препаратах с помощью биологического светового микроскопа Zeiss Primo Star при увеличении $\times 400$. Количественная оценка спорово-пыльцевых ассоциаций основана на подсчете не менее 250 пыльцевых зерен для каждого образца. При этом для расчета долевого участия таксонов за 100% принимается сумма пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений и спор мхов и папоротников. Фотографии палиноморф выполнены с помощью микроскопа ZEISS Axioskop 40 с фотокамерой Canon PowerShot G10. Коллекция препаратов хранится в Геологическом институте РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Все изученные образцы выявили количественно представительные спорово-пыльцевые ассоциации (рис. 2). Следует отметить, что прусская свита с пачками “голубая земля”, “пльвун” и “белая стена” характеризуется доминированием диноцист (рис. 2), тогда как комплекс палиноморф пальвеской свиты отличается чередованием доминирования диноцист, двухмешковой пыльцы хвойных и пыльцы покрытосеменных. Самая верхняя часть изученного разреза (низы куршской свиты) отличается малым содержанием диноцист, доминированием двухмешковой пыльцы голосеменных, увеличением количества пыльцы кипарисовых (Cupressaceae).

Внутри изученного нами интервала разреза выделены 3 спорово-пыльцевых комплекса, чьи названия соответствуют наиболее характерным для каждого интервала таксонам.

Пачку “голубая земля” прусской свиты, ранее отнесенную к диноцистовой зоне *Rhombodinium perforatum* приабонского возраста (Iakovleva et al., 2021), характеризует комплекс *Tricolporopollenites exactus*–*T. retiformis*–*Quercoidites microhenrici* (СПК 1). Он содержит примерно равное количество пыльцы голосеменных (52.4–62.7%) и покрытосеменных (32.8–47%) растений. Среди голосеменных преобладает пыльца *Pinuspollenites* s/g *Diploxylon* (24–25%), меньше пыльцы *Pinuspollenites* s/g *Нар-*

loxydon (8–13%), в количестве 1.5–3% в СПК 1 присутствует пыльца *Cathayapollis* sp., *Piceapollenites* sp., *Podocarpidites libellus*, *Podocarpidites* sp., единично – пыльца родов *Pityosporites*, *Abiespollenites*, *Inaperturopollenites*, *Cupressacites*, *Sciadopityspollenites*, *Glyptostrobus*.

В группе пыльцы покрытосеменных в СПК 1 преобладает (суммарно 20.5–33.3%) мелкая пыльца трехбороздно-порового строения (табл. I, фиг. 34–36, 41–43, 45) формального рода *Tricolporopollenites*: *T. exactus*, *T. cingulum*, *T. retiformis*, *Tricolporopollenites* aff. *microreticulatus*, *T. pusillus*, *T. pseudocingulum*, *T. fallax*, *T. pusillus*, *T. liblarensis*. Довольно часто встречается пыльца *Quercoidites microhenrici* (3.9%) и *Tripoporopollenites robustus* (6.4%). В незначительных количествах (0.8–2.5%) отмечена пыльца *Fususpollenites fusus*, *Quercoidites henrici*, *Platanipollis ipelensis*, *Platycaryapollenites* sp., *Myricipites bituites*, *Nyssapollenites* sp., *Malvacipollis diversus*, *Tripoporopollenites* sp., *Hamamelidaceae*, *Ericipites* sp. Единично присутствуют *Tricolporopollenites megaexactus*, *Triatriopollenites roboratus*, *Castaneoideaepollis oviformis*, *Hexpollenites* sp., *Comptoniapollenites* sp., *Quercoidites* sp., *Caryapollenites simplex*, *Engelhardtioipollenites quetus*, *E. punctatus*. Также единично отмечена характерная только для пачки “голубая земля” прусской свиты и не встречающаяся выше по разрезу пыльца *Spinizonocolpites* sp., *Gothanipollis* sp., *Proteacidites* sp., *Sapotaceodaepollenites* sp.

Споры папоротников составляют лишь малую часть СПК 1 (0.5–4.5%), наиболее разнообразно они представлены в самых низах пачки “голубая земля” и принадлежат родам *Syathidites*, *Cicatricosporites*, *Gleicheniidites*, *Laevigatosporites*, *Stereisporites*, *Triletes*, *Polypodiisporites*.

Из пачек “пльвун” и “белая стена” прусской свиты, отнесенных к нижней части диноцистовой зоны *Thalassiphora reticulata* позднего приабона (Iakovleva et al., 2021), и из пальвеской свиты (пачка “зеленая стена”, обр. 22–37), отвечающей позднеприабонской части зоны *Th. reticulata* по диноцистам (Iakovleva et al., 2021), выявлены разнообразные ассоциации, которые по присутствию в них характерных видов мы объединили в один комплекс *Platanipollis ipelensis*–*Castaneoideaepollis oviformis*–*Tricolporopollenites foraminatus* (СПК 2). Отметим, что данный интервал разреза характеризуется весьма непостоянным соотношением пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений в ассоциациях. Так, доля пыльцы голосеменных варьирует от 24.2 до 85.5%. Вероятно, это связано с тем, что накопление отложений происходило в мелководных прибрежных условиях с частой сменой береговой линии (Iakovleva et al., 2021).

Среди голосеменных в СПК 2 доминирует пыльца *Pinuspollenites* s/g *Diploxydon* (10–35%), суб-

доминант – *Pinuspollenites* s/g *Harpoxylon* (3–17%). По сравнению с пачкой “голубая земля” прусской свиты, здесь увеличивается доля пыльцы сем. *Cupressaceae* (*Inaperturopollenites*, *Cupressacites*, *Sequoiapollenites*). Особенно это характерно для нижней части пальвеской свиты, где суммарная доля такой пыльцы достигает ~19%. В незначительных количествах (менее 5%) в СПК 2 обнаружена пыльца родов *Cathayapollis*, *Podocarpidites*, *Piceapollenites*, единично – *Pityosporites*, *Abiespollenites*. Отметим, что в пальвеской свите также обнаружены единичные устьица хвойных, предположительно, *Pinus*-type (табл. II, фиг. 20, 21), что говорит о произрастании этих древесных в непосредственной близости от палеопротолива. Такой факт может свидетельствовать о сужении площади морского пролива и существовании более прибрежных и мелководных обстановок, на которые указывают и особенности комплекса органического фитопланктона (Iakovleva et al., 2021).

Доля покрытосеменных в СПК 2 варьирует от 16 до 73.5%; в их составе, как и в СПК 1 прусской свиты, доминирует пыльца формального рода *Tricolporopollenites* (до 46%) с характерными таксонами *Tricolporopollenites exactus*, *T. megaexactus*, *T. cingulum*, *T. retiformis*, *T. liblarensis*, *Quercoidites microhenrici*, *Fususpollenites fusus* и др. По сравнению с СПК 1 прусской свиты, несколько увеличивается доля пыльцы *Castaneoideaepollis oviformis* (до 5.3%), *Platanipollis ipelensis* (до 2.6%). Кроме того, в этом интервале разреза довольно часто встречается пыльца *Tricolporopollenites foraminatus* (до 4.8%), в то время как в спектрах нижележащих отложений она единична. Следует отметить, что пыльца *Tricolporopollenites foraminatus* хорошо узнаваема благодаря своим морфологическим особенностям – довольно крупным размерам, трехбороздному строению и характерной сетчатой скульптуре (табл. II, фиг. 24–26). Вид *Tricolporopollenites foraminatus* был описан С.С. Маныкиным (1973) из верхнеэоценовых и нижнеолигоценых отложений Белоруссии. Следует, однако, указать, что пыльца *Tricolporopollenites foraminatus* морфологически близка пыльце *Tricolporopollenites staresedloensis*, характерной для верхнего эоцена (Wogobiec, Gedl, 2018), олигоцена и миоцена Польши (Ziemińska-Tworzydło et al., 1994), но отличается от *T. foraminatus* более мелкими размерами ячеек сетчатой скульптуры.

Постоянно в небольших количествах (0.5–2%) в СПК 2 встречается пыльца *Tricolporopollenites liblarensis*, *Quercoidites henrici*, *Engelhardtioipollenites quetus*, *E. punctatus*, *Hexpollenites* sp., *Ericipites* sp., *Nyssapollenites* sp., *Platycaryapollenites* sp., *Caryapollenites simplex*, *Myricipites bituites* и др. Отличительной особенностью СПК 2 также является присутствие в небольших количествах (1–3%) пыльцы представителей умеренной флоры, таких как *Alnipollenites*, *Betulaepollenites betuloides*, *Salixpollenites*, *Aceripol-*

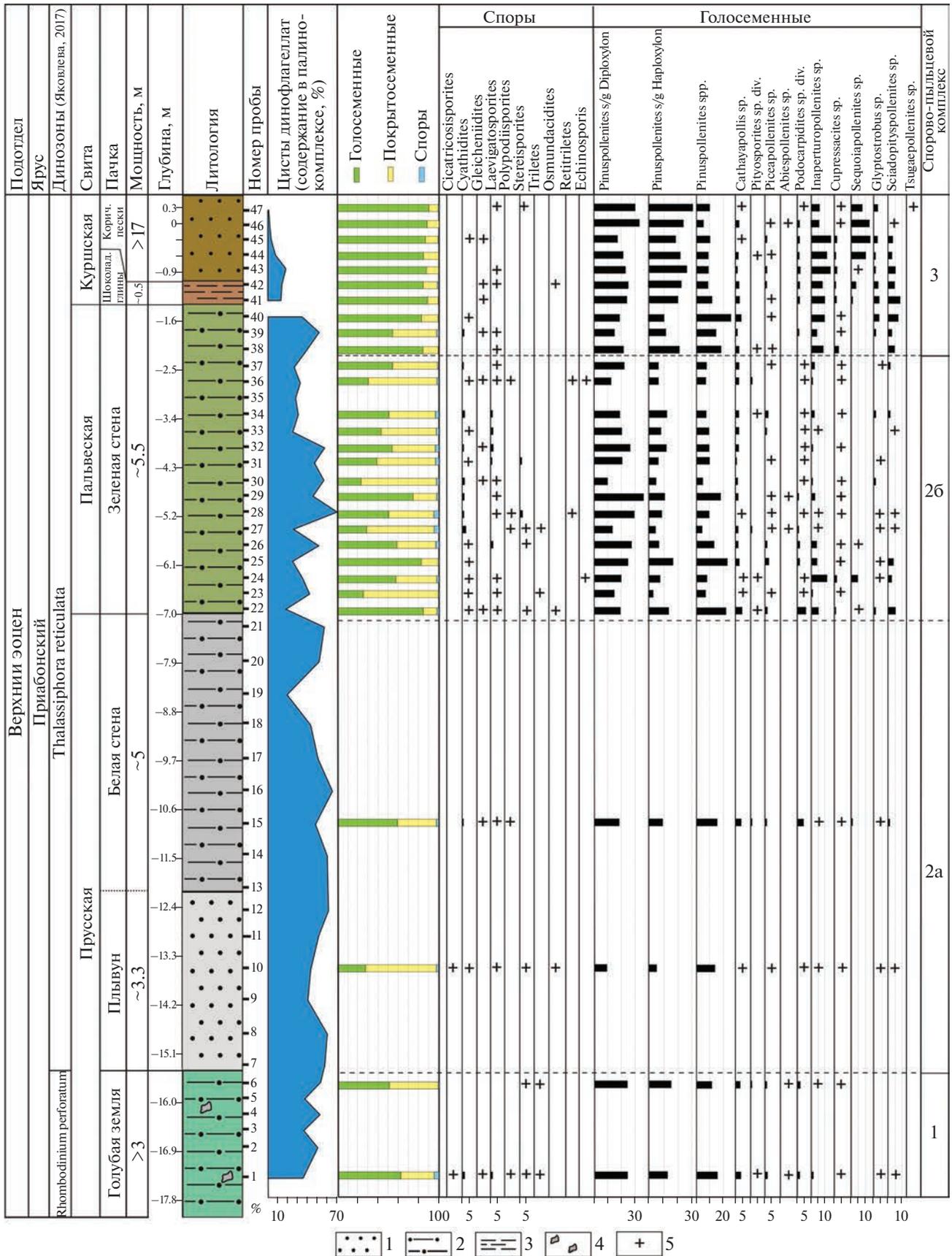


Рис. 2. Распределение спор и пыльцы наземных растений в разрезе карьера Приморский. Условные обозначения: 1 – пески, 2 – алевриты, 3 – глины, 4 – янтарь, 5 – содержание компонента менее 1%.

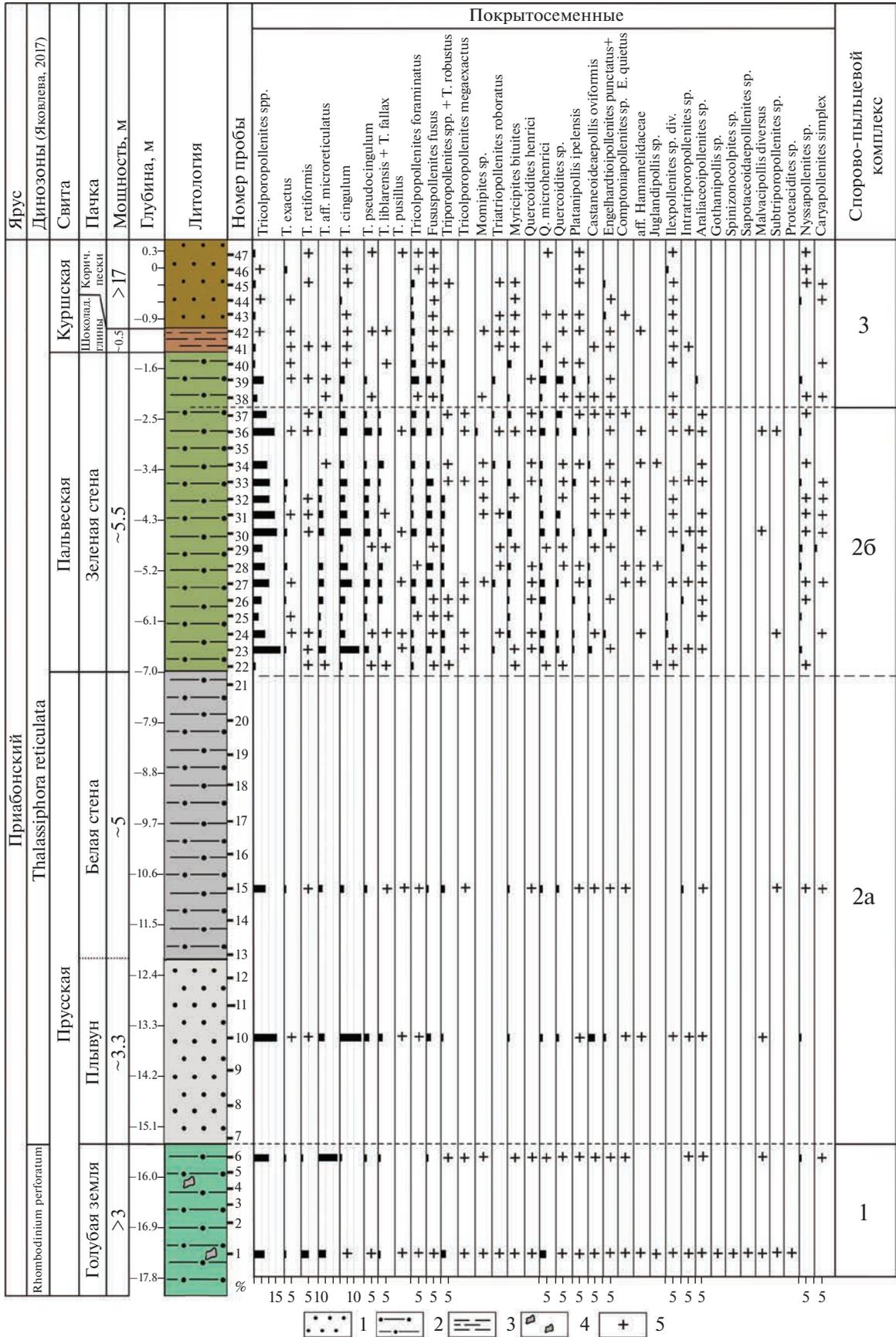


Рис. 2. Продолжение

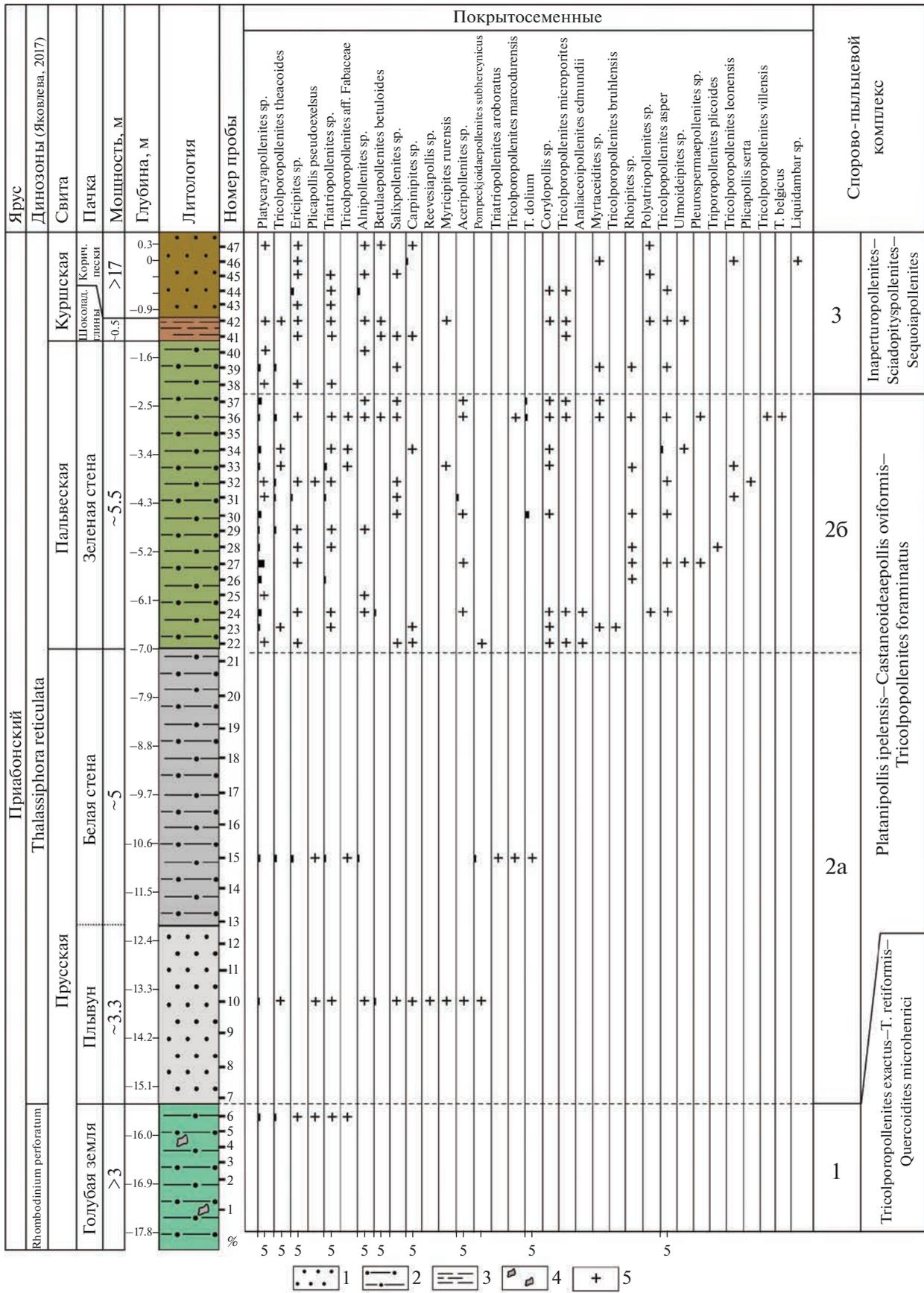


Рис. 2. Окончание

lenites, Carpinipites, Corylopollis; эта пыльца не встречается в СПК 1 пачки “голубая земля”.

Отметим, что видовое разнообразие пыльцы покрытосеменных в пальвесской свите несколько выше, чем в пачках “пльвун” и “белая стена” прусской свиты. Поэтому мы склонны обособить два подкомплекса: СПК 2а для пачек “пльвун” и “белая стена” прусской свиты и СПК 2б для пальвесской свиты. В СПК 2б, например, дополнительно обнаружены такие виды, как *T. marcodurensis*, *T. microporites*, *T. belgicus*, *T. brühlensis*, *T. theacoides*, *T. villensis*, *T. leonensis*. Кроме того, в пальвесской свите появляются таксоны *Araliaceopollenites edmundii*, *Polyatriopollenites* sp., *Rhoipites* sp., *Myrtacidites* sp., *Pleurospermaepollenites* sp. и др.

Доля спор в СПК 2 не превышает 5%, чаще всего встречаются споры, принадлежащие родам *Syathidites*, *Laevigatosporites*, *Gleicheniidites*, *Osmundacidites*, *Stereisporites*.

Из кровли **пальвесской свиты** и из **куршской свиты** (обр. 38–47), датированных ранее концом приабона (верхи зоны *Th. reticulata*, конец приабона; Iakovleva et al., 2021), выявлен спорово-пыльцевой комплекс *Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites*–*Sequoiapollenites* (СПК 3), в котором пыльца голосеменных стабильно доминирует (более 80%) над пыльцой покрытосеменных. При этом в комплексе меняется не только общее количество, но и соотношение семейств голосеменных: заметно увеличивается (до 32.6%) доля пыльцы сем. *Cupressaceae* (*Inaperturopollenites*, *Cupressacites*, *Sequoiapollenites*, *Glyptostrobus*) и пыльцы *Scyadopityspollenites* (до 9.6%). Последняя особенно обильна (5.2–9.6%) в верхней части пальвесской свиты (обр. 38–40), в “шоколадных” глинах (обр. 41, 42) и в подошве коричневых песков куршской свиты (обр. 43). Выше по разрезу (обр. 44–47) доля такой пыльцы снижается до 0.4–4.3%, но резко увеличивается (до 13.7%) количество пыльцы *Sequoiapollenites*. Отметим также появление пыльцы *Tsugaepollenites* sp. в самой верхней части изученного разреза (коричневые пески куршской свиты, обр. 47).

Количество и таксономическое разнообразие пыльцы покрытосеменных в СПК 3 значительно снижается по сравнению с СПК 1 и СПК 2а прусской свиты и СПК 2б, характеризующего большую часть пальвесской свиты. Наиболее разнообразно такая пыльца представлена только в кровле пальвесской свиты (обр. 38, 39). В куршской свите пыльцы покрытосеменных немного (8–14%), в незначительных количествах (0.5–3.5%) встречаются *Tricolporopollenites exactus*, *T. cingulum*, *Tricolporopollenites foraminatus*, *Fususpollenites fusus*, *Myricipites bituites*, *Polyatriopollenites* sp., *Engelhardioidipollenites punctatus*, *E. quetus*, *Carpinipites* sp., *Alnipollenites* sp., *Nyssapollenites* sp., *Ilexpollenites* sp.

Споры в СПК 3 встречаются редко, они принадлежат родам *Syathidites*, *Gleicheniidites*, *Osmundacidites* и *Laevigatosporites*.

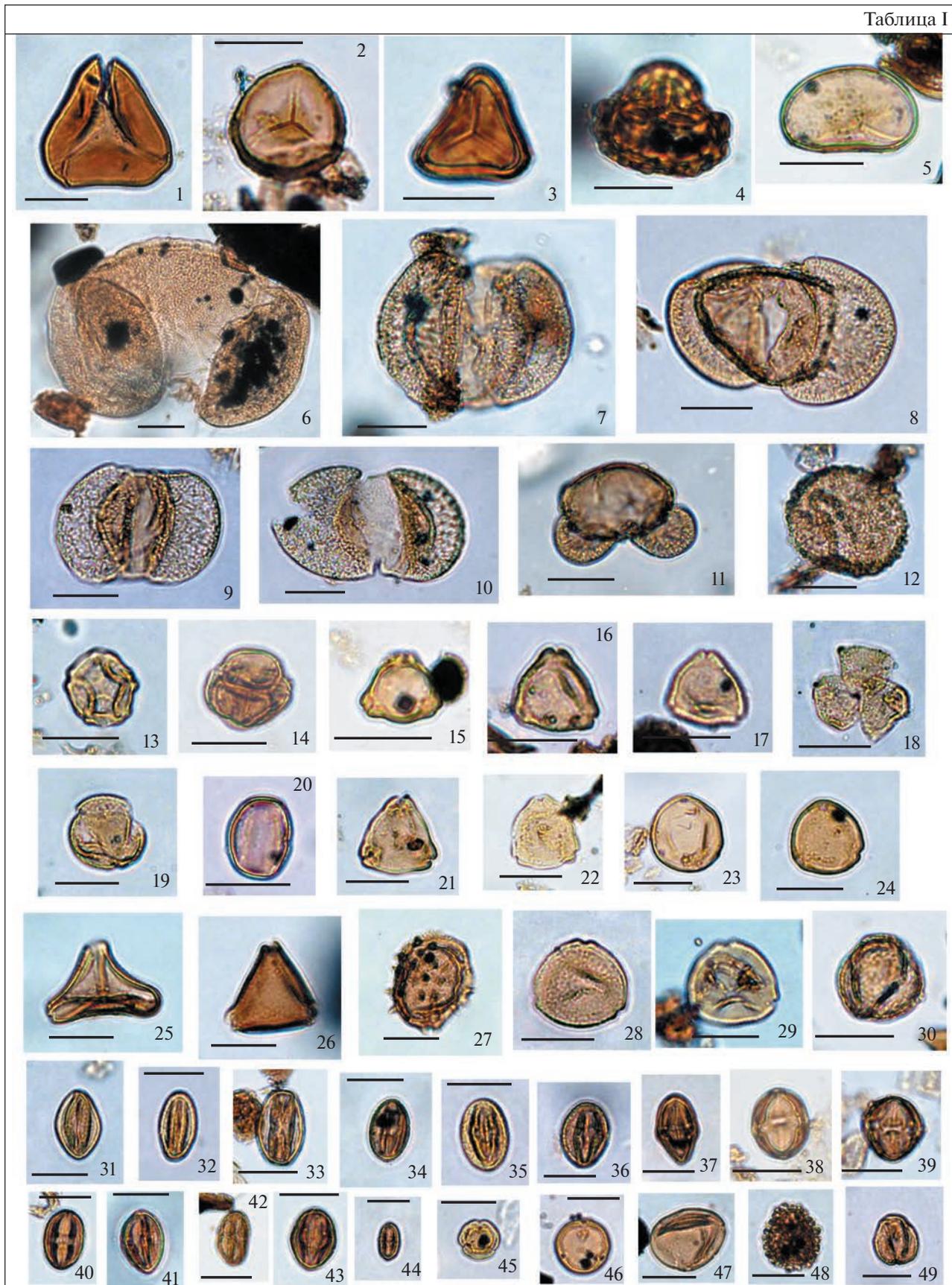
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами новые данные изучения континентальных палиноморф из отложений прусской, пальвесской свит и низов куршской свиты в карьере Приморский, соответствующий стратиграфическому интервалу двух диноцистовых зон — *Rhombodinium perforatum* и *Thalassiphota reticulata* раннего–позднего приабона (Iakovleva et al., 2021), позволили выявить три спорово-пыльцевых комплекса. Так, в пачке “голубая земля” прусской свиты выделен комплекс *Tricolporopollenites exactus*–*T. reticulatus*–*Quercoidites microhenrici*. В свою очередь, пачки “пльвун” и “белая стена” прусской свиты, а также пальвесская свита характеризуются комплексом *Platanipollis ipelensis*–*Castaneoideaepollis oviformis*–*Tricolporopollenites foraminatus*. Эти комплексы близки по содержанию большого количества мелкой пыльцы трехбороздно-порового строения, но отличаются друг от друга тем, что в первом единично присутствует пыльца и споры тропических растений, а во втором появляется пыльца растений теплоумеренной флоры (сережкоцветных). Таксономический состав и структура обоих комплексов позволяют сопоставлять их со спорово-пыльцевыми комплексами из верхнеэоценовых отложений сопредельных территорий.

Таблица 1. Пыльца и споры наземных растений из прусской свиты карьера Приморский (Калининградская обл.). Длина масштабной линейки 20 мкм.

1 – *Syathidites* sp.; 2 – *Stereisporites* sp.; 3 – *Gleicheniidites* sp.; 4 – *Triletes* sp.; 5 – *Laevigatosporites* sp.; 6 – *Abiespollenites* sp.; 7, 9 – *Pinuspollenites* s/g *Haplophylon*; 8 – *Pinuspollenites labdacus* (Potonié) Raatz; 10 – *Cathayapollis* sp.; 11 – *Pityosporites* sp.; 12 – *Sciadopityspollenites* sp.; 13 – *Alnipollenites* sp.; 14 – *Ericipites* sp.; 15 – *Plicapollis pseudoexelus* (Pflug) Krutzsch; 16 – *Triatriopollenites* sp.; 17 – *Myricipites bituites* (Potonié) Nagy; 18 – *Hamamelidaceae*; 19 – *Platanipollis* sp.; 20 – *Platanipollis ipelensis* (Pacltová) Grabovska; 21 – *Triatriopollenites roboratus* Pflug; 22 – *Myricipites rurensis* (Pflug et Thomson) Nagy; 23 – *Caryapollenites simplex* (Potonié) Potonié; 24 – *Tripoporopollenites robustus* Pflug; 25 – *Gothanipollis* sp.; 26 – *Proteacidites* sp.; 27 – *Spinizonocolpites* sp.; 28 – *Comptoniapollenites* sp.; 29 – *Platycaryapollenites* sp.; 30 – *Tricolporopollenites theacoides* (Roche et Schuler) Kohlman-Adamska et Ziemińska-Tworzydło; 31 – *Quercoidites microhenrici* (Potonié) Potonié, Thomson et Thiergart; 32 – *Tricolporopollenites liblarensis* (Thomson) Grabovska; 33 – *Quercoidites* sp.; 34 – *Tricolporopollenites cingulum* (Potonié) Thomson et Pflug; 35, 36 – *Tricolporopollenites aff. microreticulatus* Pflug et Thomson; 37, 38 – *Araliaceopollenites* spp.; 39 – *Sapotaceoideaepollenites* sp.; 40 – *Fususpollenites fusus* (Potonié) Kedves; 41–43 – *Tricolporopollenites* spp.; 44 – *Castaneoideaepollis oviformis* (Potonié) Grabovska; 45 – *Tricolporopollenites exactus* (Potonié) Grabovska; 46 – *Subtripoporopollenites* sp.; 47 – *Juglandipollis* sp.; 48 – *Ilexpollenites* sp.; 49 – *Quercoidites* sp.

Таблица I



дельных территорий. Так, близкий по составу спорово-пыльцевой комплекс выделен из морских песков приабонского возраста местонахождения Лукова (Lukowa) на юго-востоке Польши (Worobiec, Gedl, 2018). Комплекс с видами *Platanipollis ipelensis*, *Engelhardtioipollenites quietus*, *Platycaryapollenites*, *Castaneoideapollis oviformis*, *Fususpollenites fusus* и *Tricolporopollenites liblarenis* известен из поморской свиты на северо-востоке Польши (Słodkowska, 2009), датированной по данным изучения диноцист поздним приабонем. На юге России позднеэоценовый комплекс с высоким содержанием мелкой трехборозно-поровой пыльцы характерен для отложений обуховского горизонта Воронежской антеклизы (Шпуль, 2005, 2010). Близкий по составу пыльцевой комплекс прослежен и в приабоне Белоруссии и Украины (обуховская свита) (Григалис и др., 1988; Стратиграфические..., 2010).

Кровлю пальвеской свиты, а также низы куршской свиты (“шоколадные” глины и коричневые пески) характеризует комплекс *Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites*–*Sequoiapollenites*, отличительной особенностью которого является, в первую очередь, значительное увеличение доли пыльцы семейства кипарисовых и зонтичной сосны, а также снижение количества и таксономического разнообразия пыльцы покрытосеменных.

Высокая доля участия пыльцы *Sciadopityspollenites* в кровле пальвеской свиты и в “шоколадных” глинах куршской свиты позволяет сопоставлять этот интервал разреза с так называемым “горизонтом со *Sciadopityspollenites*” верхнего эоцена–нижнего олигоцена, установленным в зыбучих песках в скважине Хлапово III (Chlarovo III) в Польше (Kosmowska-Ceranowicz, Müller, 1985). Также выделенный нами СПК 3 весьма близок по составу и структуре к спорово-пыльцевому комплексу, известному из самых низов олигоцена Воронежской антеклизы (Шпуль, 2010). Обилие пыльцы семейств кипарисовых сближает СПК 3 с раннеолигоценным комплексом, установленным в песках свиты Нижняя Мосина (Lower Mosina) на

северо-востоке Польши (Słodkowska, 2009). Сравнительный анализ палинологических данных из разных регионов Евразии (Крым, Кавказ, Северное Приаралье, Западная Сибирь) показывает, что увеличение доли участия болотного кипариса и других кипарисовых в составе смешанных хвойно-широколиственных лесов происходит близко к рубежу эоцена–олигоцена (Практическая..., 1990; Запорожец, Ахметьев, 2017). Согласно данным изучения диноцист из “шоколадных” глин и низов коричневых песков куршской свиты, в комплексе фитопланктона присутствуют виды *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Glyphrocysta semitecta* и *Cordosphaeridium funiculatum*, исчезающие сразу выше границы эоцена–олигоцена (Iakovleva et al., 2021). Кроме того, в СПК 3 не обнаружены пыльцевые виды-индексы раннего олигоцена *Aglaoreidia cyclops* и *Boehlensipollis hohli* (Châteauneuf, 1986; Słodkowska, 2004). Исходя из этих стратиграфических данных, СПК 3 все-таки соответствует терминальному приабону, а не олигоцену.

Согласно современному фитогеографическому районированию, позднеэоценовая флора янтареносных отложений Балтики занимает обособленное положение и включена в Северную подпровинцию Тетической области, приуроченную к северной окраине эпиконтинентального морского бассейна (Геологические..., 1996). Вместе с тем возможно и ее выделение в особую провинцию, включающую также север Польской низменности, частично Белоруссии, юг Скандинавского полуострова и северо-западную часть Восточно-Европейской платформы. На всей этой территории в позднем эоцене были распространены семигидные субтропические леса с сосновыми, дубовыми, пальмами и многочисленными цветковыми, обитающими ныне в тропиках и субтропиках (Геологические..., 1996).

Таксономический состав выявленных нами трех спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует о присутствии в позднеэоценовых флорах современного Самбийского полуострова растений с различными экологическими требованиями, что однозначно указывает на неоднород-

Таблица II. Палиноморфы из пальвеской свиты карьера Приморский (Калининградская обл.). Длина масштабной линейки 20 мкм, для фиг. 37–39, 47–51 и 53 – 10 мкм.

1, 2 – *Cyathidites* spp.; 3 – *Laevigatosporites* sp.; 4 – *Echinosporis* sp.; 5, 6 – *Triletes* sp.; 7 – *Piceapollenites* sp.; 8 – *Pinuspollenites labdacus*; 9, 11 – *Pinuspollenites* s/g *Haploxylon*; 10 – *Glyptortrobus*; 12 – *Cathayapollis* sp.; 13 – *Pinuspollenites* sp.; 14 – *Podocarpidites libellus* (Potonié) Krutzsch; 15 – *Pityosporites* sp.; 16 – *Pinuspollenites* s/g *Haploxylon*; 17 – *Podocarpidites* sp.; 18 – *Sciadopityspollenites* sp.; 19 – *Inaperturopollenites* sp.; 20, 21 – *Stomata*; 22 – *Araliaceoipollenites edmundii* (Potonié) Potonié; 23 – *Quercoidites henrici* (Potonié) Potonié, Thomson et Thiergart; 24–26 – *Tricolpopollenites foraminatus* Manykin; 27 – *Tricolporopollenites microporites* Pflug et Thomson; 28 – *T. marcodurensis* Pflug et Thomson; 29 – *Nyssapollenites* sp.; 30 – *Tricolporopollenites* sp.; 31 – *T. aff. Fabaceae*; 32 – *Pleurospermaepollenites* sp.; 33 – *Polyatriopollenites* sp.; 34 – *Intratrisporopollenites* sp.; 35 – *Myricipites bituites*; 36 – *Triatriopollenites roboratus* Pflug; 37 – *Fususpollenites fusus*; 38 – *Araliaceoipollenites* sp.; 39 – *Platanipollis ipelensis*; 40, 41 – *Tricolporopollenites pseudocingulum* (Potonié) Thomson et Pflug; 42 – *Ulmoideipites* sp.; 43 – *Tricolporopollenites megaexactus* (Potonié) Thomson et Pflug; 44 – *T. brühlensis* (Thomson) Grabowska; 45 – *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus* (Krutzsch) Krutzsch; 46 – *Triporopollenites robustus*; 47 – *Quercoidites microhenrici*; 48 – *Tricolporopollenites fallax* (Potonié) Krutzsch; 49, 50 – *Castaneoideapollis oviformis* (Potonié) Grabowska; 51 – *Engelhardtioipollenites punctatus* (Potonié) Potonié; 52 – *Carpinipites* sp.; 53 – *Myrtaceidites* sp.

Таблица II

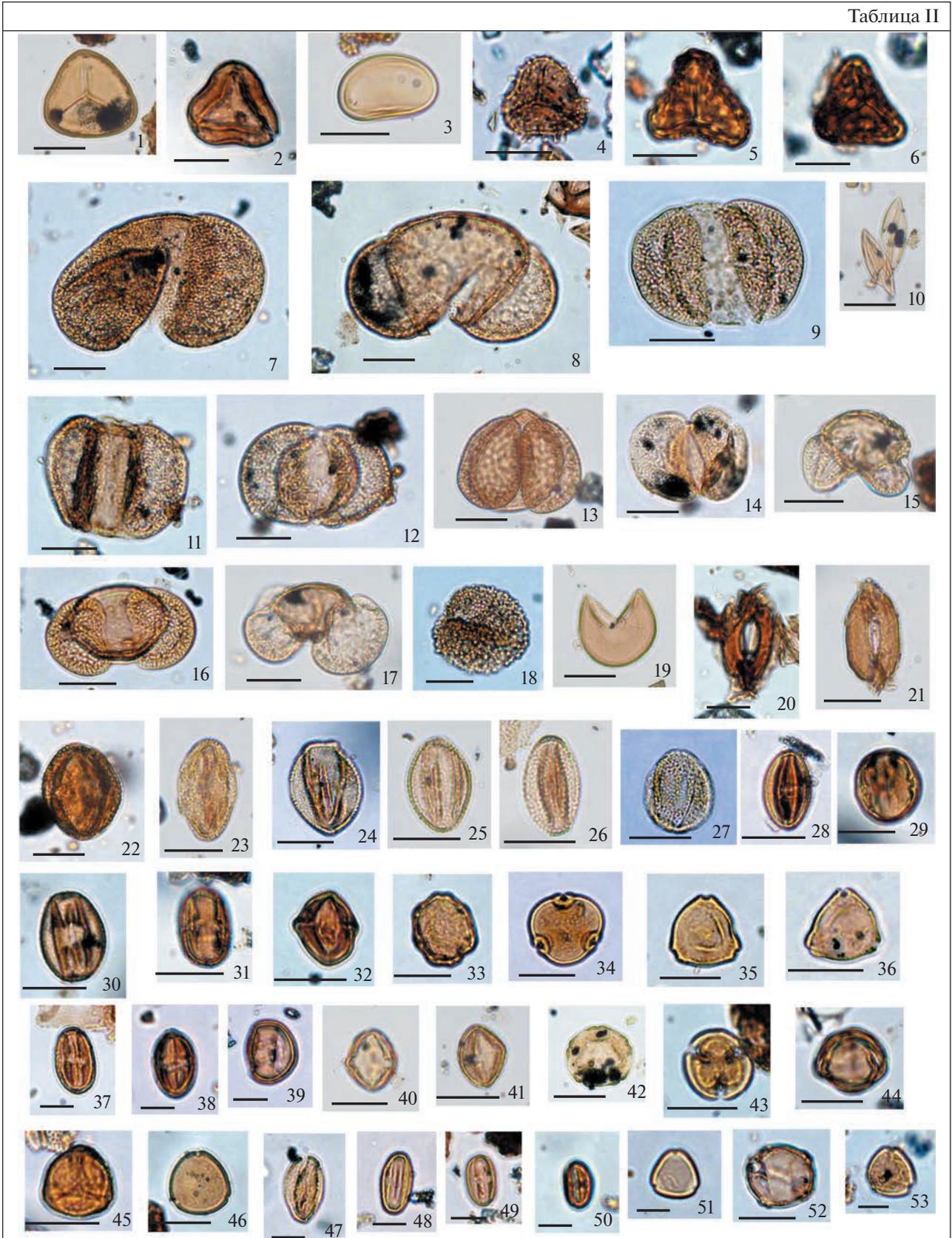
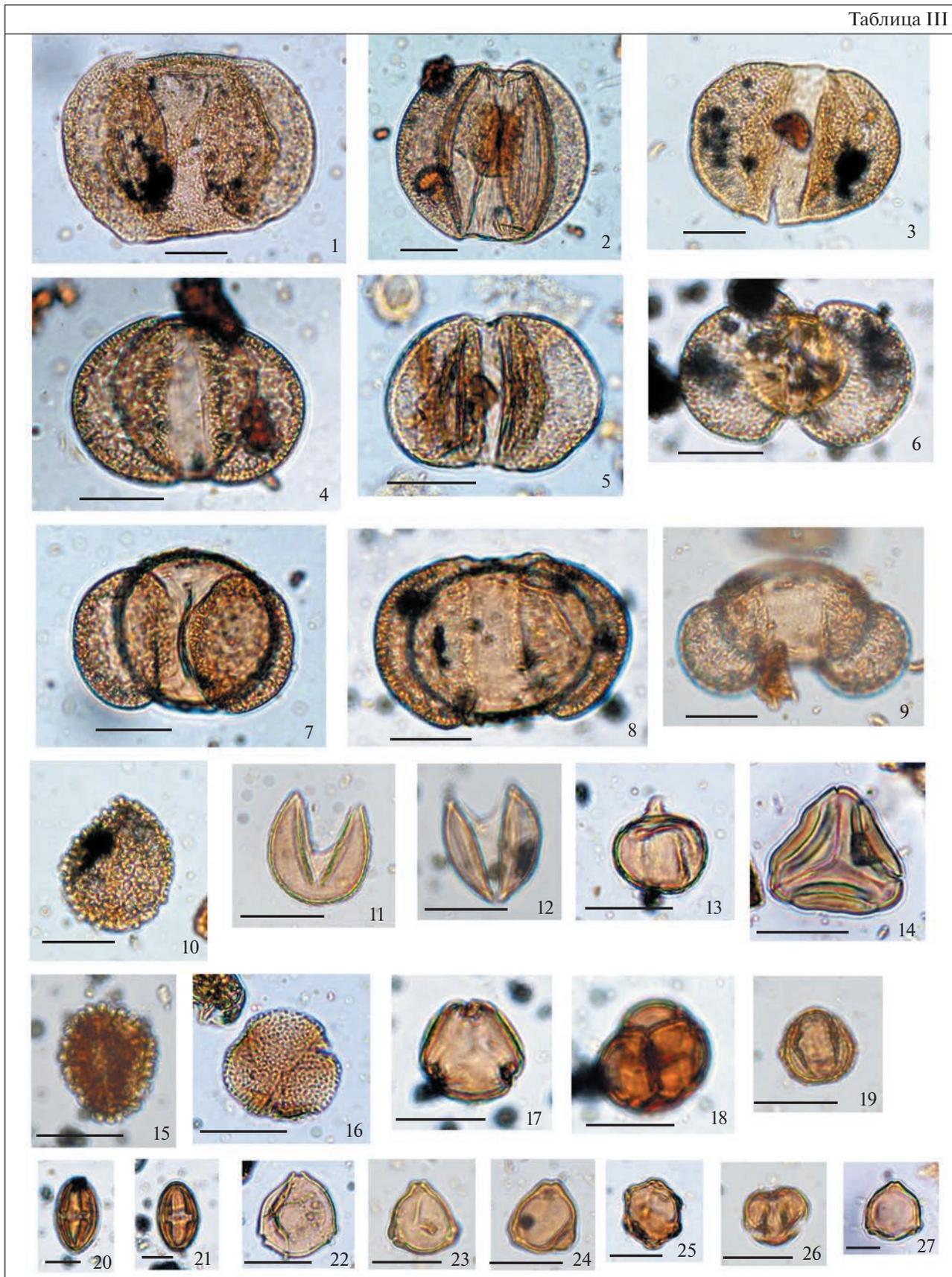


Таблица III



мата. Появление в составе хвойного леса тсуги, а также резкое снижение таксономического разнообразия цветковых растений в комплексе из верхов изученной части куршской свиты (близко к границе эоцена/олигоцена), скорее всего, связаны с первым существенным проявлением похолодания климата.

Несмотря на то, что балтийский янтарь изучается палеоботаниками уже много лет, до настоящего времени ведутся многочисленные споры о таксономическом составе “янтарного” леса, климатических условиях его существования, а также о непосредственных продуцентах смолы среди хвойных пород. Садовски с соавторами (Sadowski et al., 2022) пришли к выводу, что флора балтийского янтаря отличается как от паратропической, так и от субтропической флоры, и считают, что “янтарный” лес мог быть частью атлантико-бореальной флористической провинции. Эти же авторы полагают, что выявленное таксономическое разнообразие остатков хвойных в балтийском янтаре подтверждает позднеэоценовый возраст “янтарного” леса, произраставшего в условиях умеренно теплого и влажного климата. В свою очередь, В.Ф. Тарасевич и П.И. Алексеев (2017) указывают на то, что пыльца в янтаре и во вмещающих отложениях отражает одинаковый состав флоры, т.е. янтарь в пачке “голубая земля”, скорее всего, не является переотложенным в результате приабонской морской трансгрессии из более древних отложений.

Согласно последним оценкам таксономического состава хвойных “янтарного” леса по результатам изучения пыльцы, извлеченной из самого балтийского янтаря (Алексеев, 2018), в лесах прусского времени произрастали несколько видов сосен, ель, псевдотсуга, зонтичная сосна, глиптостробус, секвойя, криптомерия и другие кипарисовые. При этом П.И. Алексеев (2018) указывает на отсутствие в лесных сообществах таких древесных, как пихта и кедр. Наши палинологические данные также демонстрируют отсутствие пыльцы кедра в спектрах, однако пыльца пихты встречается спорадически в единичных количествах в пачке “голубая земля” прусской свиты, в пальвеской свите, а также в коричневых песках куршской свиты, что указывает на то, что в течение позднего эоцена пихта, скорее всего, произрастала, но в ограниченных количествах. Отдельно остановимся на участии в лесных сообществах такой хвойной породы, как *Cathaya* — представителя флоры гумидного влажного субтропического климата, произрастающей в настоящее время исключительно на юго-западе Китая. Часть двухмешковой пыльцы хвойных в пыльцевых комплексах прусской, пальвеской и куршской свит отнесена нами именно к роду *Cathayapollis Ziemińska-Tworzydło* (табл. I, фиг. 10, табл. III, фиг. 3–5). По нашему мнению, эта пыльца имеет морфологические признаки, сбли-

жающие ее с пыльцой современного рода *Cathaya*. Отметим, что исследователи активно спорят о правомерности использования для ископаемой пыльцы родового наименования *Cathayapollis* и предлагают использовать вместо него *Abietinaepollenites* (Doweld, 2018). Дело в том, что убедительным доказательством принадлежности двухмешковой пыльцы к роду *Cathayapollis* является наличие таких скульптурных элементов, как микрошипики и микроперфорации, неравномерно распределенные на теле и мешках (Grímmsón, Zetter, 2011; Doweld, 2018). Уверенно рассмотреть подобные особенности структуры пыльцы можно только при использовании электронного сканирующего микроскопа. Однако наличие ряда дополнительных морфологических признаков (широкое прикрепление мешков к телу, начиная с самого края тела, гораздо меньшее расстояние между линиями прикрепления мешков, чем у пыльцы сосен), которые вполне можно рассмотреть при использовании светового микроскопа, позволяют выявлять пыльцу, близкую морфологически к современному роду *Cathaya* (*Cathayapollis*). Более того, нельзя исключать, что часть двухмешковой пыльцы рода *Podocarpidites* в комплексах Приморского карьера также следует относить к роду *Cathayapollis*. Специалисты-морфологи признают, что современная пыльца рода *Cathaya* имеет большую изменчивость, вследствие чего ископаемую двухмешковую пыльцу с недоразвитым корпусом часто ошибочно относят к роду *Podocarpus*, распространение которого ограничено преимущественно Южным полушарием (Grímmsón, Zetter, 2011). Отметим, что пыльца, отнесенная нами к виду *Podocarpidites libellus* (табл. III, фиг. 6), весьма близка по морфологическим признакам к пыльце современной *Cathaya* (Grímmsón, Zetter, 2011, fig. 9). Ранее находки ископаемой пыльцы, близкой к современному роду *Cathaya*, отмечались в кайнозойских флорах Германии (Liu et al., 1997), Франции (Caratini et al., 1972), Австрии (Meller et al., 1999) и Польши (Worobiec, Gedl, 2018). Таким образом, мы полагаем, что катая входила в состав позднеэоценовых лесных сообществ, окружавших Литовско-Белорусский морской пролив, и эту хвойную породу также стоит рассматривать в качестве возможного продуцента янтарной смолы. Недавняя ревизия ископаемых остатков хвойных из балтийского янтаря, хранившихся в музейных коллекциях, показала, что растения принадлежат пяти семействам, включая сем. Cupressaceae, Pinaceae, Sciadopityaceae, Geinitziaceae и Cephalotaxaceae, а среди сосновых обнаружены остатки, принадлежащие роду *Cathaya* (Sadowski et al., 2022).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате палинологического изучения образцов из отложений прусской, пальвеской свит

и низов куршской свиты карьера Приморский выявлено три спорово-пыльцевых комплекса; их позднеэоценовый (приабонский) возраст подтвержден данными изучения цист динофлагеллат. Уточнен таксономический и количественный состав комплекса прусской свиты; впервые получена детальная палинологическая характеристика палеоарктической и нижней части куршской свит.

Палинологические данные свидетельствуют о теплых и влажных, близких к субтропическим, климатических условиях позднего эоцена территории современной Южной Прибалтики. По берегам существовавшего в приабоне морского палеопротоплива произрастали смешанные хвойно-широколиственные леса, открытые пространства были заняты теплолюбивой вечнозеленой и умеренно-теплолюбивой листопадной кустарничковой растительностью, а низинные участки были заболочены. В самом конце приабона морской бассейн начал постепенно сокращаться, оставляя на суше множество низинных заболоченных площадей, что привело к увеличению доли участия во флорах представителей сем. кипарисовых. Постепенное едва заметное похолодание климата наблюдалось со второй половины приабона, первые заметные признаки появились вблизи границы эоцена/олигоцена.

Согласно полученным палинологическим данным, среди хвойных древесных продуцентами янтаря могли быть различные сосны, ели, пихты, ногоплодник, кипарисовые, а также катая, произрастающая в настоящее время во влажном теплом климате исключительно на юго-западе Китая.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Генеральному директору и главным геологам Калининградского янтарного комбината М.И. Зацепину, Т.М. Халитову и А.Е. Коркину за возможность изучения материала из промышленного карьера Приморский. Авторы признательны Э.В. Мычко (Атлантическое отделение Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова) за сбор образцов из карьера и Г.Н. Александровой (ГИН РАН) за химическую обработку палинологических образцов. Авторы признательны С.В. Попову (ПИН РАН) и анонимному рецензенту, а также М.Е. Былинской и А.С. Алексееву за ценные замечания и комментарии.

Источники финансирования. Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Калининградской области, проект РФФИ № 119-45-390001. Палинологические исследования проведены в рамках темы госзаданий № 0135-2019-0045 (ГИН РАН) и FWZZ-2022-0004 (ИНГГ СО РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Александрова Г.Н., Запорожец Н.И. Палинологическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отло-

жений 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.

Алексеев П.И. Ревизия видового состава голосеменных растений из эоценового балтийского янтаря // Ботан. журн. 2018. Т. 103. № 2. С. 229–245.

Атлас верхнемеловых, палеоэоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Ред. Покровская И.М., Стельмак Н.К. // Труды ВСЕГЕИ. 1960. Т. 30. 574 с.

Балтакис В.И. Стратиграфия и литостратиграфическая корреляция палеогеновых отложений Самбии // Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Ред. Григялис А.А. Вильнюс: Изд-во АН Литовской ССР, 1970. С. 325–340.

Веножинскене А.И. Палинологические комплексы палеогена Южной Прибалтики // Мезозой и кайнозой Южной Прибалтики и Белоруссии. Труды Ин-та геологии и географии АН Литовской ССР. 1960. Т. 12. С. 41–47.

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

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., 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.

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.

Запорожец Н.И., Ахметьев М.А. Палеоботаническое изучение разреза майкопской серии олигоцена–нижнего миоцена по р. Белая выше г. Майкопа, Предкавказье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 61–83.

Зосимович В.Ю. Верхний эоцен, олигоцен и миоцен Субпаратетиса. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев: ИГН АН Украины, 1992. 63 с.

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.

Манькин С.С. Палеоген Белоруссии. Ред. Акимец В.С. Минск: Наука и техника, 1973. 260 с.

- Практическая палиностратиграфия. Ред. Панова Л.А., Ошуркова М.В., Романовская Г.М. Л.: Недра, 1990. 348 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: БелНИГРИ, 2010. 282 с.
- Тарасевич В.Ф., Алексеев П.И. Включения пыльцы цветковых растений в Балтийском янтаре (Калининградская область, поздний эоцен) // Ботан. журн. 2017. Т. 102. № 2. С. 206–213.
- Шпунь В.Г. Новые данные по фитостратиграфии эоцено-олигоцена юго-восточного склона Воронежской антеклизы // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2005. № 1. С. 55–69.
- Шпунь В.Г. Палеогеновые флоры Воронежской антеклизы (по данным палинологии) // Вестник ВГУ. Сер. Геология. 2010. № 2. С. 100–107.
- Яковлева А.И. Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Перитетиса // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 32–48.
- Caratini C., Van Campo M., Sivak J. Pollen de Cathaya (Abietaceae) au Tertiaire en France // Pollen et Spores. 1972. V. 14. P. 169–172.
- Châteauneuf J.J. Evolution of the microflora and dinocysts at the Eocene–Oligocene boundary in Western Europe // Terminal Eocene Events. Eds. Pomerol C., Premoli-Silva I. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ., 1986. P. 289–292.
- Doweld A.B. On *Cathaya*, living and fossil (Pinaceae) // Taxon. 2018. V. 67. Iss. 1. P. 196–202. <https://doi.org/10.12705/671.14>
- Eisenack A. Die Phosphoritknollen der Bernsteinformation als Überlieferer tertiären Planktons // Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. 1938. V. 70. № 2. P. 181–188.
- Eisenack A. Mikrofossilien aus Phosphoriten des samländischen Unteroligozäns und über die Einheitlichkeit der Hystrichosphaerideen // Palaeontographica. Abt. A. 1954. V. 105. № 3–6. P. 49–95.
- Grigelis A.A. Lithostratigraphic subdivision of the Cretaceous and Palaeogene in Lithuania // Geologija. 1996. № 20. P. 45–55.
- Grimson F., Zetter R. Combined LM and SEM study of the Middle Miocene (Sarmatian) palynoflora from the Lavanttal Basin, Austria: Part II. Pinophyta (Cupressaceae, Pinaceae and Sciadopityaceae) // Grana. 2011. V. 50. P. 262–310.
- Halbwachs H., Bässler C., Worobiec E. Palynomorphs in Baltic, Bitterfeld and Ukrainian ambers: a comparison // Palynology. 2021. V. 45. № 2. P. 1–17.
- 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>
- 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, Kaliningrad Region, Russia) // Geol. Quarterly. 2020. V. 64. № 1. P. 29–53.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Müller C. Lithology and calcareous nannoplankton in amberbearing Tertiary sediments from boreholes Chlapovo // Bull. Ac. Pol. Terre. 1985. V. 33. P. 119–129.
- Kosmowska-Ceranowicz B., Kohlman-Adamska A., Grabowska I. Erste Ergebnisse zur Lithologie und Palynologie der bernsteinführenden Sedimente im Tagebau Primorskoje // Sonderheft Metalla. 1997. V. 66. P. 5–17.
- Liu Y. S., Zetter R., Ferguson D.K. Fossil pollen grains of *Cathaya* (Pinaceae) in the Miocene of eastern China // Mededeelingen Nederlandse Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO. 1997. V. 58. P. 227–236.
- Meller B., Kovar-Eder J., Zetter R. Lower Miocene leaf, palynomorph, and diaspore assemblage from the base of the lignite-bearing sequence in the opencast mine Oberdorf, N Voitsberg (Styria, Austria) as an indication of “Younger Mastixioid” vegetation // Palaeontographica B. 1999. V. 252. P. 123–179.
- Paskevičius J. The Geology of the Baltic Republics. Vilnius: Vilnius University & Geol. Surv. Lithuania, 1997. 387 p.
- Sadowski E.-M., Schmidt A.R., Seyfullah L.J., Kunzmann L. Conifers of the “Baltic amber forest” and their palaeoecological significance // Stapfia. 2017. V. 106. P. 1–73.
- Sadowski E.-M., Seyfullah L.J., Regalado L., Skadell L.E., Gehler A., Gröhn C., Hoffeins C., Hoffeins H.W., Neumann C., Schneider H., Schmid A.R. How diverse were ferns in the Baltic amber forest? // J. Systematics and Evolution. 2019. V. 57. Iss. 4. P. 305–328.
- Sadowski E.-M., Schmidt A.R., Kunzmann L. The hyperdiverse conifer flora of the Baltic amber forest // Palaeontographica. Abt. B. Palaeobotany–Palaeophytology. 2022. V. 304. Iss. 1–4. P. 1–148.
- Słodkowska B. Palynological studies of the Paleogene and Neogene deposits from the Pomeranian Lakeland Area (NW Poland) // Polish Geol. Instit. Spec. Pap. 2004. № 14. P. 1–116.
- Słodkowska B. Palynology of the Paleogene and Neogene from the Warmia and Mazuri areas (NE Poland) // Geologos. 2009. V. 15. № 3–4. P. 219–234.
- Wolfe A.P., Tappert R., Muehlenbachs K., Boudreau M., McKellar R.C., Basinger F., Garret A. A new proposal concerning the botanical origin of Baltic amber // Proc. R. Soc. B. 2009. V. 276. P. 3403–3412.
- Worobiec E., Gedl P. Upper Eocene palynoflora from Łukowa (SE Poland) and its palaeoenvironmental context // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2018. V. 492. P. 134–146.
- Ziemińska-Tworzydło M., Grabowska I., Kohlman-Adamska A., Skawińska K., Słodkowska B., Stuchlik L., Sadowska A., Wazińska H. Taxonomical revision of the selected pollen and spores taxa from Neogene deposits // Acta Palaeobot. Suppl. 1994. № 1. P. 5–30.

Рецензенты С.В. Попов,
А.С. Алексеев, М.Е. Былинская

New Spore and Pollen Data from the Upper Eocene Deposits of the Sambian Peninsula, Kaliningrad Oblast

O. B. Kuzmina^{a, #} and A. I. Iakovleva^b

^a*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#]*e-mail: KuzminaOB@ipgg.sbras.ru*

The article presents the results of the study of continental palynomorphs from the amber-bearing Upper Eocene deposits in the Primorsky quarry (Kaliningrad Oblast, southeastern coast of the Baltic Sea). Three spore and pollen assemblages were identified and calibrated with the dinoflagellate cyst *Rhombodinium perforatum* and *Thalassiphora reticulata* zones. The “Blue Earth” Member of the Prussian Formation of the early Priabonian age is characterized by the *Tricolporopollenites exactus*–*T. retiformis*–*Quercoidites microhenrici* assemblage. The upper Priabonian “Upper Quicksand” and “White Wall” members of the Prussian Formation and the Palvé Formation are characterized by the *Platanipollis ipelensis*–*Castaneoideaepollis oviformis*–*Tricolpopollenites foraminatus* assemblage. The *Inaperturopollenites*–*Sciadopityspollenites*–*Sequoiapollenites* assemblage was recognized in the uppermost Palvé and lowermost Kurshskaya formations of the terminal Priabonian age. During the late Eocene the climatic conditions on the territory of the modern southern Baltic area were quite warm and humid, close to subtropical ones. Mixed coniferous-broad-leaved forests grew along the shores of the marine paleo Strait, while the open spaces were occupied by heat-loving evergreen and moderately heat-loving deciduous shrubs and low-lying land areas were swamped. At the end of the Priabonian, a gradual regression of the sea basin began, which led to an increase in swampy areas on land, while the climate was still quite warm and humid.

Keywords: spore and pollen assemblages, dinocyst zones, Eocene, Priabonian, Kaliningrad Oblast

УДК 561:551.763.33(571.651)

СОСТАВ И ВОЗРАСТ АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЫ (ПОЗДНИЙ МЕЛ, САНТОН–КАМПАН) ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА: ОТВЕТ НА КРИТИКУ

© 2023 г. М. Г. Моисеева¹, *, А. Б. Герман¹, А. Б. Соколова²

¹Геологический институт РАН, Москва, Россия

²Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, Москва, Россия

*e-mail: masha.moiseeva@gmail.com

Поступила в редакцию 12.10.2022 г.

После доработки 12.11.2022 г.

Принята к публикации 24.11.2022 г.

Рассмотрены основные критические замечания к статье: М.Г. Моисеева, А.Б. Герман, А.Б. Соколова “Стратиграфическое положение и состав аянкинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России” (Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2022, т. 30, № 4, с. 76–99), высказанные С.В. Щепетовым в его статье “К вопросу об аянкинской флоре из верхнего мела Северо-Востока России” (Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2022, т. 30, № 6, с. 113–120). Приведены дополнительные аргументы в подтверждение сделанных нами ранее выводов: (1) все три тафофлоры из бассейна р. Обрывистая происходят из единого стратона, получившего на разных листах Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 разные названия: аунейской толщи на северном листе и макковеевской свиты на южном; (2) судя по составу входящих в эти тафофлоры растений, они примерно одновозрастны и могут рассматриваться как единая аянкинская флора; (3) наиболее вероятен сантон-кампанский возраст этой флоры, поскольку она несомненно наиболее сходна с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски.

Ключевые слова: палеоботаника, стратиграфия, сантон, кампан, флористический комплекс, Северо-Восточная Азия, Чукотка

DOI: 10.31857/S0869592X23030067, EDN: KFRMOC

Из-за сложности изучаемых в стратиграфии природных объектов суждения о них обычно в той или иной степени вероятностны. Поэтому стоящая перед стратиграфом задача — прийти к выводам, наиболее отвечающим наблюдаемым фактам и с наименьшим количеством априорных допущений. Недавно авторами была опубликована статья, посвященная систематическому составу и возрасту позднемеловой аянкинской флоры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) (Моисеева и др., 2022), а С.В. Щепетовым (2022) — критическая заметка на эту статью. Исходя из сказанного выше, постараемся разобраться в этой критике.

С.В. Щепетов подвергает сомнению три основных положения нашей статьи: (1) тафофлоры из трех местонахождений ископаемых растений в бассейне р. Обрывистая (бассейн р. Большая Аянка) происходят из единого стратона; (2) эти тафофлоры одновозрастны в масштабе геологического времени и могут рассматриваться как единая ископаемая флора; (3) наиболее вероятно, что флора, получившая название аянкинской, по возрасту сантон-кам-

панская. Рассмотрим критику наших взглядов Щепетовым по порядку.

1. Определенная сложность в интерпретации стратиграфического положения флороносных слоев связана с тем, что местонахождения ископаемых растений располагаются на двух смежных листах Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (ГГК-200): местонахождение (точка) 700 находится на южном листе Q-58-XXXIV, а местонахождения (точки) 701 и 702 — на северном листе Q-58-XXVIII, причем геологическую съемку этих листов проводили две разные партии разных организаций: объединения “Аэрогеология” и СВПГО “Севостгеология” соответственно (Моисеева и др., 2022, рис. 1а). При этом геологи этих партий использовали разные стратиграфические схемы и номенклатуру картируемых стратонов: на южном листе ископаемые растения были собраны из пород кислого и основного состава макковеевской свиты, на северном — из вулканитов кислого состава аунейской толщи. По границе листов к выходам макковеевской свиты, к которой приурочено местонахождение 700, примыкают

выходы аунейской толщи, в которой располагаются слои местонахождений 701 и 702. То же наблюдается и в отношении перекрывающих флороносную толщу выходов атвувеевской свиты (на юге) и тувыйской толщи (на севере): на границе листов ГГК-200 поля их распространения примыкают друг к другу и их нижние границы совпадают. Исходя из этого, мы полагаем, что флороносные отложения — это образования единого стратона, названного на южном и северном листах карты по-разному, а слои этого стратона, к которым приурочены местонахождения растительных остатков, примерно одновозрастны. Естественно, этот стратон следует называть одинаково и на северном, и на южном листах ГГК-200, однако мы полагаем, что выбор такого названия должны сделать геологи, которые будут в дальнейшем проводить здесь геологическую съемку.

Однако С.В. Щепетов полагает, что изученные нами тафофлоры существенно разновозрастны, для чего апеллирует к предполагаемому им разлому, проходящему, по его мнению, между точками 700 и 701: "... если продлить разломы, показанные на листе с точкой 700, на территорию листа с точками 701 и 702 (рельеф это вполне позволяет), то местонахождения окажутся вполне убедительно отделены друг от друга разрывными нарушениями" (Щепетов, 2022, с. 116). Но субмеридиональный разлом, по мнению Щепетова (2022, с. 116) "трассирующийся с юга в район точки 701", вовсе не трассируется в район этой точки: он показан лишь на южном листе ГГК-200, утыкается в границу листов и там заканчивается. Далее его по своему усмотрению продлил С.В. Щепетов (2022, с. 116) на основании того, что "рельеф это вполне позволяет", при этом рисуя предполагаемое им продолжение этого разлома "по результатам дешифрирования" (вероятно, по рельефу, показанному на топооснове геологических карт?) так, чтобы он прошел между точками 700 и 701. Вероятно, этот гипотетический разлом Щепетову очень понадобился для отстаивания своей точки зрения.

Известно, что разрывные нарушения в ОЧВП вообще картируются плохо и неоднозначно, а тот факт, что упомянутый разлом заканчивается на границе листов карты, сам по себе позволяет усомниться в его существовании, иначе почему же геологи СВПГО "Севвостгеология", картировавшие северный лист, его не заметили? По этой причине на схематической геологической карте района мы этот разлом, по которому не происходит смещения никаких стратиграфических границ, не показали (Моисеева и др., 2022, рис. 1). По мнению А.Б. Германа, в 1985 г. участвовавшего в сборах растительных остатков на р. Обрывистая, хорошо обоснованное картирование здесь разрывных нарушений едва ли возможно, поскольку местность в этом районе закрыта плотной тундровой и таежной растительностью. Однако же предполагаемый

С.В. Щепетовым, но никем не наблюдавшийся в поле разлом используется им в качестве основного геологического доказательства того, что тафофлора точки 700 и тафофлоры точек 701 и 702 приурочены к существенно разновозрастным стратонам. Мы не можем согласиться с такой аргументацией и, как и прежде, полагаем, что слои всех трех местонахождений ископаемых растений принадлежат единому стратону и приблизительно одновозрастны.

2. Нам трудно понять, почему С.В. Щепетов (2022, с. 116) считает, что "в качестве несомненного достоинства этой главы в работе... можно отметить, что собственно составу "флоры" внимания уделено немного. Зато подробно охарактеризованы составы конкретных местонахождений". Мы полагаем, что приведенные в табл. 1 нашей статьи общий список растений аянкинской флоры и распределение 60 таксонов ископаемых растений по местонахождениям 700, 701 и 702, а также соответствующие места в тексте статьи с информацией о количественном участии таксонов древних растений (1) дают достаточно полную информацию о флоре в целом и (2) показывают, что три тафофлоры в бассейне р. Обрывистая, *судя по составу входящих в них растений*, вероятнее всего существовали одновременно в геологическом масштабе времени. Именно этот вывод позволяет нам рассматривать их как единый палеофлористический объект — аянкинскую флору. Однако остановимся подробнее на доказательстве этого вывода.

В местонахождении 700 состав флористического комплекса наиболее разнообразный, здесь установлен 41 вид ископаемых растений. В нашей статье этот комплекс описан и изображен подробно (Моисеева и др., 2022, с. 79, табл. I—III), поэтому здесь мы остановимся лишь на основных моментах, важных для сравнения с другими тафофлорами и определения возраста. В данном комплексе определены печеночники с довольно крупными талломами, один из которых, *Thallites* sp. 1 (Моисеева и др., 2022, табл. I, фиг. 1, 2), имеет большое сходство с печеночником из сантон-кампанской усть-эмунеретской флоры Центральной Чукотки. Папоротники представлены видами *Arctopteris* sp. 1–2 и *Coniopteris tschuktschorum* (Kryshstofovich) Samylin. Кроме того, определены гинкговые с нерассеченной листовой пластинкой *Ginkgodium* (?) sp., а также со слабо и сильно рассеченными пластинками: *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* Heer и *Ginkgo* ex gr. *digitata* Brongniart соответственно. Хвойные довольно разнообразны: встречаются побеги *Ditaxocladus* sp., *Metasequoia* sp. (два вида), побеги с крупными листьями *Taxites* sp., а также несколько видов женских и мужских шишек сем. Cupressaceae и разнообразные представители сем. Pinaceae. Из хвойных в данном комплексе, прежде всего, нужно отметить побеги *Parataxodium* cf.

wigginsii Arnold et Lowther (Моисеева и др., 2022, с. 80, табл. II, фиг. 1, 2, 8) – вида, характерного для сантон-маастрихтских флор Ранняя и Поздняя Когосакрак Северной Аляски (Arnold, Lowther, 1955; Rothwell et al., 2020). Наиболее многочисленны и разнообразны в точке 700 остатки покрытосеменных растений. Среди них для определения возраста важно наличие видов “Vitis” penzhinica Herman, “Macclintockia” ochotica Vachrameev et Herman и Trochodendroides notabilis Herman, которые установлены для барыковской и верхнебыстринской флор раннекампанского возраста (Герман, Лебедев, 1991; Моисеева, Соколова, 2011). Также во время сборов коллекции из этой точки в 1985 г. были отмечены (полевой дневник А.Б. Германа) находки листьев *Varykovia tchucotica* (Abramova) Moiseeva (ранее описанного как *Quercus tchucotica* Abramova) – характерного вида сантон-кампанских флор данного региона. К сожалению, эти образцы были впоследствии утеряны, поэтому у нас нет возможности предоставить фактическое (фотографическое) доказательство наличия этого вида; мы можем лишь сослаться на его определение в поле Е.Л. Лебедевым и А.Б. Германом. Кроме того, в этой точке встречаются отпечатки другого вида *Trochodendroides* sp. 1 (Моисеева и др., 2022, табл. III, фиг. 3), вероятнее всего нового, который имеет наибольшее сходство с видом из усть-эмунеретской флоры (ранее определенного как *Macclintockia* sp. (Моисеева, Соколова, 2014, с. 55, рис. 4и, 4к, табл. II, фиг. 10, 11)).

Во флористическом комплексе из **местонахождения 702** также доминируют остатки покрытосеменных растений. Разнообразие в этой точке низкое – всего 15 видов. Это объясняется тем, что ископаемые растения были собраны из небольшой линзы, тогда как в т. 700 – из нескольких слоев в двух обнажениях. Из 15 видов общими с тафофлорой т. 700 являются семь видов, т.е. почти половина. Важно среди них отметить находки листьев “*Macclintockia*” ochotica и нового вида *Trochodendroides* sp. 1 с мелкими листьями с пологими крупными зубцами, а иногда волнистым краем, а также мелкие пельтатные листья *Menispermities* sp., сходные с экземплярами из усть-эмунеретской флоры. Из хвойных, так же как в т. 700, были найдены несколько отпечатков *Parataxodium* cf. *wigginsii* и *Metasequoia* sp. Несмотря на небольшое разнообразие, данный флористический комплекс, с нашей точки зрения, из всех других позднемиоценовых тафофлор Северо-Востока Азии наиболее близок по составу к комплексу из т. 700, а также к усть-эмунеретскому флористическому комплексу Чукотки.

Наиболее проблематичным в плане сравнения является флористический комплекс из **местонахождения 701**. Здесь также установлено довольно низкое разнообразие (22 вида), причем преобладают остатки хвойных растений, большинство из которых встречается во многих позднемиоценовых

флорах. По этой особенности данный комплекс сходен с кампанской ольской флорой (Самылина, 1988; Филиппова, Абрамова, 1993; Герман, 2011; Щепетов и др., 2019), в которой остатки покрытосеменных тоже очень редки. Как и в точке 700, папоротники представлены видами *Coniopteris tschukt-schozum* и, по всей видимости, новым видом *Arctopteris* sp. 2 с мелкими перышками с фертильными и стерильными листьями (Моисеева и др., 2022, с. 84, табл. IV, фиг. 5, 13, 15). Похожие экземпляры *Arctopteris* встречаются в точке 700, а также были изучены нами в барыковской флоре (Моисеева, Соколова, 2011, с. 65, табл. I, фиг. 8). Кроме того, нами определены те же два вида *Ginkgo*, что и в точке 700: один со слабо рассеченной пластинкой и второй с сильно рассеченной пластинкой. Среди хвойных доминируют полиморфные побеги “*Sequoia*” sp. (Моисеева и др., 2022, табл. IV, фиг. 1; табл. V, фиг. 1, 2). К этому же растению, вероятно, относятся женские шишки секвойевого (?) типа (Моисеева и др., 2022, табл. IV, фиг. 11, 12), а также побег с мужскими шишками (Моисеева и др., 2022, табл. V, фиг. 3). Похожие побеги были найдены в усть-эмунеретской и барыковской флорах и определены в работах по этим флорам как *Glyptostrobus comoxensis* Bell (Моисеева, Соколова, 2011, 2014). Кроме того, так же как и в точке 700, определены побеги *Metasequoia* sp. 1 и *Pityocladus* sp. Покрытосеменные в местонахождении 701 редки и фрагментарны. Они представлены отпечатками листьев водного растения *Quereuxia angulata* (Newberry) Kryshstofovich, несколькими экземплярами “*Macclintockia*” ochotica – характерного вида, который был встречен во всех трех местонахождениях аянкинской флоры, а также *Dicotylphyllum* sp. 4 и мелкими плодами *Nyssidium* sp. и *Carpolithes* sp.

В отношении состава ископаемых растений из точки 701 С.В. Щепетов (2022, с. 117) утверждает, что “из молодых форм растений... тут можно отметить только “*Macclintockia*” ochotica Vachr. et Herman. Однако и этот вид представлен “фрагментами листьев плохой сохранности” (Моисеева и др., 2022, с. 84). Вероятно, будучи обнаруженными “без контекста”, эти фрагменты были бы определены как *Trochodendroides* sp.” К сожалению, Щепетов не приводит своих доводов, почему этот вид непременно был бы отнесен к роду *Trochodendroides* (мы так, естественно, не считаем), и ему следовало бы уточнить, о каком “контексте” идет речь. Без соответствующих пояснений обсуждать приведенную цитату, вероятно, нет смысла. Кстати, находки представителя рода *Macclintockia* (однако не аянкинского вида, а *M. beringiana* Herman) рассматривались Германом и Щепетовым (1997) как свидетельство предположительно кампанского, а не более древнего возраста ольской свиты Примагандья.

Таким образом, если посмотреть на флористический комплекс точки 701 отдельно, определить

его возраст не так уж просто. Многие папоротники и хвойные характеризуются широким диапазоном распространения и встречаются как в более древних (турон-коньякских), так и в сантон-кампанских флорах. Покрытосеменные здесь не очень хорошей сохранности, но определенно имеют сходство с теми, что встречаются в ольской и усть-эмунеретской флорах. Необходимо заметить, что в этом комплексе, так же как и в тафофлорах из местонахождений 700 и 702, не были встречены какие-либо виды ископаемых растений, характерные только для турон-коньякских флор, то есть его состав, как минимум, не противоречит сантон-кампанскому возрасту тафофлоры точки 701.

Аянкинская флора как палеоботанический объект интересна тем, что три флористических комплекса этой флоры по составу не полностью идентичны, однако наличие у них общих таксонов, на наш взгляд, говорит об их флористической общности. Конечно же, у нашего оппонента этот вывод не вызвал бы протеста, будь систематический состав всех тафофлор одинаков. Такое бывает, но не часто, поскольку растительность, как древняя, так и современная, как правило, неоднородна по площади и представлена разными растительными сообществами. В этом легко убедиться, просто зайдя в современные хвойный лес, березняк, на луг или в кустарник вдоль реки.

3. Как было показано выше, а также гораздо более подробно рассматривается в нашей статье (раздел “Сравнение с другими позднемиоценовыми флорами и возраст аянкинской флоры”), флористические комплексы из трех точек в бассейне р. Обрывистая (аянкинская флора) имеют наибольшее сходство именно с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски: с флорами барыковской, верхнебыстринской, усть-эмунеретской, в меньшей степени с ольской и Ранней Когосакрак. В отличие от турон-коньякских и более древних флор Северной Пацифики, в аянкинской флоре отсутствуют характерные формы среди папоротников (такие как роды *Tchaunia*, *Kolymella*, *Lobifolia*, *Birisia*, *Sagenopteris*, *Hausmania*), а также реликтовые гинкговые (*Sphenobaiera*), лептострбовые (*Czekanowskia*, *Phoenicopsis*, *Leplostrobos*), цикадовые (*Nilssonia*) и беннеттитовые (*Pterophyllum*). Среди хвойных аянкинской флоры не встречены реликтовые роды, такие как *Podozamites*, а также характерные для турон-коньякских и более древних флор таксоны *Araucarites*, *Elatocladus zheltovskii* и др. Среди покрытосеменных отдаленное сходство с досантонскими флорами прослеживается только на родовом уровне; практически отсутствуют платаноиды, которые преобладают в турон-коньякских флорах; нет представителей родов *Araliephyllum*, *Dalembia*, *Terechovia* и других таксонов, характерных для турон-коньякских и более древних флор Северной Пацифики.

Наше исследование аянкинской флоры основано, прежде всего, на детальном изучении морфологии ископаемых растений и сравнении их с растениями других древних флор. Только такие весьма трудоемкие исследования и позволяют уверенно судить о составе и возрасте ископаемых флор. Поэтому нам представляется не очень обоснованным утверждение С.В. Щепетова (2022, с. 118): “Мне удалось мельком просмотреть какую-то часть коллекции “аянкинской флоры”. Из всего, виденного ранее, она показалась мне более всего похожей на ульинскую флору”.

С.В. Щепетов полагает, что для определения возраста флороносных (и не только) отложений ОЧВП наиболее приемлемый подход заключается в определении их положения в последовательности из пяти толщ контрастного состава, распространенных на значительной части вулканогенного пояса. При этом неявно предполагается, что (1) данная последовательность толщ без существенных региональных вариаций и выпадения каких-то толщ распространена на всей или по крайней мере на большей части огромной территории ОЧВП и (2) возраст указанных толщ на всей этой территории их распространения остается постоянным. Используя такой подход, С.В. Щепетов утверждает, что “тафофлоры точки 700 и точек 701 и 702 приурочены соответственно к четвертой и второй толщам контрастной последовательности вулканизма” и что “датироваться они должны по-разному – сантоном–кампаном и туроном–коньяком соответственно” (Щепетов, 2022, с. 119).

Конечно, такой подход подкупает простотой своего применения. Однако насколько он обоснован? Не будучи специалистами по вулканогенным отложениям, мы не станем вступать в полемику с нашим оппонентом, а сошлемся на мнение известного палеовулканолога В.В. Акинина (письменное сообщение, 2022 г.), который относительно картирования толщ ОЧВП указывает, что “вулканические толщи не выдержаны по составу. Нередко возраст однотипных пород в соседних вулканоструктурах, а тем более сегментах пояса, существенно отличается (разница может составлять до 5–10 млн лет)”. Кроме того, вулканолог А.Ю. Озеров (устное сообщение, 2022 г.) обратил наше внимание на то, что латеральная невыдержанность по составу продуктов вулканических извержений хорошо иллюстрирует современный вулканизм Камчатки: так, например, продукты извержения вулкана Ключевской – это высокомагнезиальные базальты, а недалеко расположенного вулкана Безымянный – дациты. Поэтому нам представляется, что для определения возраста вулканогенных толщ ОЧВП наиболее приемлемы радиоизотопные и палеоботанические датировки, а соображения относительно положения в “стандартной” последовательности вулканогенных толщ можно использовать лишь как дополнительные.

В заключение мы можем сказать, что продолжаем отстаивать основные выводы, сделанные в нашей статье (Моисеева и др., 2022): все три тафофлоры из бассейна р. Обрывистая происходят из единого стратона; судя по составу входящих в них растений, они примерно одновозрастны и могут рассматриваться как единая аянкинская флора; сравнение этой флоры с другими ископаемыми флорами показало ее несомненное сходство с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски, поэтому наиболее вероятен сантон-кампанский возраст аянкинской флоры.

Благодарности. Авторы искренне признательны С.В. Щепетову (Ботанический институт РАН, г. Санкт-Петербург) за критическое обсуждение наших результатов изучения сантон-кампанской аянкинской флоры, а также рецензенту нашей статьи Е.Ю. Барабошкину (МГУ им. М.В. Ломоносова) за ценные замечания, которые помогли улучшить статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках тем государственного задания Геологического института РАН (г. Москва) и Палеонтологического института РАН (г. Москва) и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00121.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Герман А.Б. Альбская—палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. (Тр. ГИН РАН. Вып. 592).
Герман А.Б., Лебедев Е.Л. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 468).

Герман А.Б., Щепетов С.В. Новый вид *Macclintockia* (покрытосеменные) из верхнего мела Северо-Востока России и его стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 1997. № 2. С. 69–76.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. Кампанская флора района бухты Угольной (Северо-Восток России): систематический состав и палеоклимат // Чтения памяти А.Н. Криштофовича. Ред. Головнева Л.Б. Вып. 7. СПб.: Марафон, 2011. С. 62–87.

Моисеева М.Г., Соколова А.Б. Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 3. С. 45–63.

Моисеева М.Г., Герман А.Б., Соколова А.Б. Стратиграфическое положение и состав аянкинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 4. С. 76–99.

Самылина В.А. Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988.

Филиппова Г.Г., Абрамова Л.Н. Позднемеловая флора Северо-Востока России. М.: Недра, 1993.

Щепетов С.В. К вопросу об аянкинской флоре из верхнего мела Северо-Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 113–120.

Щепетов С.В., Герман А.Б., Нешатаева В.Ю. Формирование палеофлор и меловой вулканизм на Северо-Востоке Азии. СПб.: Марафон, 2019.

Arnold C.A., Lowther J.S. A new Cretaceous conifer from Northern Alaska // *Am. J. Botany*. 1955. V. 42. № 6. P. 522–528.

Rothwell G.W., Stockey R.A., Smith S.Y. Revisiting the Late Cretaceous *Parataxodium wigginsii* flora from the North Slope of Alaska, a high-latitude temperate forest // *Cretaceous Res.* 2020. V. 116. P. 104592.

Рецензент Е.Ю. Барабошкин

Composition and Age of the Ayanka Flora (Late Cretaceous, Santonian-Campanian) of the Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt: Response to the Criticism

M. G. Moiseeva^{a, #}, A. B. Herman^a, and A. B. Sokolova^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

^b*Borissiak Paleontological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117647 Russia*

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

The main critical remarks to the paper by M.G. Moiseeva, A.B. Herman, A.B. Sokolova entitled “On the Stratigraphic Setting and Composition of the Ayanka Flora from the Upper Cretaceous of Okhotsk-Chukotka Volcanogenic Belt, Northeastern Russia” (*Stratigraphy and Geological Correlation*, 2022, vol. 30, No. 4, pp. 76–99), stated by S.V. Shczepetov in his article “On the Ayanka flora from the Upper Cretaceous of Northeastern Russia” (*Stratigraphy and Geological Correlation*, 2022, vol. 30, No. 6, pp. 113–120), are considered. Additional arguments are given to confirm the conclusions we’ve made earlier: (1) all three taphofloras from the Obryvistaya River basin came from a single straton; it however was named differently on two separate sheets of the 1:200000 State Geological Map: the Aune Member on the northern sheet and the Makkoveyem Formation on the southern one; (2) according to the composition of the plants of these taphofloras, all of them are about of the same age and can be considered as a single Ayanka Flora; (3) the most probable age of the Ayanka Flora is Santonian-Campanian, since it is undoubtedly the most similar to the Santonian-Campanian floras of Northeastern Russia and Northern Alaska.

Keywords: paleobotany, stratigraphy, Santonian, Campanian, floristic assemblage, Northeastern Asia, Chukotka