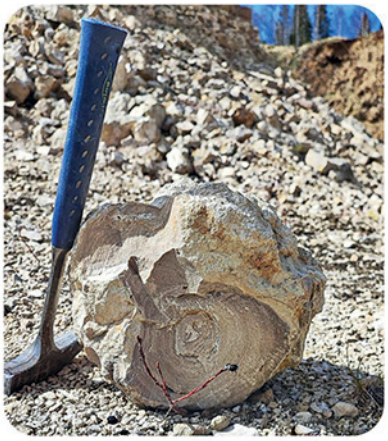
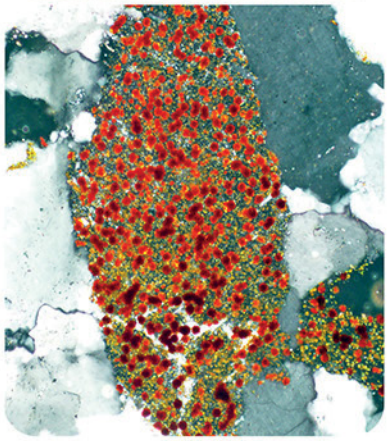










ISSN 2712-7761

№ 6 (378), июнь 2026

Вестник геонаук



Геопринт



Vestnik of Geosciences
Вестник геонаук

Июнь
June
2026,
№ 6 (378)

Журнал издается под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
The journal is published under the research and methodological guidance of the RAS Department of Earth Sciences

Главный редактор *А. М. Асхабов*

Зам. главного редактора *И. Н. Бурцев*

Зам. главного редактора *О. Б. Котова*

Ответственный секретарь *И. В. Козырева*

Редакционный совет

Л. Н. Андреичева, Сыктывкар, Россия
А. И. Антошкина, Сыктывкар, Россия
Т. М. Безносова, Сыктывкар, Россия
М. А. Богдасаров, Брест, Беларусь
М. А. Т. М. Брокманс, Тронхейм, Норвегия
Д. А. Бушнев, Сыктывкар, Россия
Ю. Л. Войтеховский, Санкт-Петербург, Россия
А. Д. Гвишиани, Москва, Россия
В. А. Жемчугова, Москва, Россия
А. В. Журавлев, Сыктывкар, Россия
Д. А. Зедгенизов, Екатеринбург, Россия
В. А. Каширцев, Новосибирск, Россия
М. Комак, Любляна, Словения
С. В. Кривовичев, Санкт-Петербург, Россия
С. К. Кузнецов, Сыктывкар, Россия
Н. А. Малышев, Москва, Россия
М. Мартинс, Ору-Прету, Бразилия
Т. П. Майорова, Сыктывкар, Россия
П. Мянник, Таллин, Эстония
А. И. Николаев, Апатиты, Россия
Б. М. Осовецкий, Пермь, Россия
Ю. Ф. Патраков, Кемерово, Россия
И. В. Пеков, Москва, Россия
Д. В. Пономарев, Сыктывкар, Россия
Д. Ю. Пущаровский, Москва, Россия
А. М. Пыстин, Сыктывкар, Россия
Ш. Сун, Мяньян, Китай
О. В. Удоратина, Сыктывкар, Россия
М. А. Федонкин, Москва, Россия
В. С. Шацкий, Новосибирск, Россия

Технический редактор *А. Ю. Перетягин*

Заведующий редакцией *Т. А. Некучаева*

Chief Editor *A. M. Askhabov*

Deputy Chief Editor *I. N. Burtsev*

Deputy Chief Editor *O. B. Kotova*

Executive Secretary *I. V. Kozyreva*

Editorial Board

L. N. Andreicheva, Syktyvkar, Russia
A. I. Antoshkina, Syktyvkar, Russia
T. M. Beznosova, Syktyvkar, Russia
M. A. Bogdasarov, Brest, Belarus
M. A. T. M. Broeckmans, Trondheim, Norway
D. A. Bushnev, Syktyvkar, Russia
Yu. L. Voytekhovsky, St. Petersburg, Russia
A. D. Gvishiani, Moscow, Russia
V. A. Zhemchugova, Moscow, Russia
A. V. Zhuravlev, Syktyvkar, Russia
D. A. Zedgenizov, Yekaterinburg, Russia
V. A. Kashirtcev, Novosibirsk, Russia
M. Komac, Ljubljana, Slovenia
S. V. Krivovichev, St. Petersburg, Russia
S. K. Kuznetsov, Syktyvkar, Russia
N. A. Malyshev, Moscow, Russia
M. Martins, Ouro Preto, Brazil
T. P. Mayorova, Syktyvkar, Russia
P. Männik, Tallinn, Estonia
A. I. Nikolaev, Apatity, Russia
B. V. Osovetsky, Perm, Russia
Yu. F. Patrakov, Kemerovo, Russia
I. V. Pekov, Moscow, Russia
D. V. Ponomarev, Syktyvkar, Russia
D. Yu. Pushcharovsky, Moscow, Russia
A. M. Pystin, Syktyvkar, Russia
Sh. Sun, Mianyang, China
O. V. Udoratina, Syktyvkar, Russia
M. A. Fedonkin, Moscow, Russia
V. S. Shatsky, Novosibirsk, Russia

Technical Editor *A. Y. Peretyagin*

Managing Editor *T. A. Nekuchaeva*

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.
Предыдущее название:
Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН

Двухлетний импакт-фактор РИНЦ журнала (2025) – **0.482**

SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.
Former title:
Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS

Two-year RSCI impact factor (2025) — **0.482**

geo.komisc.ru/vestnik

Содержание

Доюрские комплексы востока Западно-Сибирской плиты: строение и нефтегазоносный потенциал
Ю. Ф. Филиппов, Г. В. Арапов 3

Позднепалеозойские гранитные пегматиты сутурной зоны Полярного Урала
Н. С. Уляшева, А. В. Травин 18

Событийно-стратиграфический каркас для фамена — нижнего карбона северо-востока европейской части России
А. Н. Плотицын, Д. А. Груздев, А. В. Журавлев 29

Энергетика шаровой молнии
А. М. Асхабов 43

Геохимические особенности свалочного грунта зоны складирования твердых бытовых отходов
Т. В. Леманова, Е. Г. Панова, И. Ю. Тихомирова 49

Content

Pre-Jurassic complexes of the eastern West Siberian plate: structure and oil and gas potential
Yu. F. Filippov, G. V. Arapov 3

Late Paleozoic granite pegmatites of the suture zone of the Polar Urals
N. S. Ulyasheva, A. V. Travin 18

Event-stratigraphic framework for the Famennian — Lower Carboniferous of northeastern European Russia
A. N. Plotitsyn, D. A. Gruzdev, A. V. Zhuravlev 29

Ball lightning energy
A. M. Askhabov 43

Geochemical characteristics of landfill soil in the municipal solid waste storage zone
T. V. Lemanova, E. G. Panova, I. Yu. Tikhomirova 49

Хроника, события, факты

Тиманиды-протоуралиды Европейского Северо-Востока: стратиграфия, магматизм, геодинамика, металлогения 59

Chronicle, events, facts

Timanides-Proto-Uralides of the European Northeast: stratigraphy, magmatism, geodynamics, metallogeny 59

Правила оформления статей

Vestnik article Formatting

geo.komisc.ru/vestnik/authors

УДК 550.8.05:551.72/.73(571.1) DOI: 10.19110/geov.2026.6.1

Доюрские комплексы востока Западно-Сибирской плиты: строение и нефтегазоносный потенциал

Ю. Ф. Филиппов[1], Г. В. Арапов[2]

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия
philippovyf@ipgg.sbras.ru
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (Новосибирский филиал) Новосибирск, Россия, *arapovgv@vnigni-nsk.ru*

Объектом исследования являются доюрские отложения, погруженные под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол в восточной части Западно-Сибирской плиты и образующие Предъенисейский и Гыданский осадочные суббассейны. Они представляют собой перспективные объекты в нефтегазоносном отношении, но до сих пор слабо изучены. Сейсмостратиграфический анализ выполненных в последние годы материалов профилирования ОГТ 2D и данных бурения в левобережной части р. Енисей, обобщение и сравнительная характеристика различных блоков — важная и актуальная задача как для понимания геологической истории этих регионов в целом, так и для практического использования в нефтегазопоисковых целях.

В работе представлены результаты геологической интерпретации сейсмических данных, уточненная сейсмогеологическая модель осадочных комплексов, история и условия их формирования. Подтверждено наличие древних блоков, перекрытых мощными умеренно дислоцированными верхнепротерозойскими и палеозойскими отложениями субплатформенного типа, выполнены структурные построения по основным горизонтам. Затронуты вопросы тектонической эволюции западной окраины Сибирского кратона в неопротерозое и палеозое. По результатам структурных построений и одномерного бассейнового моделирования проведен анализ генерационного и аккумуляционного потенциала древних отложений на этих территориях. По ряду критериев сделан предварительный качественный прогноз потенциальной нефтегазоносности бассейнов.

Ключевые слова: *Западная Сибирь, фундамент, Предъенисейский и Гыданский осадочные бассейны, верхнепротерозойско-палеозойские отложения, нефтегазоносность*

Pre-Jurassic complexes of the eastern West Siberian plate: structure and oil and gas potential

Yu. F. Filippov[1], G. V. Arapov[2]

[1] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
[2] All-Russian Scientific-Research Geological Oil Institute (Novosibirsk branch), Novosibirsk, Russia

Regional seismic surveys and borehole drilling in the basement of the eastern part of the West Siberian geosyneclise confirmed the presence of ancient blocks overlain by thick, moderately dislocated Upper Proterozoic and Paleozoic subplatform sediments. These subside beneath the Mesozoic-Cenozoic sedimentary cover of the geosyneclise and form the Cis-Yenisei and Gydan sedimentary basins, which are promising for oil and gas production. The paper summarizes the results of a comprehensive analysis of new geological and geophysical data, clarifies the seismogeological model of sedimentary complexes, the history and conditions of their formation. We also examine the tectonic evolution of the western margin of the Siberian Craton in the Neoproterozoic and Paleozoic, discussing similarities and differences in the structure and genesis of two basins that developed within the passive continental margin during the late Proterozoic and early Paleozoic. The relationship of the Gydan Block to cratonic structures and, consequently, its geodynamic nature, remains unclear. However, unlike the Cis-Yenisei Block, no distinct suture zone is observed here, and there are no traces of oceanic (ophiolite) complexes. This may indirectly indicate the presence of a marginal portion of the Siberian Craton itself, rather than a terrane-based block. The generation and accumulation potential of ancient sediments in these areas is analyzed. A preliminary qualitative forecast of the oil and gas potential of the basins is made by a number of criteria.

Keywords: *Western Siberia, basement, Cis-Yenisei and Gydan sedimentary basins, Upper Proterozoic-Paleozoic deposits, oil and gas potential*

Для цитирования: Филиппов Ю. Ф., Арапов Г. В. Доюрские комплексы востока Западно-Сибирской плиты: строение и нефтегазоносный потенциал // Вестник геонаук. 2026. 6(378). С. 3—17. DOI: 10.19110/geov.2026.6.1

For citation: Filippov Yu. F., Arapov G. V. Pre-Jurassic complexes of the eastern West Siberian plate: structure and oil and gas potential. Vestnik of Geosciences, 2026, 6(378), pp. 3—17. DOI: 10.19110/geov.2026.6.1

Введение

Известно, что фундамент Западно-Сибирской плиты (ЗСП) сложен гетерогенными складчатыми системами преимущественно герцинского и каледонского, а в восточной части (Енисейский тектонический пояс) — байкальского возраста. Кроме того, новые геолого-геофизические данные подтверждают наличие в фундаменте блоков более древней консолидации, в пределах которых перекрывающие вендпалеозойские осадочные комплексы преобразованы значительно слабее и в отличие от складчатых сооружений могут представлять определенный интерес в нефтегазоносном отношении. К сожалению, из-за слабой геолого-геофизической изученности таких объектов в настоящее время окончательные прогнозные оценки их углеводородного потенциала сделать сложно, а предварительные мнения специалистов по этому поводу существенно расходятся.

В фундаменте юго-восточной части ЗСП ранее был выделен один из таких крупных блоков — Предъенисейский (рис. 1, а), наиболее изученный в последние годы. Нами было показано (Конторович и др., 2006, 2024; Филиппов, 2017 с ссылками), что в юго-восточной части ЗСП под юрско-меловыми отложениями мощностью от 0.5 до 3.3 км распространены вендпалеозойские осадочные комплексы, перекрывающие древний кристаллический фундамент. Удалось проследить границы распространения этих отложений (кроме северной части), составляющих Предъенисейский осадочный бассейн (ОБ), оценить их состав и мощности. Была создана структурно-геологическая модель осадочного комплекса, выполнены стратиграфическая корреляция отложений, палеотектонические и палеогеографические реконструкции. Геохимические исследования органического вещества в керне скважин проводились специалистами ИНГГ СО РАН под ру-

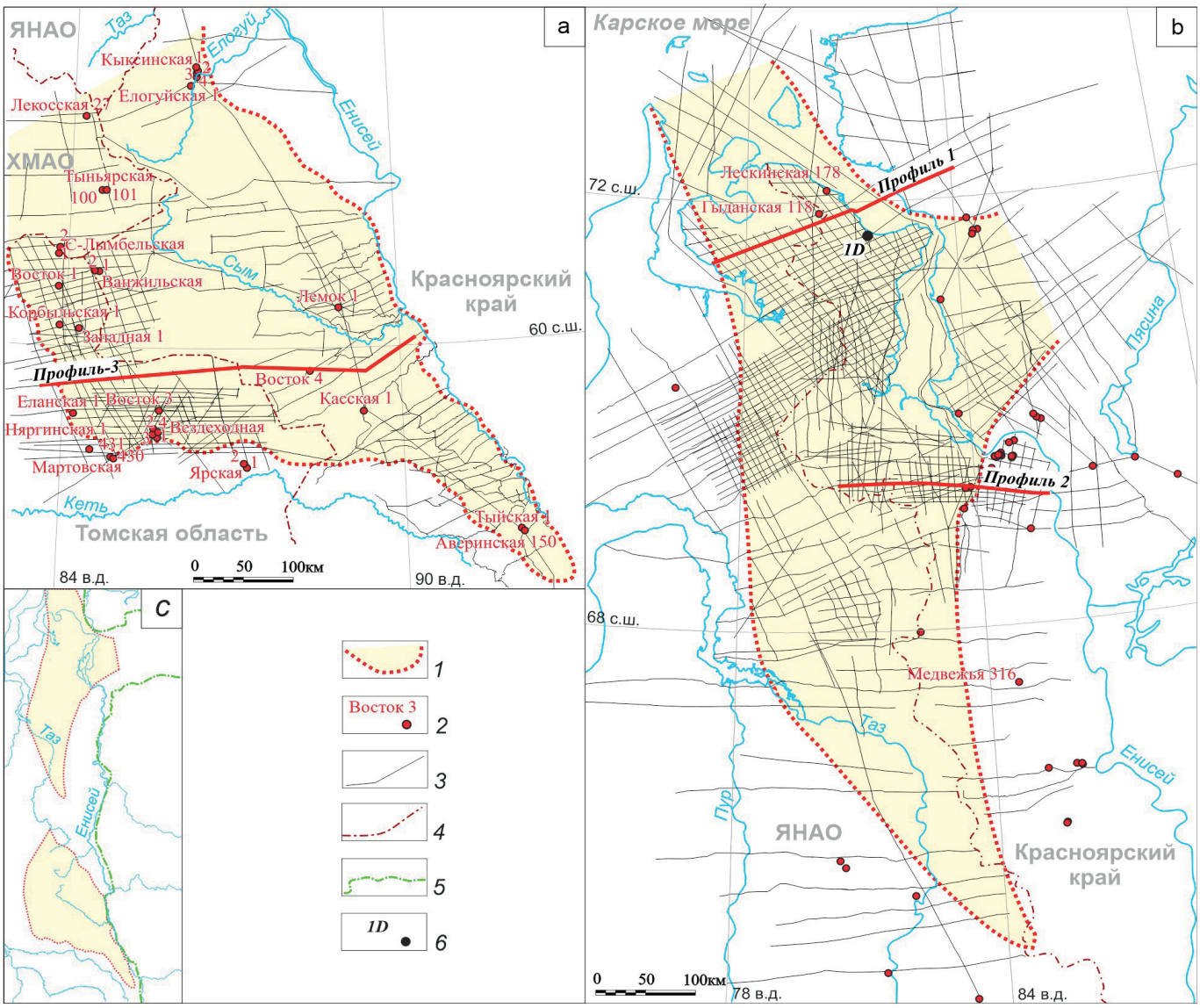


Рис. 1. Схема геолого-геофизической изученности Предъенисейского (а) и Гыданского (b) блоков и их взаимное положение (с): 1 — границы блоков; 2 — скважины, вскрывшие доюрские отложения; 3 — линии сейсмических профилей ОГТ; 4 — административные границы; 5 — граница ЗСП; 6 — точка моделирования погружений (см. рис. 6). Красным выделены линии профилей, приведенных на рисунках ниже

Fig. 1. Scheme of the geological and geophysical study of the Cis-Yenisei (a) and Gydan (b) blocks and their relative positions (c): 1 — block boundaries; 2 — wells drilled into pre-Jurassic deposits; 3 — seismic lines CMP; 4 — administrative boundaries; 5 — boundary of the West Siberian Plate; 6 — point of 1D basin modeling (see Fig.6). The lines of the profiles shown in the figures below are highlighted in red

ководством академика А. Э. Конторовича (Конторович и др., 2011; Конторович, Костырева, 2023; Костырева и др., 2025 и др.). Тем не менее анализ различных факторов не позволяет на сегодняшний день дать однозначную оценку перспектив нефтегазоносности Предъенисейского ОБ (Филиппов, Сараев, 2019).

Новые геолого-геофизические данные (уплотненная региональная сеть сейсмических профилей и бурение первых скважин) в пределах п-ова Гыдан и на прилегающих территориях свидетельствуют о наличии здесь другого древнего блока (рис. 1, b). Осадочный чехол этого блока, судя по сейсмогеологическим данным и материалам бурения двух скважин на Гыданской и Лескинской площадях, представлен преимущественно морскими рифейско-среднепалеозойскими, позднепалеозойскими континентального генезиса и вулканогенными пермско-раннетриасовыми отложениями. При этом скважинами вскрыты комплексы моложе ордовика включительно, а общая мощность разреза может составлять более 10 км. Комплексные исследования доюрского этажа по материалам бурения на Лескинском участке в последние годы проводились силами ООО «Газпромнефть НТЦ» при участии специалистов МГУ и СПбГУ, результаты опубликованы в отдельном номере журнала «PROНЕФТЬ». Профессионально о нефти» (2022. Т. 7, № 4). Анализ геофизических данных по всему Гыданско-Таймырскому региону ранее проводился главным образом специалистами АО «Таймыргеофизика» и других научно-исследовательских организаций (Казаис, 2012; Афанасенков и др., 2016, 2018; Кушнир, 2018 и др.), но не учитывал новые данные по скважинам — их бурение было проведено позже. Палеотектонические реконструкции ранее выполнялись специалистами ИНГГ СО РАН (Метелкин и др., 2012; Vernikovsky et al., 2018; Конторович, Филиппов, 2021; Deev et al., 2024 и др.), но были сосредоточены на смежных территориях Горного Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба и непосредственно погруженных доюрских комплексов на Гыдане не касались. Из-за ограниченности данных по территориям между северо-западной периферией Сибирской платформы (СП) и Гыданским блоком остаются неясными характер границ блока, его взаимоотношение с обрамляющими структурами СП и, соответственно, геодинамическая природа. С появлением новых, более качественных сейсмических материалов в сочетании с новыми данными бурения возникают дополнительные возможности для более детальных и корректных построений.

Основная цель настоящего исследования — на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных попытаться построить адекватную модель геологического строения осадочных комплексов в пределах Гыданского блока, провести сравнительный анализ строения, тектонической истории, характера взаимоотношений со смежными структурами складчатого Таймыра, Енисейского тектонического пояса, Предъенисейского блока и Сибирской платформы; с учетом полученных результатов сделать предварительные выводы о нефтегазоносном потенциале доюрского комплекса в пределах блока.

В соответствии с этим перед авторами стояли следующие задачи: представить геологическую интерпретацию новых сейсмических данных по сети региональных профилей с учетом данных бурения, выполнить структурные построения по основным отражающим горизонтам, создать структурно-геологическую модель доюрских комплексов по территории Гыданского блока, покрытой наиболее кондиционной сетью профилей, выполнить реконструкции основных тектонических перестроек, провести анализ динамики погружений осадочных толщ и степени зрелости ОВ, оценить факторы потенциальной нефтегазоносности в сравнении с Предъенисейским блоком.

Фактический материал и методы

Результаты и выводы о строении доюрских отложений Предъенисейского ОБ базируются на наших с коллегами из ИНГГ СО РАН комплексных исследованиях, проведенных ранее для всех пробуренных на его территории скважин (всего более 30, включая опорные и глубокие (~5 км) параметрические), а также на геологической интерпретации всей имеющейся на сегодня региональной сети сейсмических профилей общей протяженностью свыше 20 тыс. км (рис. 1, a). Сейсмопрофилирование выполнялось разными организациями с 1976 по 2010 год и характеризуется неоднородным качеством.

Основными материалами для исследований Гыданского блока служили сейсмические разрезы по региональной сети профилей ОГТ (около 20 тыс. км, наиболее кондиционные — с 2006 по 2015 г.), данные двух скважин, пробуренных в 2021–2023 гг. на территории Гыдана (Гыданская-118, Лескинская-178) (рис. 1, b) и обнажения одновозрастных комплексов на прилегающей территории Горного Таймыра и Туруханo-Норильского района Сибирской платформы. Интерпретация и структурные построения (сеточные модели) по отражающим горизонтам выполнялись в оригинальном программном пакете Desmana, разработанном специалистами ИНГГ, и Surfer. В качестве основного методического подхода при выполнении интерпретации использовались детально разработанные и апробированные зарубежными и отечественными исследователями приемы сейсмической стратиграфии. Анализ погружений и зрелости органического вещества осуществлялся в одномерном варианте для выбранной точки с использованием программного комплекса PetroMod по стандартным методикам.

Предъенисейский блок

Большая часть результатов исследований по Предъенисейскому блоку была получена ранее Ю. Ф. Филипповым, а также его коллегами из ИНГГ СО РАН и в значительной степени опубликована. Поэтому здесь мы ограничимся только основными выводами и общей (обзорной) характеристикой объекта.

Как уже говорилось, в восточной части ЗСП под юрско-меловым осадочным чехлом были закартированы умеренно дислоцированные мощные (более 10 км) венд-палеозойские отложения, которые рассматриваются авторами в качестве Предъенисейского ОБ (Конторович и др., 2006; Филиппов, 2017 и др.) или точнее — суббассейна, поскольку он представляет собой западный фрагмент обширного Восточно-Сибирского венд-кембрийского солеродного бассейна (Филиппов, Сараев, 2019).

Геологический разрез. Результаты бурения глубоких параметрических скважин и сейсмические данные показали, что в современном разрезе здесь наиболее полно представлены вендские и кембрийские преимущественно карбонатные отложения морского генезиса, формировавшиеся на периферии консолидированного с Сибирским кратоном блока в позднем неопротерозое. В частности, нижние фрагменты кембрийского разреза в восточной части суббассейна (как и на прилегающей с востока части Сибирской платформы) представлены карбонатно-эвапоритовыми толщами с увеличенной мощностью до 3 км, а в западной — относительно глубоководными терригенно-карбонатными и углеродистыми толщами с заметно редуцированными мощностями в первые сотни метров (Конторович и др., 2021). В центральной части суббассейна эти фрагменты фрагментарно разделены линейной субмеридиональной зоной развития органогенных карбонатных построек, которая является западным продолжением известной Сибирской рифтовой системы.

Структурно-тектоническая характеристика. В подавляющем большинстве на сейсмических разрезах отчетливо прослеживается относительно спокойное субгоризонтальное и согласное залегание верхнедокембрийских и кембрийских осадочных комплексов (рис. 2), составляющих единый структурный этаж, что хорошо фиксируется как на вертикальных разрезах, так и по совпадающему характеру структурных поверхностей каждого стратиграфического комплекса в плане. На большей части территории отложения дислоцированы в пологие брахиформные складки, слегка вытянутые в северо-западном направлении конформно границам Енисейского тектонического пояса, окаймляющего западный край Сибирской платформы. В структурном плане нижнекембрийского комплекса в восточной части ОБ обособляются линейные валообразные структуры, связанные с проявлением соляной тектоники. Выше и ниже по разрезу они практически не проявлены. Аналогичные структуры того же возраста и генезиса выявлены в Присаяно-Енисейской синеклизе СП (Троицко-Михайловский вал). Значимые разломы и проявления магматизма для большей части территории не характерны, их распространение прогнозируется по геофизическим данным, главным образом в краевых частях блока. Выполненные структурные построения позволили закартировать границы выходов разновозрастных стратиграфических комплексов на предъюрскую поверхность (Филиппов, 2017). На представленной в работе геологической карте показано, что на большей части территории отмечаются выходы разных стратиграфических уровней кембрия, при этом в зонах денудации на локальных поднятиях можно ожидать выходы вендских толщ, а во впадинах — ордовика и силура. Все более молодые осадочные комплексы (от девона и моложе) на территории ОБ отсутствуют.

Реконструкция тектонических событий. Ранее было показано, что в позднем неопротерозое (около 700–620 млн лет) у западной (в современных координатах) окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления на широте Енисейского кряжа был сформирован океанический бассейн и Исаковская островодужная система (Vernikovsky et al., 2003; Kuzmichev, Sklyarov, 2016 и др.). В предвендское время элементы этой системы были сближены в пространстве с краевыми структурами кратона и частично обдуцированы на них (там же). Ю. Ф. Филипповым с коллегами была предложена модель последующих аккреционно-коллизионных событий, включающих вслед за островодужными комплексами причленение древнего Предъенисейского блока (микроконтинента) (Филиппов, 2017 и др.). После консолидации блока с краевыми структурами кратона, он, очевидно, представлял собой уже единую с ней структуру. Так, в венде и кембрии здесь формировались осадочные комплексы в условиях преимущественно эпиконтинентального эвапоритового суббассейна, являющегося западным фрагментом единого Восточно-Сибирского солеродного бассейна (Филиппов, Сараев, 2019).

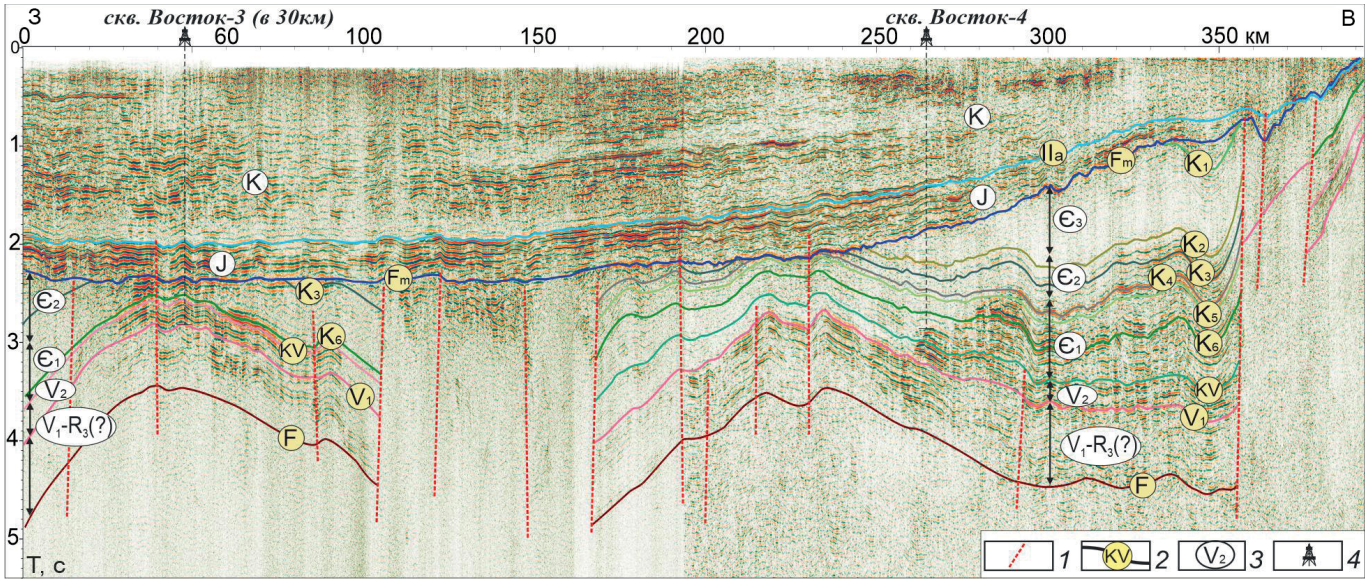


Рис. 2. Сейсмогеологический разрез по профилю 3: 1 — разломы; 2 — отражающий горизонт и его индекс; 3 — геологический возраст сейсмокомплексов; 4 –скважины. Положение профиля см. на рис. 1, а

Fig. 2. Seismic-geological section along the Line 3: 1 — faults; 2 — reflecting horizon and its index; 3 — geological age of seismic complexes; 4 –wells. The profile position is shown in Fig. 1, a

Одновременно с этим в раннем кембрии западные районы блока представляли собой активную континентальную окраину, где был сформирован полуоткрытый задуговый бассейн с проявлением характерных бимодальных магматических комплексов, вскрытых скважиной № 4 на Вездеходной площади (северо-восток Томской области). Удаленные фрагменты самой островной дуги, постепенно мигрировавшей к западу (в современных координатах), по-видимому, вскрыты скважинами на Чкаловской площади в левобережной части Оби между устьями рек Тым и Вах (Симонов и др., 2020).

Согласно нашим с коллегами палеогеографическим реконструкциям (Филиппов, Сараев, 2019) в венде и кембрии осадконакопление в пределах бассейна проходило в различных фациальных обстановках — от относительно глубоководной зоны открытого шельфа на западе до эпиплатформенного эвапоритового суббассейна на востоке, разделенных линейной субмеридиональной зоной биогермных построек в центральной части. Важным моментом является обнаружение во вскрытых скважинами западных разрезах аналогов обогащенной органическим веществом (ОВ) куонамской свиты раннесреднекембрийского возраста (пайдугинская свита), развитой на СП и представляющей интерес в качестве потенциальной нефтематеринской толщи.

Нефтегазоносность. Выявленная палеогеографическая зональность осадочного бассейна закономерно обусловила дифференциацию потенциально нефтегазовых осадочных систем в восточной и западной частях. Это касается как нефтегенерационных комплексов, так и структурно-литологических характеристик резервуаров. Так, в западных районах наряду с традиционными для СП докембрийскими потенциально нефтематеринскими толщами может иметь значение и вышеупомянутая пайдугинская свита раннесреднекембрийского возраста — аналог куонамской свиты на СП. В восточной части Предъенисейского ОБ она отсутствует. С другой стороны, в восточной части важную роль в качестве высококачественных флюидоупоров могут играть солеродные толщи верхнего венда и кембрия, которые отсутствуют в западных районах. Ранее нами была продемонстрирована схожесть потенциальных нефтегазоносных комплексов Предъенисейского ОБ с распространенными в Южно-Тунгусской нефтегазоносной области комплексами (Филиппов, Сараев, 2019).

Для более достоверной оценки потенциала нефтегазоносности Ю. Ф. Филипповым с коллегами было проведено бассейновое моделирование, включающее режим погружения осадочных комплексов, степени преобразованности органического вещества и оценку времени генерации углеводородов. По сейсмическим материалам с привязкой основных отражающих горизонтов к литостратиграфическим уровням по скважинным данным был построен набор структурных карт и карт первичных мощностей разновозрастных отложений. В качестве целевых потенциально нефтегазоматеринских толщ анализировались две толщи — докембрийская (предполагаемая) и кембрийская («куонамская»). Результаты показали, что для докембрийских потенциально нефтематеринских толщ процессы генерации (и последующей миграции) углеводородов могли начаться уже в кембрии, а для кембрийских — в ордовике.

Комплексные геохимические исследования ОВ в керне скважин проводились специалистами ИНГГ СО РАН (Конторович и др., 2011; Конторович, Костырева, 2023; Костырева и др., 2025). По их результатам на разных уровнях венд-кембрийского разреза были отмечены проявления этих генерационных и миграционных процессов, включая наличие автохтонных и аллохтонных битумоидов, а также небиодеградированных нафтидов в пустотах керна.

Следует отметить другой важный момент, связанный с эволюцией нефтегазовой системы. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о значительных масштабах последующей денудации, связанной главным образом с герцинской орогенией и складчатостью. Эти процессы неизбежно должны были отрицательно сказаться на сохранности потенциальных залежей. Наибольший интерес в отношении перспектив нефтегазоносности Предъенисейского ОБ представляет субмеридиональная зона развития биогермных построек.

Гыданский блок

В восточной части плиты, помимо Предъенисейского блока, в левобережной части Енисея, охватывающей восточную часть Гыданского полуострова до широты Туруханска на юге, специалистами СНИИГГиМС ранее выделялась область «докарельской и карельской складчатости, переработанной байкальским тектогенезом» (Сурков, Жеро, 1981). При этом в самой северной части Гыдана предполагалось продолжение позднегерцинских структур складчатого Таймыра и Предтаймырского «протоорогенного» прогиба. С запада и юго-востока эта область ограничивалась раннемезозойскими грабен-рифтовыми структурами (Колтогорско-Уренгойской и Худосейской соответственно).

Геологический разрез. Как уже упоминалось, доюрские осадочные комплексы непосредственно в пределах этой области вскрыты только двумя скважинами (в диапазоне от среднего ордовика до триаса). О наличии более древних отложений, перекрывающих архейско-протерозойский фундамент блока, можно судить по материалам сейсмического профилирования ОГТ в лево- и правобережной частях Енисея. Они позволяют проследить на территории Гыдана погребенные под мезозойским осадочным чехлом ЗСП докембрийские и раннепалеозойские толщи, выходящие на дневную поверхность в северо-западной части СП и на западе Таймыра.

Нижние фрагменты осадочного разреза в Таймырском (Шренк-Фаддеевский геологический район) и Турухано-Норильском (Игарское поднятие и Туруханский выступ) районах представлены разнофациальными карбонатно-терригенными осадочными, метаосадочными комплексами и вулканитами верхнего рифея общей мощностью не менее 2.5–3 км. По сейсмическим данным, мощность верхнерифейских осадочных толщ на территории Гыдана может значительно увеличиваться (до 6–7 км), при этом не исключено наличие в основании осадочного чехла более древних толщ среднерифейского возраста (Казаис, 2012; Балдин, Мунасыпов, 2017; Кушнир, 2018), которые об-

нажены южнее — на Туруханском поднятии. Ниже приведен один из субширотных сейсмогеологических разрезов, пересекающих Гыданский п-ов и западную часть Таймыра (рис. 3), на котором рифейский комплекс выделен между отражающими горизонтами F и R_0.

Выше залегают терригенно-карбонатные отложения венда и палеозоя (до раннекаменноугольных включительно) (Вилесов и др., 2022) преимущественно морского генезиса, которые широко представлены и изучены в пределах Игарского выступа и на западе Таймыра, где они перекрывают рифейские комплексы с угловым несогласием. В северо-восточной части Гыданского блока значительных структурных несогласий и региональных стратиграфических перерывов по сейсмическим данным не выявлено — они носят локальный характер. Мощность комплекса более 5 км.

Осадочные комплексы среднего карбона — средней перми представлены терригенными формациями от морских флишоидных до континентальных угленосных. Их мощность в пределах блока может достигать более 3 км — так же, как на западном Таймыре и в Турухано-Норильском районе. Верхнепермские и нижнетриасовые толщи в пределах Гыданского блока являются полным аналогом вулканогенно-осадочных пород трапповой формации, распространенной на обширных территориях Горного Таймыра и Тунгусской синеклизы. Комплекс в разной степени денудирован (местами полностью), а максимальные мощности сохранившихся фрагментов могут составлять более 2 км. Средневерхнетриасовые терригенные отложения (тампейская серия и ее аналоги), по сейсмическим данным, также неравномерно распространены в пределах Гыданского блока, концентрируясь в наиболее погруженных зонах, где их мощность может достигать 1 км.

Структурно-тектоническая характеристика. Гыданский блок очень слабо изучен буровыми работами, поэтому основным источником информации о его структуре служат результаты регионального сейсмопрофилирования ОГТ, при этом покрытие территории сетью профилей остается неравномерным (рис. 1, b). В качестве основы для корреляции и интерпретации использовалась наиболее кондиционная по плотности сеть, отработанная в северо-восточной части Гыдана. Для увязки сейсмических и геологических данных использовались субширотные сейсмические профили, протягивающиеся с Таймыра и северо-западных районов СП, где доюрские отложения выходят на дневную поверхность. По результатам геологической интерпретации сейсмических разрезов нами был построен набор структурных карт по поверхностям основных сейсмостратиграфических комплексов и карт их толщин. Затем на этой основе были составлены геологические карты поверхности доюрского основания ЗСП со снятыми: a) позднетриасовыми и более молодыми отложениями и b) трапповым комплексом (P_3-T_1) (рис. 4).

Трапповые образования, слагающие отдельный структурный этаж, в пределах площади занимают большую часть поверхности доюрского основания. Более древние отложения обнажены только в центральной части площади. На «предтрапповой» поверхности наиболее широко представлены терригенные толщи среднекаменноугольно-среднепермского возраста, которые с регионально выраженным несогласием перекрывают более древние осадки и заполняют отрицательные структуры. Области выхода на «предтрапповую» (или предъюрскую, где траппы отсутствуют) поверхность дислоцированных в пологие брахиформные складки верхнедокембрийско-раннекаменноугольных терригенно-карбонатных пород занимают центральную часть площади на северо-востоке Гыдана. В региональном плане они составляют единый мегакомплекс отложений, аналогичный одновозрастному чехлу СП. Безусловно, как и на платформе, здесь присутствуют внутриформационные перерывы и несогласия, но в целом, судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам, он формировался в сходных условиях перикратонной части платформы, а позже подвергся структурным преобразованиям.

В восточной части этой площади фиксируются локальные зоны поднятий, где непосредственно под траппами развиты наиболее древние рифейские комплексы осадочного чехла. Южнее, уже на широте г. Дудинки на сейсмических разрезах, пересекающих лево- и правобережные территории Енисея, также отчетливо фик-

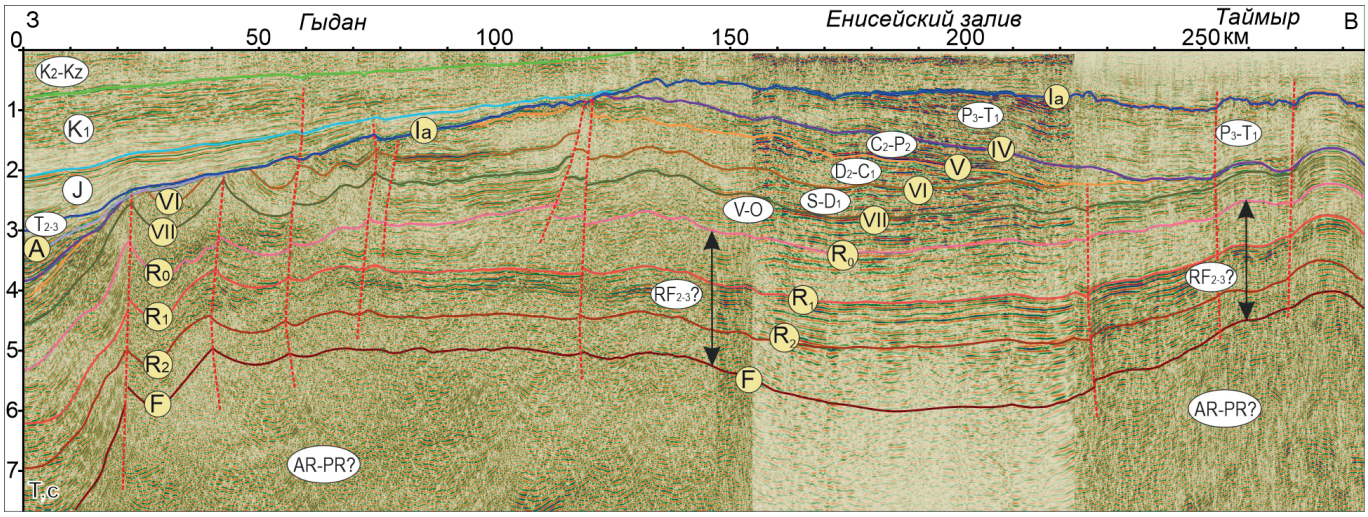


Рис. 3. Сейсмогеологический разрез по композитному профилю 1. Условные обозначения см. на рис. 2. Положение профиля см. на рис. 1, b

Fig. 3. Seismic-geological section along the composite Line 1. The symbols are shown in Fig. 2. See the profile position in Fig. 1, b

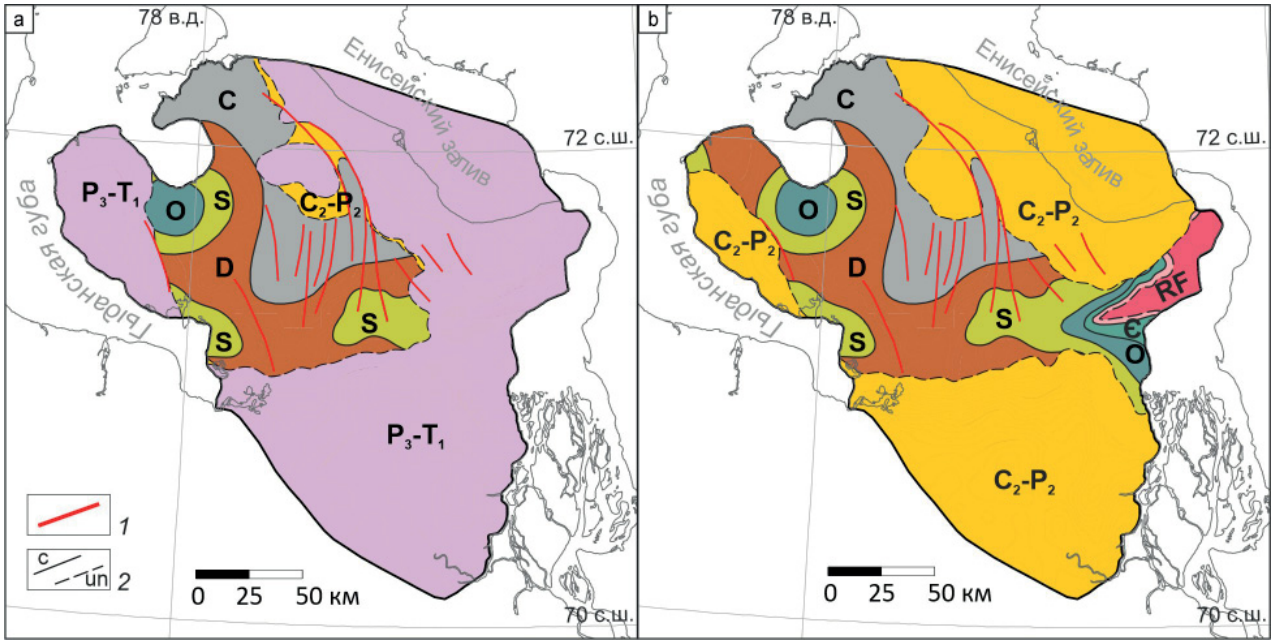


Рис. 4. Геологическая карта северо-восточной части Гыданского блока со снятыми осадочными комплексами чехла ЗСП (a) и пермско-триасовыми вулканогенными комплексами (b): 1 — предполагаемые разломы; 2 — геологические границы (c — согласные, un — несогласные)

Fig. 4. Geological map of the northeastern part of the Gydan Block with the removed sedimentary complexes of the West Siberian Plate cover (a) and the Permian-Triassic volcanogenic complexes (b): 1 — supposed faults; 2 — geological boundaries (c — conformable, un — unconformable)

сируются зоны поднятия блоков фундамента по разломам взбросонадвигового характера, сопровождающиеся складчатостью юго-восточной вергентности. На приведенном разрезе (рис. 5) заметно различное соотношение этих поднятых блоков с разновозрастными перекрывающими осадочными толщами.

Так, в восточной части этого разреза (правобережье р. Енисей) фиксируется предвендское несогласие, характерное для западных районов СП, где складчатые и частично денудированные комплексы рифея перекрыты пологозалегающими вендскими и более молодыми раннепалеозойскими отложениями. Непосредственно в районе р. Енисей и прилегающей левобережной части на предъюрской поверхности обнажаются наиболее древние фрагменты рифея, а перекрывающие венд-палеозойские толщи полностью размыты. При этом юрско-меловые толщи чехла ЗСП плащеобразно перекрывают дислоцированный рифей, никак не наследуя его структуру.

Еще западнее, в центральной части разреза, фиксируется другой, достаточно узкий (не более 30–40 км) выступ с характерной для существенно дислоцированных структур хаотичной волновой картиной. Непосредственно над этим выступом фиксируется амплитудное воздымание юрских и меловых толщ с денудацией значительной части последних, что резко отличает его от восточного и говорит о существенно более молодом (поздний мел — кайнозой) возрасте формирования поднятия.

Важным моментом является тот факт, что эта линейная в плане зона выступов протягивается под мезозойским чехлом ЗСП в левобережной части Енисея далеко на юг, а на севере (с поворотом на восток) прослеживается вдоль южного борта Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП). Эта зона на всем протяжении совпадает с хорошо выраженными линейными положительными аномалиями магнитного и гравитационного полей, которые в свое время послужили основанием для выделения здесь Худосейского грабен-рифта (Сурков, Жеро, 1981), переходящего в северной части в рифтогенную структуру в основании ЕХРП.

Как показывают сейсмические материалы, ничего общего с грабен-рифтовыми структурами эта зона не имеет. Вместо ожидаемой зоны прогибания в условиях растяжения фиксируется зона «молодых» (мелкайнозойских) дислокаций и поднятий в условиях сжатия и полное отсутствие триасовых базальтовых комплексов, которые прослеживаются западнее и южнее, а в пределах ЕХРП — севернее. При этом прилегающие к этим зонам со стороны СП выступы складчатых рифейских комплексов более раннего генезиса (позднегерцинского?), никак не проявившихся в структуре перекрывающего их мезозойского чехла, приурочены, наоборот, к отрицательным магнитным аномалиям, как и весь Енисейский тектонический пояс. Чем объясняется такая дифференциация выступов и очень контрастная граница между ними в потенциальных полях, не совсем ясно — для этого требуется проведение дополнительных исследований.

Дизъюнктивная тектоника характеризуется довольно сложными взаимоотношениями и гетерогенностью нарушений, а качество сейсмических материалов и редкая сеть профилей не всегда позволяют провести уверенную корреляцию. Тем не менее в пределах уплотненной сети на северо-востоке Гыдана удается выделить наиболее выраженные амплитудные разломы как минимум трех генераций, дифференцируемых по морфологии, возрасту и кинематике. Разломы наиболее ранней стадии носят взбросовый (возможно, со сдвиговой составляющей) характер и секут отложения рифейского комплекса, а их простира-

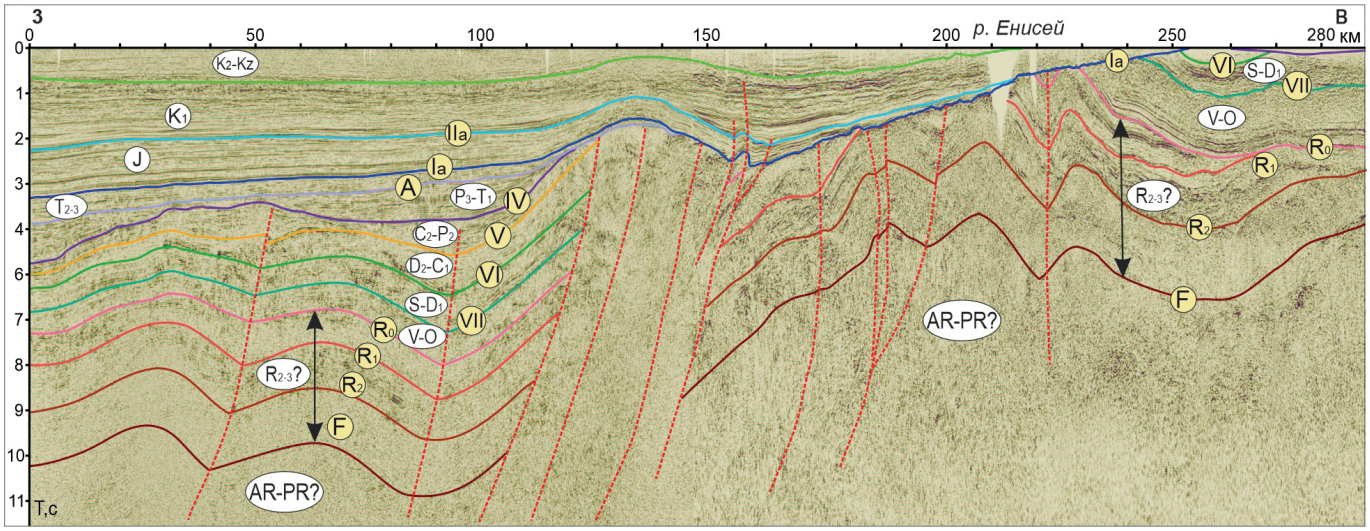


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по композитному профилю 2. Условные обозначения см. на рис. 2. Положение профиля см. на рис. 1, b

Fig. 5. Seismic-geological section along the composite Line 2. The symbols are shown in Fig. 2. See the profile position in Fig. 1b

ние в целом конформно границам СП. Позднегерцинские и раннекиммерийские разломы относятся преимущественно к взбросонадвигам и часто секут весь доюрский разрез, при этом амплитуды достигают более километра. Следует отметить, что субсинхронная складчато-надвиговая дугообразная система Горного Таймыра субширотного простирания в гыданской части уже не прослеживается — по-видимому, ее западный фланг разворачивается в северном направлении (в акваторию Карского моря), огибая Карскую плиту с запада, как это и зафиксировано на тектонической схеме (Верниковский и др., 2013). Третья генерация включает самые молодые разломы кайнозойского возраста, которые сконцентрированы преимущественно в чехле ЗСП и самых верхних частях палеозойского разреза.

В целом результаты интерпретации сейсмических данных подтверждают выводы ряда специалистов (Казаис, 2012; Балдин, Мунасыпов, 2017; Кушнир, 2018 и др.) о том, что мощные доюрские осадочные комплексы, включая рифейские, продолжаются под мезозойским чехлом ЗСП (и ЕХРП) в пределах Гыданского блока. Отложения среднего (?) и верхнего рифея распространены повсеместно, имеют значительные мощности и носят субплатформенный характер (умеренные градиенты мощностей, «пологая» складчатость). На единичных субширотных сейсмических профилях, пересекающих восточную часть Гыданского блока, западные районы Горного Таймыра и ЕХРП, никаких значимых тектонических границ не отмечается. Все докембрийские и палеозойские осадочные комплексы отчетливо прослеживаются в транзитной зоне Енисейского залива, а также к западу и востоку от нее.

Предполагаемая граница блока не выражена и в потенциальных полях. Только южнее широты г. Дудинки на сейсмических разрезах отмечаются упомянутая выше узкая линейная зона, к которой приурочена контрастная граница, а также выраженное поднятие в юрско-меловом осадочном чехле, свидетельствующее о ее реактивации в позднем мелу – кайнозое. Полноценной шовной зоной (сутурой) ее по ряду характеристик считать сложно, вероятно, ее наличие — следствие тектонических событий на западном и северном флангах СП в позднегерцинско-раннекиммерийское время и их реактивации в кайнозое. Аналогичные по характеру и времени события фиксируются южнее, в частности на речном сейсмическом профиле по р. Нижняя Тунгуска (Ефимов и др., 2017).

В левобережной части Енисея от устья Подкаменной Тунгуски до упомянутых профилей на широте г. Дудинки кондиционные сейсмические материалы, характеризующие строение доюрских комплексов, практически отсутствуют. Тем не менее есть другие надежные свидетельства распространения на этих территориях под мезозойским чехлом ЗСП древних комплексов. Так, в скв. Медвежья-316 под юрскими отложениями вскрыты метаморфизованные углеродистые сланцы, возраст которых, по данным изотопного (U-Pb) датирования, составляет более 2.1 млрд лет (Кринин, 2024). Аналогичный возраст (2 млрд лет) получен по некоторым цирконам (SHRIMP-II) из гранитов, вскрытых на Тыньярской площади на востоке Ханты-Мансийского округа (Иванов и др., 2012). Колонковыми скважинами на Костровской и Ермаковской площадях (в 100 км южнее Медвежьей-316) вскрыты метаморфизованные сланцы и мраморы, относимые к протерозою (Старосельцев, 2016; Кринин, 2024). Некоторые специалисты однозначно трактуют эти свидетельства в пользу продолжения структур фундамента СП на запад под чехлом ЗСП (Кринин, 2024), другие считают их фрагментами байкалид Енисейского тектонического пояса — складчатого обрамления СП, где, как и на Енисейском кряже, могут встречаться архейско-протерозойские ядра (Старосельцев, 2016).

Реконструкция тектонических событий. Что касается непосредственно Гыданского блока (севернее широты г. Дудинки), то здесь ситуация иная — позднерифейская (байкальская) складчатость проявлена заметно слабее и выражена пологими складками и локальными перерывами, главным образом с перекрывающими их венд-палеозойскими отложениями. Качество сейсмических материалов не позволяет проанализировать их более детально, но в целом следует констатировать, что следы аккреционных событий

конца рифея — начала венда на северном фланге СП, которые привели к образованию Центрально-Таймырского орогенического пояса (Метелкин и др., 2012; Самыгин, 2018 и др.), непосредственно на территории Гыдана не проявлены или проявлены слабо. Вероятнее всего, эти события охватывали только северные районы Таймыра, как это показано на тектонических схемах (Верниковский и др., 2013).

С позднего венда и на протяжении большей части палеозоя (до среднего карбона) в пределах Гыданского блока, как и на территории западной части Горного Таймыра, представлявших собой на тот период пассивную континентальную окраину Сибирского кратона, происходило накопление морских терригенно-карбонатных отложений. На это косвенно указывает как характер напластования отложений, который отмечается на сейсмических разрезах, так и литофациальный состав отложений, вскрытых скв. «Лескинская-178» и обнаженных в пределах Горного Таймыра.

С середины каменноугольного времени во всем регионе преимущественно морские условия осадконакопления сменяются прибрежно-морскими и континентальными. Такая резкая смена была обусловлена, в частности, коллизионными процессами на границе Карского микроконтинента и северной окраины Сибирского кратона в позднекаменноугольное время (Metelkin et al., 2005 и др.), последующей орогенией и формированием форландового ОБ. Одновременно с этим на обширных территориях в пределах современных границ ЗСП проходили процессы, связанные с закрытием Уральского палеоокеана, что также отразилось на фациальном составе отложений и новых источниках сноса. Эти процессы проявились и в пределах Гыданского блока, где в условиях регионального сжатия отмечаются дифференцированные субвертикальные смещения микроблоков, деформация осадочных толщ и их частичная денудация. С позднекаменноугольного времени фиксируется существенное прогибание территории и формирование нового (форландового) ОБ с накоплением терригенных угленосных формаций.

На рубеже перми и триаса режим сжатия сменился растяжением с формированием трапповой провинции и сопутствующим рифтогенезом на территории ЗСП. В это время происходит достаточно быстрое накопление мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ с сопутствующими процессами теплового, гидротермального и структурного воздействия на осадочную матрицу более древних отложений. В этом отношении территория Гыданского блока вряд ли существенно отличалась от смежных районов СП, ЕХРП и Таймыра — все они, по сути, являлись частями единой Сибирской трапповой провинции.

Повторная орогения в области Карского блока, последовавшая с начала среднего триаса, привела к новым структурным перестройкам на Гыдане и Горном Таймыре. В пределах Гыданского блока формируются новые пликативные структуры и разломы, секущие весь доюрский разрез. При этом в наиболее удаленных от Карского блока районах эти процессы проявлены слабее — там продолжает формироваться прогиб и накопление толщ тампейской серии триаса — базальных горизонтов осадочного чехла ЗСП.

В юрский и меловой периоды доюрские комплексы начинают постепенно и неравномерно погружаться, над ними формируется осадочный чехол ЗСП. В северной части блока их мощность незначительна (менее 1 км), а южнее, при приближении к депоцентру ЕХРП, она резко возрастает до 6–7 км. В кайнозое в северных районах ЗСП и ЕХРП фиксируется еще один этап тектонической активизации, с которым связано завершение формирования локальных линейных антиклинальных структур (в частности, Танамо-Малохетский и Рассохинский мегавалы в пределах ЕХРП, поднятия, приуроченные к северным фрагментам Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта ЗСП), в том числе и в упомянутой выше линейной зоне к северо-западу от г. Дудинки, которая, по-видимому, унаследована от более древней деформационной структуры неясного генезиса.

Нефтегазоносность. В обнажениях и неглубоких колонковых скважинах в западных районах Горного Таймыра, где палеозойские комплексы выходят на дневную поверхность, обнаружены проявления нефти, газа и битумов. По результатам бурения глубоких скважин («Лескинская-178» и «Гыданская-118») на Гыданском полуострове также получены свидетельства проходивших в отложениях нефтегенерационных процессов — в керне обнаружены битумопроявления, выпоты нефти, насыщения ее по порам и трещинам. Кроме того, на Лескинской площади были частично вскрыты потенциально нефтегазоматеринские толщи (ПНГМТ) силурийского и пермского возраста. Определённые перспективы (практически не изученные) могут быть связаны и с докембрийскими осадочными комплексами, промышленная нефтегазоносность которых доказана на СП.

В целом во вскрытой скважинами части осадочного выполнения Гыданского блока предварительно выделяются силур-нижнекаменноугольный и пермско-нижнетриасовый потенциально нефтегазоносные комплексы (ПНГК), детальные характеристики которых на сегодняшний день изучены достаточно слабо.

В качестве ПНГМТ для нижнего силур-нижнекаменноугольного ПНГК рассматривается вскрытая скважиной на Лескинском участке раннесилурийская толща граптолитовых сланцев, которая содержит органическое вещество I–II типа, обладающее высоким потенциалом к генерации жидких УВ (среднее — 113 мг УВ/г ТОС). Аналогичные породы доманиковой формации известны на западе Таймыра (Болдушевская и др., 2012). Аналитические исследования ОВ в керне (Бакай и др., 2022; Морозов и др., 2022) указывают на его переходную катагенетическую преобразованность от главной зоны нефтеобразования (ГЗН) к главной зоне газообразования (ГЗГ) ($МК_3$–$МК_5$) (здесь и далее — по шкале С. Г. Неручева, В. Б. Вассоевича и Н. В. Лопатина). Кроме того, анализ битумоидов выявил многократность процессов генерации и миграции углеводородов и значительную степень реализации исходного потенциала, который мог достигать 400–700 мг УВ/г $С_{орг}$. Потенциальные коллекторы для нижнего ПНГК в разрезах скважин прогнозируются на разных стратиграфических уровнях силура и девона, где представлены трещиновато-кавернозными доломитами (Ершова и др., 2022). Наряду с этим в качестве потенциальных коллекторов можно рассматривать зоны развития био-

гермных построек и их обломочных шлейфов, которые косвенно фиксируются по волновой картине на сейсмических разрезах (Букатова, 2022). Исследования кернового материала и данных ГИС показывают наличие в разрезе перекрывающих достаточно плотных карбонатно-глинистых толщ, которые можно рассматривать в качестве региональных покрышек.

Среднекаменноугольно-нижнетриасовый ПНГК в пределах блока не охарактеризован керном (отобран шлам) и выделяется нами по ГИС и сейсмическим данным с учетом информации о синхронных отложениях на западе Таймыра. В качестве ПНГМТ здесь рассматриваются глинисто-алевритовые отложения ранне- и среднепермского возраста (Болдушевская и др., 2012). Нефтегазоносный потенциал пермских отложений в скважине «Лескинская-178» подтвержден пиролитическими исследованиями образцов шлама (Морозов и др., 2022). Данные анализа кернового материала показывают, что органическое вещество толщи характеризуется III типом со значительным генерационным потенциалом (HI от 84 до 370 мг УВ/г $C_{орг}$) (Морозов, 2022). В пермском разрезе скважин встречаются небольшие по мощности слои песчаников, гравелитов и конгломератов, чередующиеся с пластами глинистых отложений. Такое переслаивание терригенных фаций с хорошими коллекторскими свойствами и надежными флюидоупорами при подходящих структурных условиях может создавать локальные многопластовые залежи, аналогичные продуктивным пермско-триасовым осадочным комплексам в Вилюйской синеклизе.

Важным этапом для оценки нефтегазоносного потенциала территорий, особенно малоизученных, является бассейновое моделирование, которое позволяет восстановить историю формирования ОБ, время созревания ОВ и генерации УВ. Ранее такая попытка моделирования в одномерном варианте была предпринята специалистами «Газпромнефть НТЦ» по скв. «Лескинская-178» (Зинченко и др., 2022). По ее результатам было установлено, что нефтегазоматеринский потенциал силурийской ПНГМТ был практически полностью исчерпан в раннем триасе.

Следует отметить, что скважина находится в зоне значительного поднятия доюрских комплексов и не может характеризовать всю территорию. Для более корректных оценок нами было выполнено аналогичное моделирование в точке 1D (положение показано на рис. 1, b), которая была выбрана исходя из условий небольшой удаленности от скважины, где разрез детально изучен, положения на сейсмическом профиле с умеренно дислоцированными осадочными комплексами, сохранившими первичные мощности от денудации, минимальной глубины залегания палеозойских пород и их увеличенной мощности. В качестве ПНГМТ рассматривались сланцевая толща раннего силура и ранне-, среднепермские глинисто-алевритовые толщи. Плотность теплового потока принималась согласно ранее сделанным оценкам (Зинченко и др., 2022; Полянский и др., 2025).

Результаты моделирования приведены на рис. 6. График показывает, что ОВ высокоуглеродистых силурийских пород к настоящему времени, вероятно, уже преобразовано до стадии АК, а в нижней части пермских пород — до стадии $МК_3$, в верхней — $МК_2$. При этом в главной зоне нефтеобразования силурийская толща должна была оказаться с раннекаменноугольного времени до раннего триаса. В дальнейшем, раннем-среднем триасе, согласно модели, ОВ было преобразовано до стадий апокатагенеза, чему способствовало резкое повышение теплового потока и накопление мощных вулканогенных толщ. Пермская толща достигла главной зоны нефтеобразования только в раннем триасе, после чего также оказалась под воздействием теплового потока и достаточно быстро реализовала свой генерационный потенциал.

Очевидно, что слабая изученность разреза, крайне ограниченное количество скважин не позволяют на сегодняшний день оценить достоверность модели и надежность сделанных выводов даже в одномерном варианте. Тем более не приходится говорить об ее обоснованности и информативности для всей территории Гыданского блока — пока это предварительные оценки в первом приближении для известных на сегодня параметров системы. Надо также иметь в виду, что существенная неопределенность при восстановлении тепловой истории и динамики реализации нефтегенерационного потенциала осадочных комплексов традиционно связана с вариациями глубинного теплового потока во времени. Для решения этой проблемы и повышения точности тепловой модели необходимо привлечение новых керновых материалов по всему геологическому разрезу и по возможности на разных глубинах. Пока мы имеем модельные расчеты только для двух точек в одном районе в северо-восточной части Гыдана, которые тем не менее позволяют провести некоторую экстраполяцию для подобных разрезов в данном диапазоне глубин.

Ограниченное количество проведенных геолого-геофизических работ не позволяет выполнить и надежные количественные оценки нефтегазоносного потенциала — роль многих важных факторов остаётся неопределенной. Тем не менее можно сделать предварительные выводы, касающиеся более изученной северо-восточной части блока.

Во-первых, в доюрском разрезе выделяется как минимум два полноценных нефтематеринских комплекса. Результаты проведенных исследований позволяют предположить их широкое распространение в пределах Гыданского блока, что наряду с наличием потенциальных коллекторов и флюидоупоров в палеозойском разрезе позволяет оценивать возможный ресурсный потенциал этих осадочных комплексов с осторожным оптимизмом. Кроме того, имеются прямые признаки нефтегазоносности доюрских толщ как в пределах Гыданского блока, так и на западе Таймыра.

С другой стороны, проведенные модельные расчеты указывают на значительную степень реализации генерационного ресурса силурийской ПНГМТ уже в раннем триасе, к настоящему времени полностью исчерпанного. В этом смысле сохранность сформированных в триасе потенциальных залежей после дальнейших тектонических событий и структурных перестроек может вызывать вопросы и соответствующие риски. Пермская ПНГМТ с раннего триаса могла генерировать жидкие УВ, но к сегодняшнему дню, вероятно, реализовала лишь незначительную часть своего генерационного потенциала.

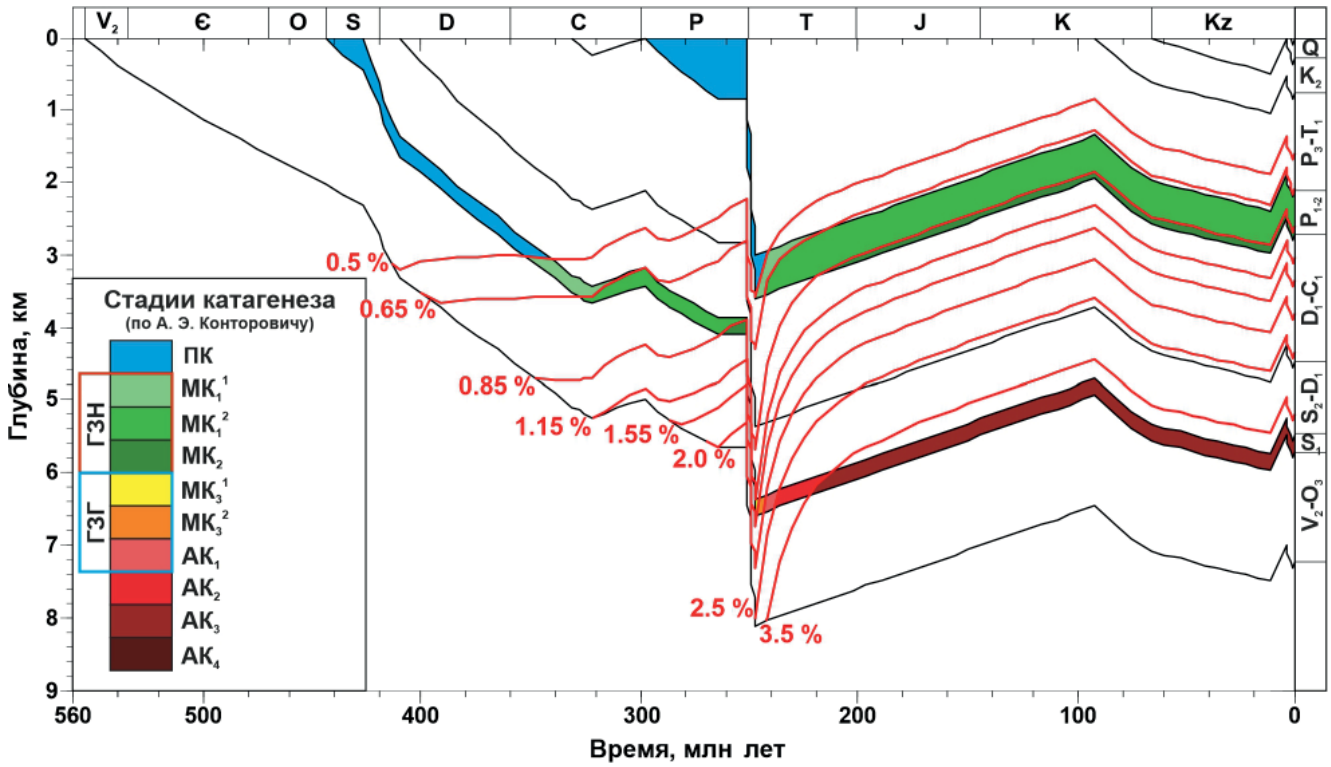


Рис. 6. Динамика погружений и степени катагенетической преобразованности ОВ осадочных комплексов по результатам моделирования в точке 1D. Положение точки 1D показано на рис. 1. Красными изолиниями показаны модельные значения отражательной способности витринита

Fig. 6. The burial history and the dynamics of thermal maturity of organic matter according to the results of basin modeling at point 1D. The position of point 1D is shown in Fig. 1. The red isolines show the model values of the reflectivity of vitrinite

В-третьих, на территории выделяются дизъюнктивные нарушения разной кинематики, секущие доюрские комплексы, с которыми также могут быть связаны определенные перспективы нефтегазоносности. Это могут быть и зоны трещиноватости в карбонатных породах с формированием вторичных коллекторов, и зоны тектонического экранирования, и проводящие зоны в периоды максимумов генерации и миграции углеводородов. При этом более молодые (от позднего триаса и моложе) дизъюнктивные нарушения могли сыграть отрицательную роль в сохранности сформировавшихся потенциальных залежей.

Развитие в пределах блока трапповых формаций — еще один существенный фактор, который мог оказывать различное влияние на потенциальную нефтегазоносность территории с точки зрения как структурного преобразования осадочной матрицы и эпигенетических изменений порово-трещинного пространства пород, так и теплового воздействия (Полянский и др., 2025). В целом такое влияние безусловно отрицательное, что также необходимо учитывать.

По нашему мнению, наиболее перспективные в нефтегазоносном отношении объекты будут сосредоточены на северо-востоке Гыданского п-ва. Потенциально нефтегазоносные осадочные комплексы здесь залегают на доступных для бурения глубинах, характеризуются умеренной дислоцированностью и небольшими градиентами мощностей, а также благоприятными палеофациальными условиями. В южных частях блока доюрские комплексы погружены уже на значительные глубины под мезозойским осадочным чехлом ЗСП, а к западу они в значительной степени денудированы.

Заключение

Комплексный анализ полученных геолого-геофизических материалов позволяет уверенно говорить о наличии в фундаменте восточной части ЗСП древних устойчивых блоков вдоль западного и северо-западного флангов СП. В южной части это крупный (около 200 тыс. км^2) Предъенисейский блок, выделяемый к западу от Енисейского кряжа. Установлено, что в пределах блока развиты умеренно дислоцированные венд-раннепалеозойские осадочные комплексы, формировавшиеся в условиях окраинного суббассейна, который на протяжении длительного времени составлял западную часть крупного Восточно-Сибирского ОБ.

Предварительный анализ совокупности данных показывает неоднозначную картину в плане прогноза нефтегазоносного потенциала отложений в пределах Предъенисейского блока. С одной стороны, в керновом материале ряда скважин имеются явные свидетельства процессов генерации и миграции УВ в венд-кембрийских отложениях, обнаружена кембрийская потенциально нефтематеринская толща — аналог куонамской формации на СП, выявлен ряд других факторов, благоприятных для прогноза возможных залежей. С другой — выявлена достаточно высокая степень катагенетических преобразований ОВ в породах, по результатам моделирования погружений определен существенно ранний возраст генерации УВ, что наряду с зафиксированными масштабными процессами денудации в позднегерцинское время могло критически сказаться на сохранности залежей.

К северу контуры блока в связи со слабой изученностью сейсмическими и буровыми работами не определены. Как было отмечено, есть свидетельства наличия древних (архейско-протерозойских) метаморфизованных образований в левобережной части Енисея от устья р. Елогуй до широты г. Игарка. Они могут представлять либо суженное (и более дислоцированное) продолжение Предъенисейского блока, а точнее его приподнятый фундамент, либо складчатые структуры Енисейского тектонического пояса, окаймляющего западный фланг СП, которые существенно переработаны в позднегерцинское время (и позднее, в мезозое и кайнозое) и обнажаются на Енисейском кряже, Туруханском и Игарском краевых поднятиях. Их положение условно показано на тектонической схеме (рис. 7).

Еще севернее кондиционные сейсмические материалы, охватывающие территории лево- и правобережья Енисея, находятся только с широты г. Дудинки и на Гыдане. Все они уверенно указывают на наличие другого древнего устойчивого блока — Гыданского, контуры которого на сегодняшний день достоверно не определены. Недостаток информации не позволяет сделать однозначные оценки в отношении тектонической природы блока. Имеющиеся данные косвенно свидетельствуют о наличии здесь краевого фрагмента самого Сибирского кратона, а не чужеродного террейна. В частности, на это указывают материалы сейсмического профилирования в транзитных зонах лево- и правобережья Енисея и Енисейского залива. Рифейские и венд-нижнекаменноугольные осадочные комплексы, формировавшиеся на пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, находят свое закономерное продолжение и в пределах Гыданского п-ва. Не выявлены на границе Гыданского блока с Сибирским кратоном и следы каких-либо аккреционно-коллизионных событий (в частности, шовные, сутурные зоны). Основные дислокации осадочных толщ, как и формирование среднекамен-



Рис. 7. Схема основных тектонических элементов на западной и северо-западной периферии Сибирской платформы:

1 — Сибирский кратон и тектонические блоки с архейско-протерозойским основанием, перекрытые умеренно дислоцированным рифейско-палеозойским осадочным чехлом; 2 — существенно дислоцированные рифейско-палеозойские комплексы, выходящие на дневную поверхность или в основание осадочного чехла ЗСП; 3 — архейско-протерозойские метаморфизованные комплексы в составе Енисейского тектонического пояса, выходящие на дневную поверхность или в основание осадочного чехла ЗСП; 4 — зона преимущественно салаирской складчатости в составе Алтае-Саянской складчатой области, погребенная под осадочным чехлом ЗСП; 5 — зона преимущественно герцинской складчатости фундамента ЗСП; 6 — зоны переработки рифейско-палеозойских комплексов позднегерцинским и раннекиммерийским тектоногенезом на территории Таймырского п-ова; 7 — фрагмент Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта; 8 — офиолитовые комплексы в составе Исаковского и Предивинского террейнов на Енисейском кряже; 9 — основные разломы в складчатых зонах по периферии СП (показаны схематично); 10 — граница осадочного чехла ЗСП и ЕХРП

Fig. 7. Diagram of the main tectonic elements on the western and northwestern periphery of the Siberian craton:

1 — Siberian craton and tectonic blocks with an Archean-Proterozoic basement overlain by a moderately dislocated Riphean-Paleozoic sedimentary cover; 2 — significantly dislocated Riphean-Paleozoic complexes extending to the surface or into the basement of the sedimentary cover of the West Siberian Plate; 3 — Archean-Proterozoic metamorphosed complexes within the Yenisei Ridge extending to the surface or into the basement of the sedimentary cover of the West Siberian Plate; 4 — zone of predominantly Salair folding within the Altai-Sayan Folded Belt underlying the sedimentary cover of the West Siberian Plate; 5 — zone of predominantly Hercynian folding of the West Siberian Plate basement; 6 — zone of processing of Riphean-Paleozoic complexes by Late Hercynian and Early Cimmerian tectonogenesis in the territory of the Taimyr Peninsula; 7 — fragment of the Koltogorsk-Urengoy graben-rift; 8 — ophiolite complexes within the Isakov and Predivinsky terranes of the Yenisei Ridge; 9 — main faults in folded zones along the periphery of the Siberian craton (shown schematically); 10 — boundary of the sedimentary cover of the West Siberian Plate and the Yenisei–Khatanga regional Trough

ноугольно-пермских отложений, связаны главным образом с последующей коллизией Карского блока и постколлизионного орогенеза, а также более молодыми тектоническими процессами в мезозое и кайнозое.

Говоря о потенциальной нефтегазоносности доюрского осадочного чехла Гыданского блока, прежде всего следует отметить выявленные нефте- и газопроявления как в керне скважин, так и в отложениях на прилегающей территории западного Таймыра, что однозначно свидетельствует о проходивших здесь процессах функционирования и эволюции ПНГК. Умеренная дислоцированность осадочных толщ, их литофациальный состав, наличие потенциальных нефтематеринских комплексов — все это косвенно свидетельствует о возможном нефтегазоносном потенциале территории.

В целом осадочные комплексы чехла древних блоков на востоке ЗСП остаются перспективными, но недостаточно изученными для окончательных оценок. В большей мере это относится к Гыданскому блоку — наиболее перспективному, на наш взгляд, объекту в доюрских комплексах левобережной части Енисея. По всей видимости, он представляет собой не отдельный древний блок (террейн, микроконтинент), а северо-западное структурное продолжение Сибирского кратона. Предъенисейский блок изучен существенно лучше, но в то же время его перспективы оцениваются авторами скромнее. Еще более пессимистичные оценки, видимо, следует дать левобережным территориям между этими блоками — немногочисленные на сегодняшний день факты свидетельствуют о распространении там древних метаморфизованных комплексов фундамента и отсутствии доюрских умеренно дислоцированных осадочных толщ.

Другим важным результатом исследований является вывод о несоответствии линейной зоны на картах гравитационных и магнитных аномалий в левобережной части Енисея на широте г. Дудинки (и ее продолжении в юго-западной части ЕХРП) выделяемой Худосейской грабен-рифтовой структуре пермско-триасового возраста (Сурков, Жеро, 1981). Вместо ожидаемой «троговой» структуры в условиях растяжения на сейсмических разрезах, пересекающих эту зону, отчетливо фиксируется узкая антиклинальная зона выхода на предъюрскую поверхность древних (рифейских?) дислоцированных толщ, осложненная разломами взбросонадвигового характера, сформированными в условиях сжатия. Линейное в плане поднятие отчетливо прослеживается и в перекрывающих юрско-меловых отложениях, что говорит о его молодом, вероятно кайнозойском, возрасте формирования и никак не связано с пермско-триасовым грабен-рифтом. Тектоническая природа этой зоны выступа древних толщ, реактивированной в кайнозое, пока остается неясной.

Исследование выполнено по государственному заданию ИНГГ СО РАН в рамках Программы ФНИ (FWZZ-2026-0044).

Литература / References

Афанасенков А. П., Никишин А. М., Унгер А. В., Бордунов С. И., Луговая О. В., Чикишев А. А., Яковишина Е. В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42. DOI: 10.7868/S0016853X16020028

Afanasenkov A. P., Nikishin A. M., Unger A. V., Bordunov S. I., Lugovaya O. V., Chikishev A. A., Yakovishina E. V. Tectonics and stages of the geological history of the Yenisei-Khatanga basin and the associated Taimyr orogeny. Geotectonics. 2016;2:23–42. Russian.

Афанасенков А. П., Обухов А. Н., Чикишев А. А., Шайдаков В. А., Бордюг А. В., Каламкаров С. Л. Тектоника северного обрамления Сибирской платформы по результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 2018. № 1. С. 5–25.

Afanasenkov A. P., Obukhov A. N., Chikishev A. A., Shaidakov V. A., Bordyug A. V., Kalamkarov S. L. Tectonics of the northern framing of the Siberian platform based on the results of a comprehensive analysis of geological and geophysical data. Geology of oil and gas. 2018;1:5–25. Russian.

Бакай Е. А., Морозов Н. В., Абля Э. А., Пронина Н. В., Фролов С. В., Полудеткина Е. Н., Манько И. Э., Тарасенко А. А. Силурийские граптолитовые сланцы зоны сочленения Гыданской и Енисей-Хатангской нефтегазоносных областей как возможный источник нефти и газа // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7. № 4. С. 94–108.

Bakai E. A., Morozov N. V., Ablya E. A., Pronina N. V., Frolov S. V., Poludetkina E. N., Man'ko I. E., Tarasenko A. A. Silurian graptolite shales of the junction zone of the Gydan and Yenisei-Khatanga oil and gas regions as a possible source of oil and gas. PRONEFT. Professionally about oil. 2022;7(4):94–108. Russian.

Балдин В. А., Мунасыпов Н. З. Неопротерозойско-палеозойские и триасовые комплексы Гыдана и Таймыра // Геофизика. 2017. № 3. С. 76–88.

Bal'din V. A., Munasypov N. Z. Neoproterozoic-Paleozoic and Triassic complexes of Gydan and Taimyr. Geophysics. 2017;3:76–88. Russian.

Болдушевская Л. Н., Филипцов Ю. А., Ладыгин С. В., Романов А. П. Нефтегазоматеринские толщи палеозойского разреза Западного Таймыра и корреляционные связи: органическое вещество пород — нафтиды // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 4(12). С. 26–33.

Boldushevskaya L. N., Filiptsov Yu. A., Ladygin S. V., Romanov A. P. Oil and gas source rocks of the Paleozoic section of Western Taimyr and correlations: organic matter of rocks — naphthides. Geology and mineral resources of Siberia. 2012;4(12):26–33. Russian.

Верниковский В. А., Добрецов Н. Л., Метелкин Д. В., Матушкин Н. Ю., Кулаков И. Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.

Vernikovsky V. A., Dobretsov N. L., Metelkin D. V., Matushkin N. Yu., Kulakov I. Yu. Problems of tectonics and tectonic evolution of the Arctic. Geology and Geophysics. 2013;54(8):1083–1107. Russian.

Вилесов А. П., Ершова В. Б., Соловьева А. Д. Литологическая и седиментологическая характеристика разреза палеозойского комплекса Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района (по данным бурения) // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7. № 4. С. 14–27.

Vilesov A. P., Ershova V. B., Solovieva A. D. Lithological and sedimentological characteristics of the Paleozoic complex section of the West Taimyr potential oil and gas region (based on drilling data). PRONEFT. Professionally about oil. 2022;7(4):14–27. Russian.

Ершова В. Б., Васильева К. Ю., Вилесов А. П., Михайлова К. Ю., Верещагин О. С. Особенности формирования вторичных коллекторов в карбонатных отложениях палеозоя Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7. № 4. С. 68–82.
Ershova V. B., Vasilyeva K. Yu., Vilesov A. P., Mikhailova K. Yu., Vereshchagin O. S. Features of the formation of secondary reservoirs in Paleozoic carbonate deposits of the West Taimyr potential oil and gas region. PRONEFT. Professionally about oil. 2022;7(4):68–82. Russian.

Ефимов А. С., Смирнов М. Ю., Ухлова Г. Д., Мосягин Е. В., Келлер Е. Г., Кудрина Т. Р. Новые данные о строении Туруханской зоны дислокаций на основе комплексной интерпретации речных сейсморазведочных работ и геологических маршрутов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 553–564. DOI: 10.15372/GiG20170318
Efimov A. S., Smirnov M. Yu., Ukhlova G. D., Mosyagin E. V., Keller E. G., Kudrina T. R. New data on the structure of the Turukhansk dislocation zone based on an integrated interpretation of river seismic exploration works and geological routes. Geology and Geophysics. 2017;58(3–4): 553–564. Russian.

Зинченко И. А., Морозов Н. В., Перетолчин К. А., Куркин А. А., Погребнюк С. А. История развития углеводородных систем Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района по результатам бассейнового моделирования // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7. № 4. С. 124–133.
Zinchenko I. A., Morozov N. V., Peretolchin K. A., Kurkin A. A., Pogrebnyuk S. A. History of the development of hydrocarbon systems of the West Taimyr potential oil and gas region based on the results of basin modeling. PRONEFT. Professionally about oil. 2022;7(4):124–133. Russian.

Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Ронкин Ю. Л., Хиллер В. В., Родионов Н. В., Лепихина О. П. Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тыньярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1304–1321.
Ivanov K. S., Erokhin Yu. V., Ronkin Yu. L., Hiller V. V., Rodionov N. V., Lepikhina O. P. First data on the Early Proterozoic sialic basement in the east of the West Siberian platform (results of a study of the Tynyar rhyolite-granite massif). Geology and Geophysics. 2012;53(10):1304–1321. Russian.

Казаис В. И. Инновационное решение региональной структурной задачи в труднодоступных районах Арктики (Таймырский сектор) // Геология нефти и газа. 2012. № 1. С. 74–91.
Kazais V. I. Innovative solution to a regional structural problem in hard-to-reach areas of the Arctic (Taimyr sector). Geology of Oil and Gas. 2012;1:74–91. Russian.

Конторович А. Э., Варламов А. И., Ефимов А. С., Конторович В. А., Коровников И. В., Кринин В. А., Сараев С. В., Сенников Н. В., Филиппов Ю. Ф. Стратиграфическая схема кембрийских отложений юга предъенисейской части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 3. С. 443–465. DOI: 10.15372/GiG2020206
Kontorovich A. E., Varlamov A. I., Efimov A. S., Kontorovich V. A., Korovnikov I. V., Krinin V. A., Saraev S. V., Sennikov N. V., Filippov Yu. F. Stratigraphic scheme of Cambrian deposits in the south of the pre-Yenisei part of Western Siberia. Geology and Geophysics. 2021;62(3):443–465. Russian.

Конторович А. Э., Конторович В. А., Филиппов Ю. Ф., Беляев С. Ю., Бурштейн Л. М., Вальчак В. И., Евграфов А. А., Ефимов А. С., Каштанов В. А., Конторович А. А., Петров В. Н., Хоменко А. В. Предъенисейская нефтегазоносная провинция — новый перспективный объект поисков нефти и газа в Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2006. № 5–6. С. 9–23.
Kontorovich A. E., Kontorovich V. A., Filippov Yu. F., Belyaev S. Yu., Burshtein L. M., Valchak V. I., Evgrafov A. A., Efimov A. S., Kashtanov V. A., Kontorovich A. A., Petrov V. N., Khomenko A. V. The Cis-Yenisei oil and gas province — a new promising object of oil and gas prospecting in Siberia. Geology, geophysics, and development of oil and gas fields. 2006;5–6:9–23. Russian.

Конторович А. Э., Костырева Е. А. Распределение органического углерода в кембрии Предъенисейского суббассейна // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 7. С. 1008–1017. DOI: 10.15372/GiG2023109
Kontorovich A. E., Kostyreva E. A. Distribution of organic carbon in the Cambrian of the Cis-Yenisei sub-basin. Geology and Geophysics. 2023;64(7):1008–1017. Russian.

Конторович А. Э., Костырева Е. А., Сараев С. В., Меленевский В. Н., Фомин А. Н. Геохимия органического вещества кембрия Предъенисейской субпровинции (по результатам бурения скважин «Восток-1» и «Восток-3») // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 737–750.
Kontorovich A. E., Kostyreva E. A., Saraev S. V., Melenevsky V. N., Fomin A. N. Geochemistry of organic matter of the Cambrian Cis-Yenisei subprovince (based on the results of drilling wells Vostok-1 and Vostok-3). Geology and Geophysics. 2011;52(6):737–750. Russian.

Конторович В. А., Конторович А. Э., Аюнова Д. В., Ибрагимова С. М., Бурштейн Л. М., Калинин А. Ю., Калинина Л. М., Канакова К. И., Костырева Е. А., Соловьев М. В., Филиппов Ю. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений юго-восточных районов Западной Сибири // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 1. С. 72–100. DOI: 10.15372/GiG2023181
Kontorovich V. A., Kontorovich A. E., Ayunova D. V., Ibragimova S. M., Burshtein L. M., Kalinin A. Yu., Kalinina L. M., Kanakova K. I., Kostyreva E. A., Soloviev M. V., Filippov Yu. F. Geological structure and oil and gas potential of Paleozoic deposits in the southeastern regions of Western Siberia. Geology and Geophysics. 2024;65(1):72–100. Russian.

Конторович В. А., Филиппов Ю. Ф. Условия формирования и геологическое строение Енисей-Хатангского регионального прогиба // Геофизические технологии. 2021. № 4. С. 16–25. DOI: 10.18303/2619-1563-2021-4-16
Kontorovich V. A., Filippov Yu. F. Formation conditions and geological structure of the Yenisei-Khatanga regional trough. Geophysical technologies. 2021;4:16–25. Russian.

Костырева Е. А., Конторович А. Э., Сотнич И. С. Битумоиды в кембрии Предъенисейского суббасейна: обстановки формирования, критерии выделения // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 4. С. 490–500. DOI: 10.15372/GIG2024165

Kostyreva E. A., Kontorovich A. E., Sotnich I. S. Bitumoids in the Cambrian of the Cis-Yenisei sub-basin: formation settings and identification criteria. Geology and Geophysics. 2025;66(4):490–500. Russian.

Кринин В. А. Западная граница Сибирской платформы и перспективы нефтегазоносности ее окраины // Геология нефти и газа. 2024. № 5. С. 67–88. DOI: 10.47148/0016-7894-2024-5-67-88

Krinin V. A. Western boundary of the Siberian platform and oil and gas prospects of its margin. Oil and Gas Geology. 2024;5:67–88. Russian.

Кушнир Д. Г. Геодинамика полуострова Таймыр по геофизическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 81–92. DOI: 10.5800/GT-2018-9-1-0338

Kushnir D. G. Geodynamics of the Taimyr peninsula based on geophysical data. Geodynamics and Tectonophysics. 2018;9(1):81–92. Russian.

Метелкин Д. В., Верниковский В. А., Казанский А. Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

Metelkin D. V., Vernikovsky V. A., Kazansky A. Yu. Tectonic evolution of the Siberian paleocontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: paleomagnetic record and reconstructions. Geology and Geophysics. 2012;53(7):883–899. Russian.

Морозов Н. В., Калачева Д. Ю., Камполи И. А., Бакай Е. А., Севрюков Д. А., Николаев М. Н. Нефтегазоматеринские породы Западно-Таймырского потенциально нефтегазоносного района по данным бурения // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2022. Т. 7. № 4. С. 109–123.

Morozov N. V., Kalacheva D. Yu., Kampoli I. A., Bakai E. A., Sevryukov D. A., Nikolaev M. N. Oil and gas source rocks of the West Taimyr potentially oil and gas bearing region according to drilling data. PRONEFT. Professionally about oil. 2022;7(4):109–123. Russian.

Полянский О. П., Филиппов Ю. Ф., Фомин А. Н., Федорович М. О., Ревердатто В. В. Реконструкция динамики погружения и палеотемпературного режима северной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 1. С. 93–108. DOI: 10.15372/GiG2024145

Polyansky O. P., Filippov Yu. F., Fomin A. N., Fedorovich M. O., Reverdatto V. V. Reconstruction of the subsidence dynamics and paleotemperature regime of the northern margin of the Siberian platform. Geology and Geophysics. 2025;66(1):93–108. Russian.

Самыгин С. Г. Особенности строения и геодинамической эволюции Таймыра в неопротерозое // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 5–19. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-1-005-019

Samygin S. G. Features of the structure and geodynamic evolution of Taimyr in the Neoproterozoic. Lithosphere. 2018;18(1):5–19. Russian.

Симонов В. А., Конторович В. А., Котляров А. В., Сараев С. В., Филиппов Ю. Ф., Ступаков С. И. Условия развития раннепалеозойского базальтового и пикритового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1476–1498. DOI: 10.15372/GiG2019171

Simonov V. A., Kontorovich V. A., Kotlyarov A. V., Saraev S. V., Filippov Yu. F., Stupakov S. I. Conditions for the development of Early Paleozoic basaltic and picrite magmatism in Western Siberia. Geology and Geophysics. 2020;61(11):1476–1498. Russian.

Старосельцев В. С. Западно-Сибирский бассейн — возможный источник битумов Туруханского горста // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 3(27). С. 24–30. DOI: 10.20403/2078-0575-2016-3-24-30

Staroseltsev V. S. The West Siberian Basin — a possible source of bitumen from the Turukhansk horst. Geology and Mineral Resources of Siberia. 2016;3(27):24–30. Russian.

Сурков В. С., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Surkov V. S., Zhero O. G. Basement and development of the platform cover of the West Siberian Plate. Moscow: Nedra, 1981. 143 p. Russian.

Филиппов Ю. Ф. Предъенисейский осадочный бассейн: сейсмогеологическая модель и геодинамическая эволюция // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 3–4. С. 455–471. DOI: 10.15372/GiG20170309

Filippov Yu. F. Pre-Yenisei sedimentary basin: seismogeological model and geodynamic evolution. Geology and Geophysics. 2017;58(3–4):455–471. Russian.

Филиппов Ю. Ф., Сараев С. В. Потенциально нефтегазоносные комплексы Предъенисейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. С. 1–29. DOI: 10.17353/2070-5379/19_2019

Filippov Yu. F., Saraev S. V. Potential oil and gas bearing complexes of the Pre-Yenisei sedimentary basin in the southeast of Western Siberia. Oil and Gas Geology. Theory and Practice. 2019;14(2):1–29. Russian.

Deev E. V., Shemin G. G., Vernikovsky V. A., Bostrikov O. I., Glazyrin P. A., Matushkin N. Yu. Yenisei–Khatanga Composite Tectono-Sedimentary Element, northern east Siberia. Sedimentary Successions of the Arctic Region and Their Hydrocarbon Prospectivity. Eds. Drachev S. S., Brekke H., Henriksen E., Moore T. Geological Society, London, Memoirs. 2024. Vol. 57(1). DOI: 10.1144/M57-2021-15

Kuzmichev A. V., Sklyarov E. V. The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenville-age orogeny, or reworked margin of the Siberian craton. J. Asian Earth Sci. 2016;115:419–441. DOI: 10.1016/j.jseaes.2015.10.017

Metelkin D. V., Vernikovsky V. A., Kazansky A. Yu., Bogolepova O. K., Gubanov A. P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica. Tectonophysics. 2005;398:225–243. DOI: 10.1016/j.tecto.2005.02.008

Vernikovsky V. A., Vernikovskaya A. E., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Kovach V. P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian Craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge. Tectonophysics. 2003;375:147–168.

Vernikovsky V., Shemin G., Deev E., Metelkin D., Matushkin N., Pervukhina N. Geodynamics and Oil and Gas Potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Polar Siberia). Minerals. 2018;8(11):510–527. DOI: 10.3390/min8110510

Поступила в редакцию / Received 09.06.2026



Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 552.313 (234.851) DOI: 10.19110/geov.2026.6.2

Позднепалеозойские гранитные пегматиты сутурной зоны Полярного Урала

Н. С. Уляшева[1], А. В. Травин[2]

[1] Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия,
nataliaulyashewa@yandex.ru
[2] Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН Новосибирск, Россия

В Харбейской подзоне Харбейско-Марункеуской СФЗ Полярного Урала установлены жильные образования, секущие амфиболиты и плагиогнейсы ханмейхойской и лаптаюганской свит (PR_1?) и простирающиеся в северном и северо-восточном направлениях. Жилы мощностью до 2 м представлены микроклин-кварц-олигоклазовыми и кварц-олигоклазовыми, преимущественно биотитовыми гранитами и по характеру залегания являются синметаморфическими или постметаморфическими. Судя по составу первичного магматического биотита, слагающие жилы породы схожи с гранитоидами I-типа известково-щелочной серии и сформировались в мезоабиссальных и абиссальных условиях из корового источника. Впервые установленный $^{39}Ar/^{40}Ar$-методом по биотиту возраст гранитов составляет 349 ± 4 млн лет и соответствует раннему карбону. Время формирования гранитных жил совпадает с проявлением высокотемпературного метаморфизма в начале коллизионных процессов становления уралид, результатом которого явилось образование гнейсов и амфиболитов. Таким образом, рассматриваемые гранитные пегматиты являются позднепалеозойскими синколлизионными магматическими образованиями в северной части палеоконтинентального сектора Полярного Урала.

Ключевые слова: *жилы гранитов, магматический биотит, 39Ar/40Ar-возраст*

Late Paleozoic granite pegmatites of the suture zone of the Polar Urals

N. S. Ulyasheva[1], A. V. Travin[2]

[1] Institute of Geology FRC Komi SC, UB RAS, Syktyvkar, Russia
[2] V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

We have identified vein formations in the southern part of the Kharbey subzone of the Kharbey-Marunkeu SFZ of the Polar Urals. The formations crosscut amphibolites and plagiogneisses of the Khanmeikhoy and Laptayugan suites (PR_1?) and extend N and NE. The veins, up to 2 m thick, are composed of microcline-quartz-oligoclase and quartz-oligoclase granites, predominantly biotite, and are synmetamorphic or postmetamorphic in their occurrence. As reflected by the composition of the primary igneous biotite, the rocks, composing the veins, are similar to I-type granitoids of the calc-alkaline series and formed in mesoabyssal and abyssal settings from a crustal source. The age of the granites, determined for the first time using the $^{39}Ar/^{40}Ar$ method on biotite, is 349±4 Ma, corresponding to the Early Carboniferous. The formation of the granite veins coincides with the onset of high-temperature metamorphism at the onset of collisional processes in the formation of the Uralides, which resulted in the formation of gneisses and amphibolites. Thus, the granite pegmatites under consideration are Late Paleozoic syncollisional igneous formations in the northern part of the paleocontinental sector of the Polar Urals.

Keywords: *granite veins, magmatic biotite, 39Ar/40Ar age*

В северной части Полярного Урала магматические породы, знаменующие закрытие Палеоуральского океана и фиксирующие коллизионные процессы становления уралид, представлены немногочисленными интрузиями. В палеоокеаническом секторе ими являются габбро-долериты мусюрского гипабиссального комплекса, прорывающие ордовикско-среднедевонские океанические и островодужные образования (Государственная…, 2014б; Соболев и др., 2020). В палеоконтинентальном секторе в Харбейско-Марункеуской СФЗ к позднепалеозойским образованиям можно отнести метасоматические жилы в районе развития высокоба-

Для цитирования: Уляшева Н. С., Травин А. В. Позднепалеозойские гранитные пегматиты сутурной зоны Полярного Урала // Вестник геонаук. 2026. 6(378). С. 18–28. DOI: 10.19110/geov.2026.6.2

For citation: Ulyasheva N. S., Travin A. V. Late Paleozoic granite pegmatites of the suture zone of the Polar Urals. Vestnik of Geosciences, 2026, 6(378), pp. 18–28. DOI: 10.19110/geov.2026.6.2

рических пород марункеуского амфиболит-гнейсового комплекса Харбейской подзоны (Clodny et al., 2003; Salimgaraeva et al., 2024).

Харбейская подзона Харбейско-Марункеуской СФЗ относится к Центрально-Уральскому поднятию Полярного Урала. С востока она отделена Главным Уральским разломом от островодужно-океанических образований Тагило-Магнитогорской зоны, а с запада по Собско-Нундерминскому надвигу граничит с раннепалеозойскими толщами. В Харбейской подзоне выделяют паравтохтонную структуру — Западно-Харбейский антиклинорий, в пределах которого развиты зеленосланцевые толщи, и Восточно-Харбейский покров (аллохтон), представленный гнейсоамфиболитовым разрезом (ханмейхойская, лаптаюганская, париквасьшорская свиты (PR_1?)) и марункеуским амфиболит-гнейсовыми комплексом (Государственная…, 2014б). В регионе широко распространены породы сядатаяхинского гранитного (V_2-Є) и харбей-собского габбро-диорит-гранодиоритового (RF_3) комплексов (рис. 1).

Благодаря U-Pb-изотопно-геохронологическим исследованиям, проведённым в последние годы, возрасты магматических пород изучаемого района, считавшихся раннепротерозойскими и позднепалеозойскими (Государственная…, 2009; 2014а), были пересмотрены. Породы, ранее относимые к раннекаменноугольно-пермским образованиям (полярноуральский гранитовый и яркеуский монцодиоритовый комплексы), были идентифицированы как поздневендско-раннепалеозойские (Государственная…, 2014б; Шуйский и др., 2015) и позднерифейские (Соболев и др., 2023) магматиты, поэтому их следует включить в состав соответственно сядатаяхинского и харбей-собского комплексов. Для гранитов, локализованных в пределах полей развития гнейсов и амфиболитов и ранее выделяемых в составе раннепротерозойского евъюганского мигматит-плагиогранитового комплекса (Государственная…, 2009; 2014а), также были получены поздневендско-кембрийские датировки (Голубева и др., 2011; 2022). Таким образом, в рассматриваемом регионе уверенно картируются позднерифейские и поздневендско-раннепалеозойские магматические породы, сформировавшиеся, по-видимому, в субдукционно-аккреционных обстановках становления протоуралид-тиманид (Соболев и др., 2023) и рифтогенных процессах раскрытия Палеоуральского океана (Голубева, 2023; Государственная…, 2014б) соответственно.

К настоящему времени получены доказательства проявления процессов высокотемпературного метаморфизма повышенных давлений пород Харбейской подзоны (гнейсоамфиболитовый разрез) в позднем палеозое (Уляшева и др., 2022; 2024). Упомянутые выше гранитоиды, как и вмещающие их породы, также претерпели метаморфические изменения в этот период.

В южной части Харбейской подзоны в наиболее высокотемпературной части гнейсоамфиболитового разреза среди амфиболитов и плагиогнейсов ханмейхойской и лаптаюганской свит, по рекам Б. Харбей и Лаптаёган обнажается поле жил гранитных пегматитов шириной около 10 км (рис. 1). Гранитоиды здесь не метаморфизованы, они образуют плитообразные тела мощностью от 15 см до 2 м северного и северо-восточного простирания. Жилы залегают согласно сланцеватости вмещающих метаморфитов, а также пересекают ее под углами 0–90°. Это дает основание предположить, что такие маломощные гранитные тела могут представлять собой как синметаморфические, так и постметаморфические позднепалеозойские образования.

Целью работы является установление возраста и условий образования жильных гранитов, прорывающих амфиболиты и плагиогнейсы ханмейхойской и лаптаюганской свит с применением петрогеохимических методов и изотопно-геохронологического $^{39}Ar/^{40}Ar$-анализа.

Методы исследования

Петрографические исследования гранитоидов проводились на поляризационном микроскопе СР-400. Содержания породообразующих оксидов определены методами мокрой химии и рентгенофлуоресцентного анализа. Определение концентраций редких и рассеянных элементов в этих породах осуществлялось путем кислотного разложения и дальнейшего анализа с помощью секторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) в Институте геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, ЦКП «Геонаука», масс-спектрометр Agilent 7700x, аналитик Г. В. Игнатьев). Химический состав минералов из пород исследован с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой X–MAX 50 mm Oxford instruments. $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование биотита из биотит-кварц-олигоклазового плагиогранита проведено в Институте геологии и минералогии им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН (Новосибирск). Для проведения $^{40}Ar/^{39}Ar$-исследований методом ступенчатого прогрева используется кварцевый реактор с малоинерционной печью внешнего прогрева. Навеска минеральной фракции биотита, завернутая в алюминиевую фольгу, совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129–88), используемого в качестве монитора, была помещена в кварцевую ампулу, которая после откачки из нее воздуха была запаяна. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС в 1988 году как стандартный K/Ar-образец для K/Ar-метода датирования, был аттестован в качестве $^{40}Ar/^{39}Ar$-монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern4m, биотита LP-6. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки, составившее 311.0±1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале реактора ВВР-К-типа в Инженерной школе ядерных технологий при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5 % в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал 5×10^{-10} нсм^3. Очистка аргона производилась с помощью ZrAl SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы «Микромасс» (Англия). Ошибки измерений, приведенные в тексте, таблицах и на рисунках, соответствуют интервалу ± 1σ.

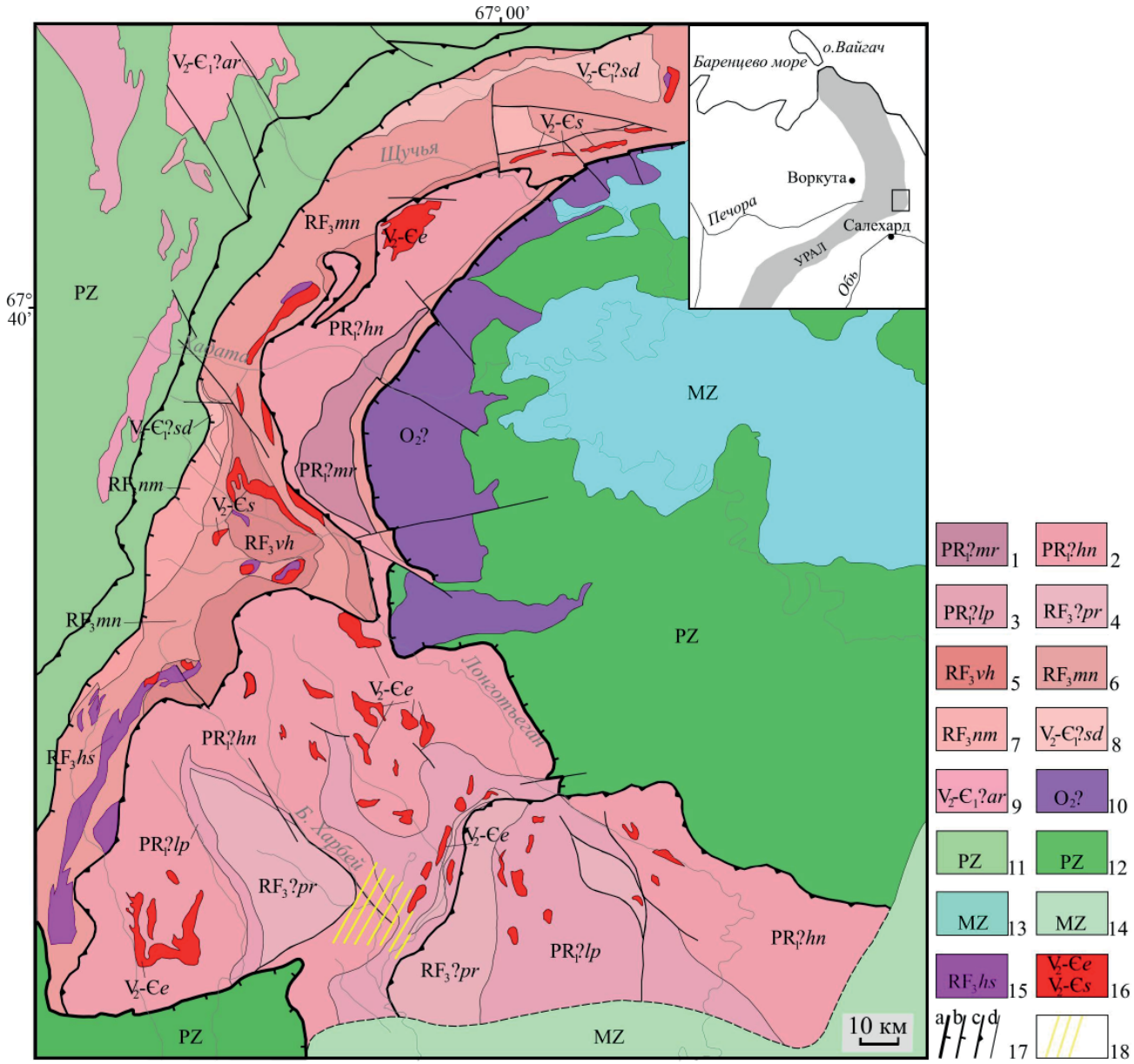


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Харбейской подзоны Харбейско-Марункеуской СФЗ с выделением поля развития пегматитовых жил (по Государственная..., 2007; 2014б). Условные обозначения: 1 — марункеуский амфиболит-гнейсовый комплекс; 2 — ханмейхойская свита: амфиболиты, плагиогнейсы, линзы мраморы; 3 — лаптаюганская свита: гнейсы, амфиболиты, мраморы; 4 — париквасьшорская свита: амфиболиты, плагиогнейсы, кристаллические сланцы; 5 — верхнехарбейская свита: сланцы слюдисто-кварц-полевошпатовые, хлорит-слюдисто-кварц-альбитовые, мраморы; 6 — минисейшорская свита: сланцы углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые, эпидот-хлорит-амфиболовые, метабазальты, кварциты, 7 — немуръюганская свита: сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, карбонат- и углеродсодержащие, мраморы, метаэффузивы; 8 — сядатинская свита: полимиктовые песчаники, алевролиты, сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, туфы; 9 — арканырдская свита: сланцы, риолиты, туфы; 10 — сыумкеуский дунит-гарцбургитовый комплекс; 11 — палеозойские отложения Лемвинской зоны; 12 — палеозойские образования Тагило-Магнитогорской зоны; 13 — мезозойские образования Тагило-Магнитогорской зоны; 14 — мезозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 15 — харбей-собский комплекс габбродиорит-гранодиоритовый; 16 — сядатаяхинский комплекс гранитовый; 17 — разрывные нарушения (a — Главный Уральский разлом, b — Собско-Нундерминский надвиг, c, d — другие разломы), 18 — поле гранитных жил

Fig. 1. Schematic geological map of the Kharbey subzone of the Kharbey-Marunkeu SFZ with the allocation of the field of development of pegmatite veins (after (State..., 2007; 2014b)). Legend: 1 — Marunkeu amphibolite-gneiss complex; 2 — Khanmeikhoy suite: amphibolites, plagiogneisses, marble lenses; 3 — Laptayugan suite: gneisses, amphibolites, marbles; 4 — Parikvas'shor suite: amphibolites, plagiogneisses, crystalline schists; 5 — Upper Kharbey suite: schists mica-quartz-feldspar, chlorite-mica-quartz-albite, marbles; 6 — Miniseyshor suite: carbonaceous-clayey, carbonaceous-siliceous, epidote-chlorite-amphibole shales, metabasalts, quartzites, 7 — Nemuryugan suite: sericite-chlorite-albite-quartz shales, carbonate- and carbon-containing, marble, metaeffusives; 8 — Syadaty suite: polymictic sandstones, siltstones, sericite-chlorite-albite-quartz shales, tuffs; 9 — Arkanyrd suite: shales, rhyolites, tuffs; 10 — Syumkeu dunite-harzburgite complex; 11 — Paleozoic deposits of the Lemva zone; 12 — Paleozoic formations of the Tagil-Magnitogorsk zone; 13 — Mesozoic formations of the Tagil-Magnitogorsk zone; 14 — Mesozoic deposits of the West Siberian platform; 15 — Kharbey-Sob gabbro-diorite-granodiorite complex; 16 — Syadatyakha granite complex; 17 — faults (a — Main Ural fault, b — Sob-Nunderma thrust, c, d — other faults), 18 — field of granite veins

Результаты

Петрографическая характеристика жильных гранитов. В западной части жильного поля биотит-микроклин-кварц-олигоклазовые гранитоиды, редко амфиболсодержащие, слагают тела мощностью 0.15–2 м (рис. 2, a, c). Они прорывают биотитовые амфиболиты и плагиогнейсы ханмейхойской свиты. Для жильных гранитов типичны массивная текстура, средне- и крупнозернистая пегматоидная структура. Некоторые зерна имеют размеры более 1 см. Породы состоят (об. %) из олигоклаза (35–45), кварца (15–25), микроклина (15–30), биотита (1–2), амфибола (ед. зерна) и акцессорных количеств титанита, циркона, магнетита и апатита. Олигоклаз и микроклин образуют вытянутые таблитчатые зерна размером до 2 см. Кварц представлен выделениями неправильной формы размером до 5 мм. Плагиоклаз в основной массе породы соответствует по составу олигоклазу (An_{11-12}), в его зернах наблюдаются полисинтетические двойники, изометричные и червеобразные включения кварца, а также вростки микроклина изометричной формы (антипертитовая структура). Минерал слегка серицитизирован. В микроклине наблюдаются прожилковые пертиты альбита (рис. 2, e). Чешуйки зеленовато-бурого биотита размерами от 0.5 мм до 1 см располагаются между зернами плагиоклаза и кварца или образуют срастания с олигоклазом (рис. 2, f), по краям иногда замещаются зеленым хлоритом. По химическому составу биотит отвечает анниту (рис. 3, a), магнезиальность (X_{Mg}) его варьирует от 0.47 до 0.49 (табл. 1). Редко в породе встречаются зерна до 6 мм зеленого призматического и длиннопризматического амфибола — эденита — с магнезиальностью (X_{Mg}) 0.52–0.56.

Восточнее в пределах жильного поля распространены *биотит-кварц-олигоклазовые* (рис. 2, b и d) и *кварц-олигоклазовые* жилы мощностью от 30 см до 1.5 м, имеющие инъекционный характер по отношению к амфиболитам и плагиогнейсам. Породам свойственна массивная текстура, средне- и крупнозернистая пегматоидная структура. Они состоят (об. %) из олигокалаза (40–60), кварца (30–40), биотита (0–5) и мусковита (0–1). В породах присутствуют зерна циркона, монацита, ксенотима, граната. Микроклин встречается в этих породах редко, в виде включений или вростков в плагиоклазе. Плагиоклаз образует гипидиоморфные и идиоморфные таблитчатые кристаллы размером до 2 см и представлен в основном олигоклазом (An_{12-16}). Чешуйки зеленовато-бурого биотита располагаются хаотично, магнезиальность минерала составляет 0.37–0.45. Кварц представлен ксеноморфными зернами, размеры которых редко достигают 1 см. В некоторых жилах отмечаются катакластические структуры: зерна кварца вытянуты, местами рекристаллизованы и заполняют промежутки между обломками плагиоклаза. Такие породы трещиноваты, по трещинкам развиваются карбонаты: анкерит и доломит. Чешуйки мусковита также приурочены преимущественно к трещинкам. Некоторые жилы зональны — в краевых частях уменьшается размер зерен и увеличивается количество биотита, центральные части таких жил состоят в основном из крупнозернистого кварца. По стенкам полостей развивается халцедон. В некоторых жилах отмечаются тонкие трещинки, в зонах развития которых наблюдается разложение биотита до хлорита, каолинита и титанистых минералов. К этим участкам также приурочены гидротермальные циркон, черновит, колумбит, уранинит.

Химический состав гранитов

Химический состав пород приведен в таблице 2. Содержание кремнезема в биотит-кварц-олигоклазовых и кварц-олигоклазовых образованиях варьирует от 71.35 до 75.13 мас. %, в биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых породах оно выше (77.06 мас. %). На диаграмме ($Na_2O + K_2O$)—SiO_2 точки состава пород попадают в поле гранитов. Тип щелочности пород — натриевый и калиево-натриевый ($Na_2O/K_2O = 3.5–45$). Для гранитоидов характерно высокое содержание Na_2O (5.19–6.57 мас. %) и низкое K_2O (0.14–1.49 мас. %). Наблюдаются вариации концентраций FeO (0.2–1.41 мас. %), Fe_2O_3 (0.02–0.67 мас. %) и MgO (0.2–1.32 мас. %). Граниты характеризуются умеренным содержанием Al_2O_3 (11.77–14.7 мас. %). Они соответствуют известковым и метаалюминиевым (ASI 0.73–1) образованиям (рис. 4 a, b). Анализируемые породы имеют весьма низкие суммарные концентрации редких земель (от 9 до 53 г/т). В большинстве случаев они характеризуются преимущественно повышенными отношениями лёгких РЗЭ к тяжёлым $(La/Yb)_N$ — 1.3–2.6, в одном случае ТРЗЭ прабладают $(La/Yb)_N$ — 0.64, что указывает на разную степень дифференциации РЗЭ (рис. 4, c). Кроме того, наблюдается разнонаправленная европиевая аномалия (Eu/Eu^* — 0.8–5.8), чаще положительная. На спайдер-диаграмме, где состав пород нормирован на состав верхней континентальной коры, отмечается дефицит практически всех элементов, наблюдаются положительные аномалии Ba, U, Ta, Sr и отрицательные Nb, Rb, K, Zr и Ti (рис. 4, d).

Обсуждение

Жильные образования, прорывающие метаморфиты ханмейхойской и лаптаюганской свит, представлены биотитсодержащими гранитами с характерными для магматических пород структурами, в которых иногда наблюдаются признаки катаклаза и постмагматических гидротермальных изменений. Низкие содержания редких элементов и РЗЭ в породах, по-видимому, связаны с переходом этих элементов во флюидную фазу в открытой системе, как, например, отмечено в работе Владимирова и др. (2004) для коллизионных стресс-гранитов Западного Прибайкалья.

Магнезиально-железистые слюды, чутко реагирующие на изменчивость физико-химических параметров системы, с успехом используют для решения вопросов возраста, генезиса и типизации гранитоидов. Судя по особенностям химического состава — высокому содержанию TiO_2 (2.29–4.28 мас. %) и низкой магнезиальности (X(Mg) = 0.37–0.49) — исследованный биотит является первично-магматическим породообразующим минералом гранитов, сформировавшихся в абиссальных и мезоабиссальных условиях (рис. 3, b, c). Биотиты подобного состава типичны для гранитоидов известково-щелочных серий, близких к гранитам I-типа, образовавшимся при анатексисе корового, в меньшей степени корово-мантийного субстрата (рис. 3, d, e, f). Содержания Ta (0.15–0.93 г/т) и Nb

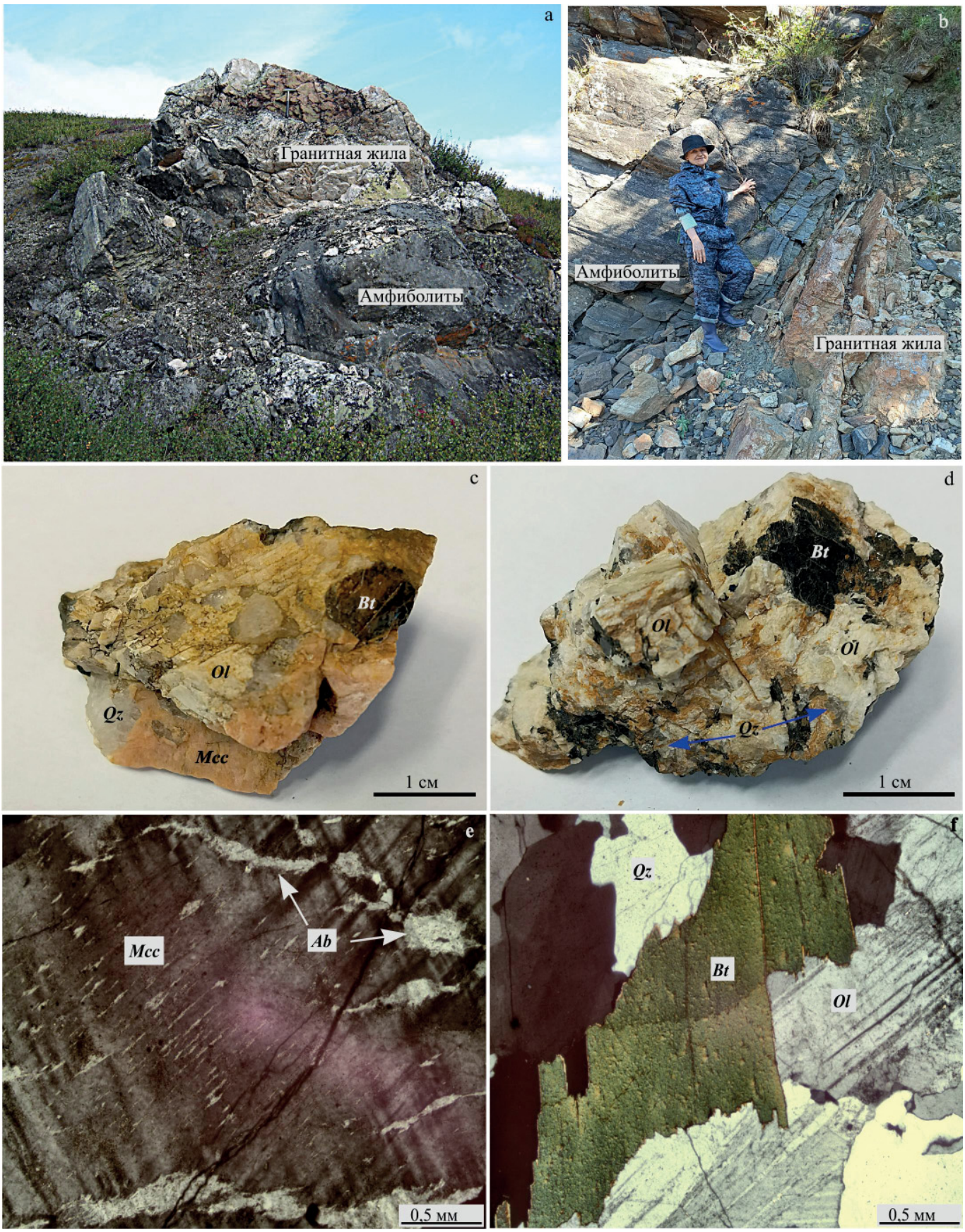


Рис. 2. Гранитные жилы, прорывающие амфиболиты (a, b); образцы биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых (c) и биотит-кварц-олигоклазовых (d) пегматоидных гранитов; пертитовая структура микроклина (e); срастание биотита с плагиоклазом (f). Фото шлифов (d, e) с введенным анализатором. Условные обозначения: Qz — кварц, Ol — олигоклаз, Ab — альбит, Bt — биотит, Mcc — микроклин

Fig. 2. Granite veins cutting through amphibolites (a, b); samples of biotite-microcline-quartz-oligoclase (c) and biotite-quartz-oligoclase (d) rocks; perthitic (e) biotite growth with plagioclase (f). Photographs of thin sections are made in crossed nicols. Legend: Qz — quartz, Ol — oligoclase, Ab — albite, Bt — biotite, Mcc — microcline

(1.5–20 г/т) в большинстве проб соответствуют надсубдукционной обстановке (табл. 2). На дискриминантных диаграммах (рис. 4, e, f) фигуративные точки состава пород попадают преимущественно в поля островодужных (VAG) и синколлизионных (syn-COLG) гранитов.

Впервые установлен возраст биотитов (обр. у-68) из жильных гранитов $^{40}Ar/^{39}Ar$-методом. Возраст плато (825–1170 °C) составляет 349 ± 4 млн лет (рис. 5, табл. 3), что включает 86.6 % выделенного ^{39}Ar и соответствует раннему карбону — турнейскому ярусу. Температура закрытия K/Ar-изотопной системы биотита порядка 330–360 °C. В то же время жильная и дайковая форма тел свидетельствует, что их формирование происходило по крайней мере не глубже зоны перехода от пластических к хрупким деформациям, что соответствует глубинам 5–10 км. В этих условиях породы после формирования остывают достаточно быстро, и полученная датировка по биотиту является хорошей оценкой возраста формирования гранитных жил.

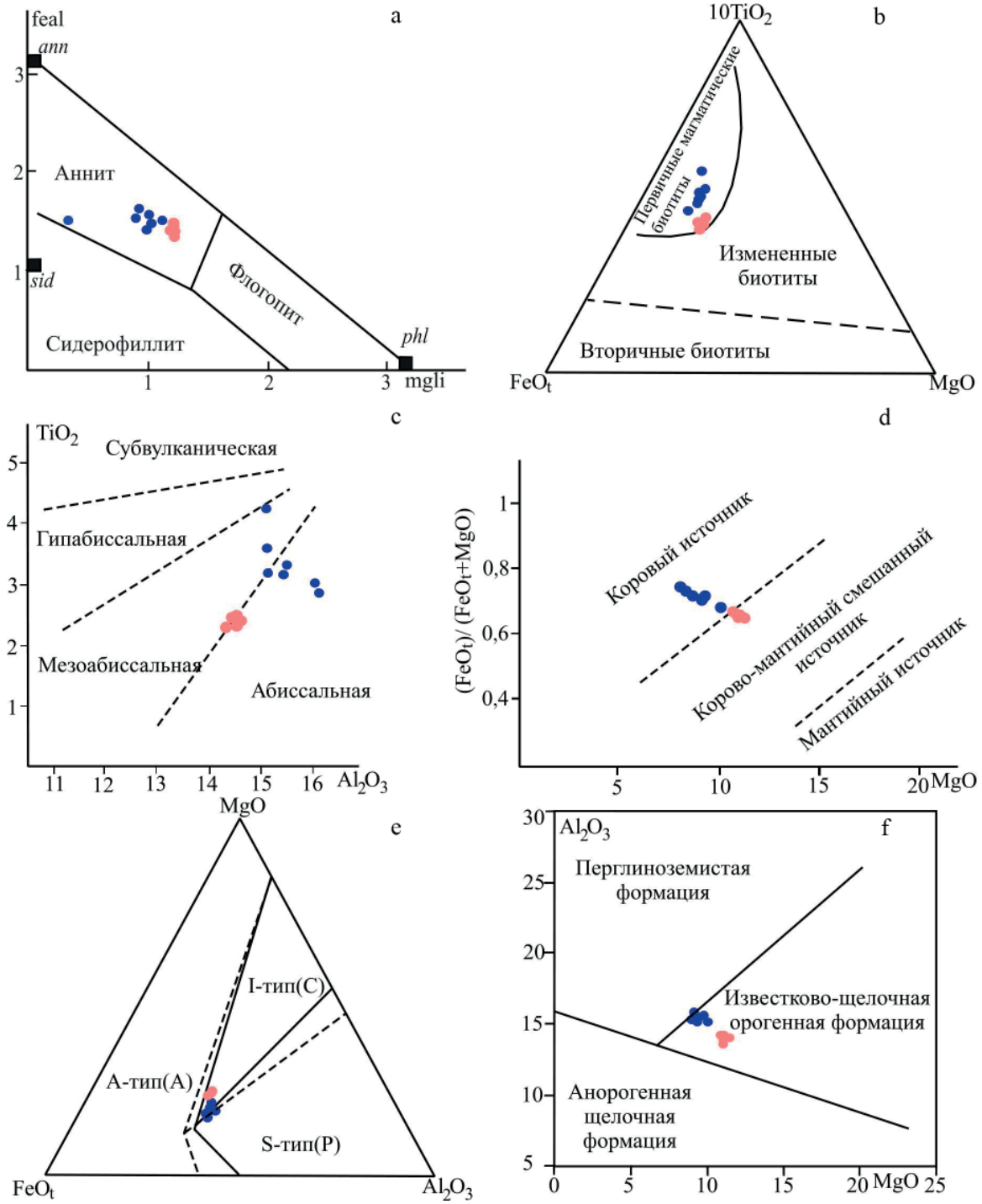


Рис. 3. Состав биотитов из биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых (розовые значки) и биотит-кварц-олигоклазовых (синие значки) гранитов на идентификационных диаграммах: a — Tischendorf et al., 1997, b — Nachit et al., 1985, c — Ферштатер, Бородина, 1975, d — Zhou,1986, e, f — Abdel-Rahman, 1994

Fig. 3. Compositions of biotites from biotite-microcline-quartz-oligoclase (pink icons) and biotite-quartz-oligoclase (blue icons) granites on identification diagrams: a — Tischendorf et al., 1997, b — Nachit et al., 1985, c — Fershtater, Borodina, 1975, d — Zhou, 1986, d, e — Abdel-Rahman, 1994

Температура кристаллизации биотита, согласно геотермометру (Henry et al., 2005), составляет 635–720 °С (табл. 1). Близкие значения получены с помощью термометрии насыщения циркона (Watson, Harrison, 1983) — 610–743 °С. Схожие значения температуры метаморфизма рассчитаны для вмещающих пород — амфиболитов и плагиогнейсов: 690–750 °С (Уляшева и др., 2024).

Изотопно-геохронологические исследования метаморфических минералов из амфиболитов показали (Уляшева и др., 2022; 2024), что высокотемпературные преобразования в условиях повышенных давлений в ханмейхойской свите, как и внедрение гранитных жил, происходили в одно время в раннем карбоне. Возраст амфибола из амфиболитов, полученный $^{40}Ar/^{39}Ar$-методом, составляет 346 ± 4 млн лет, а результаты U-Pb-датирования циркона методом лазерной абляции дали диапазон 359–341млн лет. Эти данные хорошо сопоставляются с полученной нами $^{40}Ar/^{39}Ar$-датировкой биотита из гранитных жил. Близкое зна-

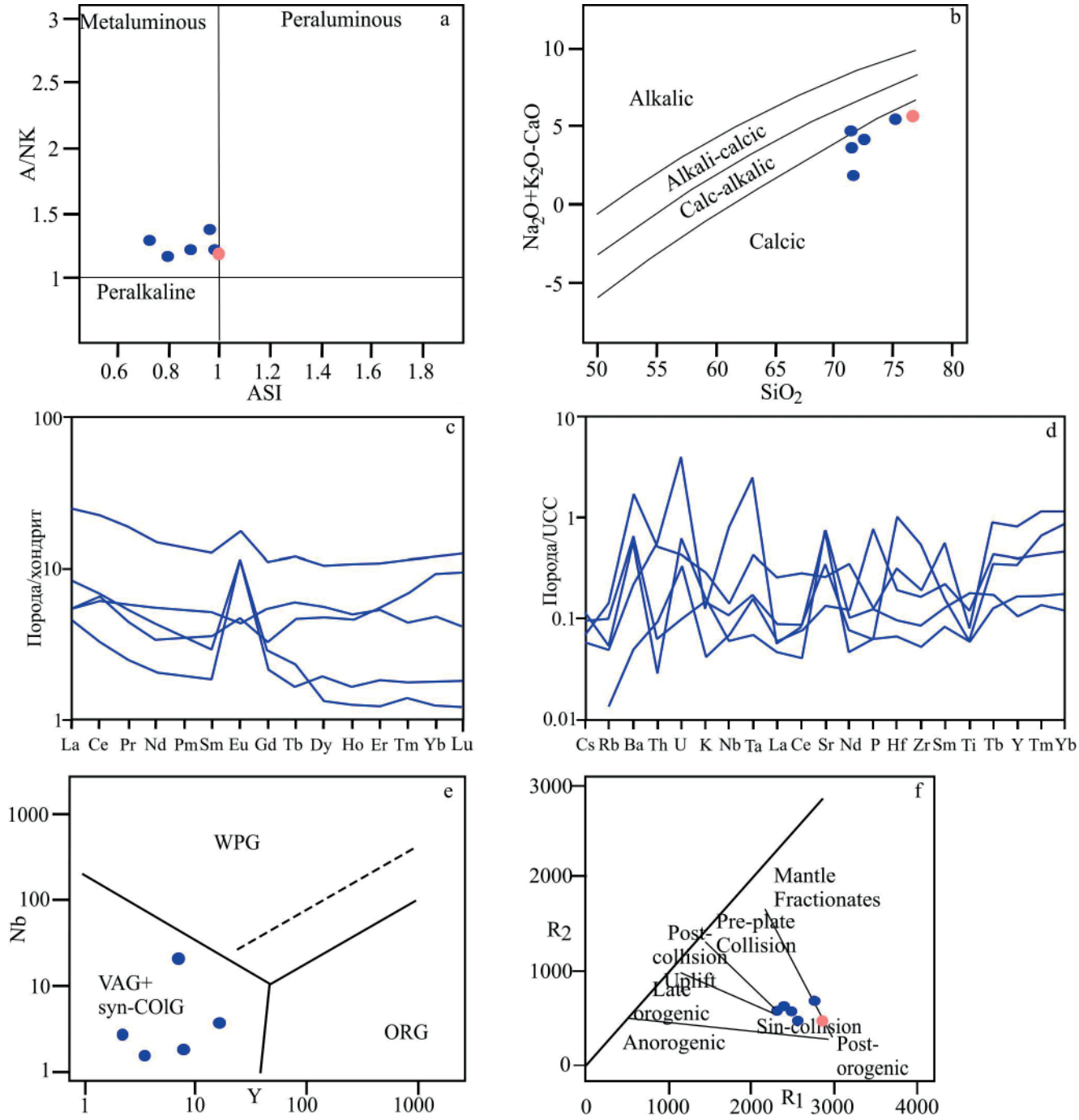


Рис. 4. Точки составов биотит-микроклин-кварц-олигоклазовых (розовые значки) и биотит-кварц-олигоклазовых (синие значки) гранитов на идентификационных диаграммах: a, b (Frost et al., 2001), e (Pearce et al., 1984), f (Batchelor, Bowden, 1985) и спектры распределения содержаний редких и редкоземельных элементов (c, d), нормированных относительно составов хондрита и верхней континентальной коры (UCC, Taylor and McLennan, 1995)

Fig. 4. Composition points of biotite-microcline-quartz-oligoclase (pink symbols) and biotite-quartz-oligoclase (blue symbols) granites on identification diagrams: a, b (Frost et al., 2001), e (Pearce et al., 1984), f (Batchelor, Bowden, 1985) and distribution spectra of trace and rare earth element contents (c, d), normalized relative to the compositions of chondrite and upper continental crust (UCC, Taylor and McLennan, 1995)

Таблица 1. Химический состав биотитов из гранитов (мас. %) и формульные коэффициенты

Table 1. Chemical composition of biotites from granites (wt. %) and formula coefficients

Компоненты Components	Номера проб / Sample Nos.											
	у-68						х-11-9					у-103
SiO_2	37.24	35.93	36.64	36.45	36.33	36.58	37.07	36.81	36.96	37	37.33	35.72
TiO_2	3.58	3.23	3.01	3.14	4.28	3.3	2.41	2.45	2.29	2.49	2.31	2.80
Al_2O_3	15.12	15.11	16.03	15.37	15.08	15.5	14.51	13.85	14.33	14.46	14.55	16.13
FeO	21.95	22.28	21.83	22.63	22.73	22.04	21.17	21.51	21.27	21.12	20.82	23.97
MnO	0.77	0.71	0.77	0.77	0.88	0.74	0.65	0.64	0.56	0.6	0.52	0.87
MgO	10.03	9.08	8.69	9.14	8.2	9.02	10.78	10.72	10.88	10.95	11.07	8.01
K_2O	9.58	9.49	9.69	9.69	9.67	9.66	9.45	9.3	9.85	9.71	9.65	9.46
BaO	–	–	0.69	–	0.31	0.33	–	–	–	–	–	–
Сумма / Sum	98.27	95.83	97.36	97.19	97.48	97.17	96.03	95.29	96.14	96.33	96.25	96.96
Si	5.58	5.56	5.58	5.56	5.55	5.58	5.67	5.69	5.67	5.68	5.68	5.49
Ti	0.4	0.38	0.35	0.36	0.49	0.38	0.28	0.29	0.26	0.27	0.27	0.32
Al	2.67	2.75	2.87	2.76	2.72	2.78	2.62	2.52	2.59	2.61	2.61	2.92
Fe^{2+}	2.75	2.88	2.78	2.88	2.9	2.81	2.71	2.78	2.73	2.65	2.65	3.09
Mn	0.09	0.09	0.09	0.1	0.11	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.11
Mg	2.24	2.09	1.97	2.08	1.87	2.05	2.46	2.47	2.49	2.52	2.52	1.84
K	1.83	1.87	1.88	1.88	1.88	1.88	1.85	1.84	1.93	1.88	1.88	1.86
Ba	–	–	0.04	–	0.02	0.02	–	–	–	–	–	–
X(Mg)	0.45	0.42	0.41	0.42	0.39	0.42	0.48	0.47	0.48	0.49	0.49	0.37
T, °C	698	687	672	678	719	687	648	652	635	644	644	653

Таблица 2. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в жильных гранитах

Table 2. Contents of rock-forming oxides (wt. %), rare and rare earth elements (ppm) in vein granites

Номера проб Sample Nos.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
11-9	77.07	0.06	12.47	1.41	0.05	0.03	0.28	1.22	5.26	1.49
у-49	75.13	0.03	13.85	0.2	0.14	0.01	0.3	1.56	6.57	0.42
У-103	71.62	0.03	11.77	1.05	0.02	0.02	1.32	3.89	5.19	0.54
У-11	71.35	0.06	12.36	1.36	0.67	0.05	1.17	2.86	6.32	0.14
У-68	72.49	0.09	14.7	1.3	0.02	0.02	0.2	2.58	6.18	0.5
У-7	71.38	0.04	13.5	0.8	0.2	0.02	1.14	2.29	6.1	0.96
	P_2O_5	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	U	Pb	Th	Cr
у-49	0.01	119	5.5	122	101	20	11	17	5.8	41
У-103	0.01	304	6.1	250	10	1.5	1.7	19	0.31	12
У-11	0.12	27	1.5	46	31	1.7	0.92	1.7	1	6
У-68	0.02	353	11	261	16	2.7	0.28	17	0.67	26
У-7	0.02	919	16	89	36	3.5	1.2	9	5.4	11
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
у-49	1.7	5.2	0.54	2	0.7	0.34	0.85	0.22	1.5	0.34
У-103	1.4	2.6	0.31	1.2	0.37	0.85	0.55	0.08	0.63	0.12
У-11	1.8	4.9	0.7	3.2	1	0.31	1.4	0.28	1.8	0.36
У-68	2.6	5.5	0.66	2.6	0.58	0.84	0.75	0.11	0.43	0.09
У-7	7.7	18	2.3	9	2.5	1.3	2.9	0.56	3.4	0.75
	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Cs	Ta	Hf	Li	Ga
у-49	1.2	0.22	1.9	0.3	7.5	0.21	5.4	5.8	0.78	24
У-103	0.38	0.055	0.38	0.058	3.6	0.42	0.15	0.39	2.1	14
У-11	1.1	0.14	1	0.13	8.5	нпо	0.35	1.1	0.21	14
У-68	0.26	0.045	0.26	0.039	2.3	0.35	0.37	0.56	6.4	19
У-7	2.3	0.37	2.5	0.4	18	0.25	0.93	1.8	0.7	17

Примечание: нпо — ниже предела обнаружения
Note: нпо — below detection limit

Таблица 3. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирования биотита

Table 3. Results of $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of biotite

T, °C	t (мин)	^{40}Ar(STP)	$^{40}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{38}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{37}Ar/^{39}Ar$	±1σ	$^{36}Ar/^{39}Ar$	±1σ	Ca/K	$\Sigma^{39}Ar$ (%)	Возраст (млн лет) Age (Ma)	±1σ
Образец У-68 биотит, навеска 24.4 мг, J = 0.006870 ± 0.000062 ; возраст плато (825–1170 °C) = 349.2 ± 4.0 млн лет Sample У-68 biotite, 24.4 mg sample, J = 0.006870 ± 0.000062; plateau age (825–1170 °C) = 349.2 ± 4.0 Ma														
550	10	4.3 e^{-9}	50.861	2.521	0.1067	0.0493	5.1132	2.1732	0.1177	0.0338	18.407	0.4	135.9	80.4
675	10	109.4 e^{-9}	79.348	0.172	0.0275	0.0031	6.3187	0.1106	0.1652	0.0018	22.747	6.2	250.0	5.0
725	10	100.3 e^{-9}	58.991	0.216	0.0143	0.0020	6.6389	0.1269	0.0917	0.0009	23.900	13.4	260.5	3.9
825	10	159.0 e^{-9}	45.638	0.083	0.0119	0.0011	0.2537	0.0614	0.0054	0.0014	0.913	28.1	350.5	5.1
860	10	140.6 e^{-9}	47.139	0.074	0.0099	0.0018	0.2301	0.1033	0.0093	0.0016	0.829	40.8	353.2	5.4
900	10	94.5 e^{-9}	47.240	0.114	0.0129	0.0016	0.7796	0.1125	0.0146	0.0013	2.806	49.2	342.4	4.9
975	10	83.6 e^{-9}	48.386	0.131	0.0116	0.0013	0.7337	0.0495	0.0178	0.0008	2.641	56.6	344.0	4.4
1075	10	144.7 e^{-9}	47.265	0.095	0.0111	0.0008	0.2203	0.0349	0.0115	0.0010	0.793	69.5	349.3	4.6
1120	10	193.7 e^{-9}	45.756	0.089	0.0105	0.0006	0.0592	0.0735	0.0049	0.0007	0.213	87.4	352.5	4.4
1170	10	136.8 e^{-9}	46.139	0.056	0.0123	0.0011	0.6308	0.0948	0.0055	0.0013	2.271	100.0	354.0	4.9

Примечание: J — параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

Note: J — parameter characterizing the magnitude of the neutron flux.

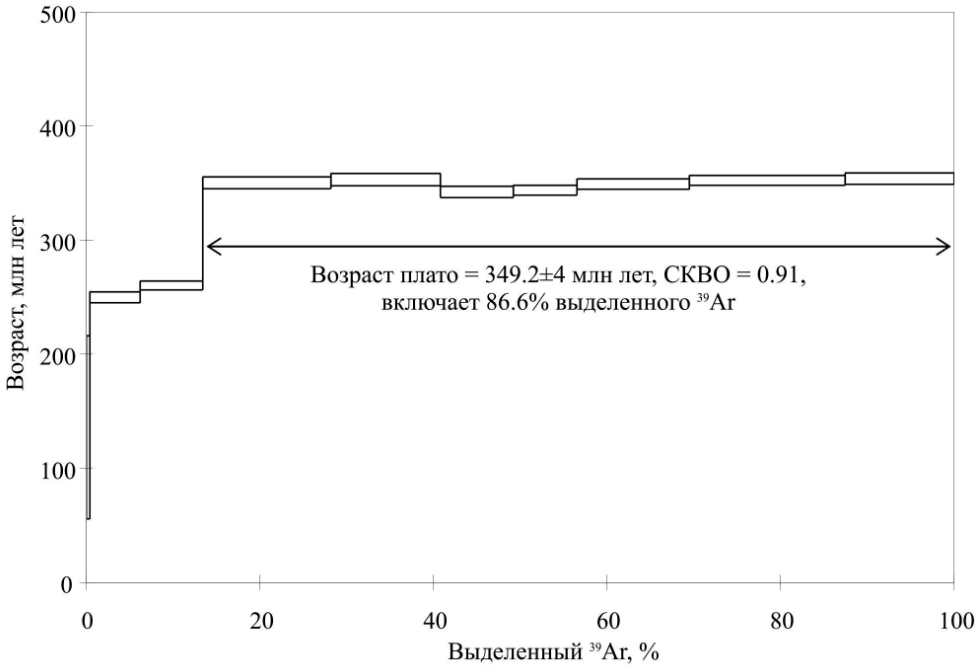


Рис. 5. Результаты $^{39}Ar/^{40}Ar$-датирования биотита из гранитов

Fig. 5. Results of $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating of biotite from granites

чение возраста (позднепалеозойский) получено для пегматитовой жилы, залегающей на контакте перидотитов и гнейсов марункеуского амфиболит-гнейсового комплекса — 367 млн лет (U-Pb-метод (Salimgaraeva et al., 2024)).

Образование гранитного расплава сопряжено с высокотемпературными метаморфическими процессами, которые могли происходить на глубине в раннем карбоне в результате столкновения уральской окраины Восточно-Европейского континента с островной дугой. Плавлению подвергалась предположительно нижняя часть пород Восточно-Харбейского аллохтона, который к этому времени находился во фронтальной зоне континента, вовлеченной в зону субдукции. Внедрение магмы по ослабленным зонам и трещинам, вероятно, происходило в условиях декомпрессии — при переходе от пиковых параметров метаморфизма к регрессивной стадии, знаменующей коллизионные процессы.

Заключение

В ходе комплексных петрологических и изотопно-геохронологических исследований установлено присутствие позднепалеозойских магматических образований в южной части Харбейской подзоны Харбейско-Марункеуской СФЗ Полярного Урала, представленных жильными гранитными пегматитами. Они залегают среди амфиболитов и плагиогнейсов ханмейхойской и лаптаюганской свит, представлены натриевыми и калиево-натриевыми известковыми метаалюминиевыми разновидностями, относящимися к известково-щелочной серии и близкими по составу к гранитам I-типа. Источником расплава служили преимущественно коровые породы.

В результате $^{40}Ar/^{39}Ar$-изотопного датирования магматического биотита из гранитов определен его возраст — 349 ± 4 млн лет (ранний карбон), который совпадает с возрастом высокотемпературного метаморфизма вмещающих пород (359–341 млн лет). Формирование гранитного расплава предположительно было сопряжено с коллизионными процессами при столкновении уральской окраины Восточно-Европейского континента с островной дугой.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (FUUU-2022–0085 № 122040600012–2) и ИГМ СО РАН (FWZN-2026–0018).

Литература / References

Владимиров А. Г., Федоровский В. С., Хромых С. В., Докукина К. А. Синсдвиговые стресс-граниты глубинных уровней коллизионной системы ранних каледонид Западного Прибайкалья // Докл. РАН. 2004 Т. 397 № 6 С. 771–777.

Vladimirov A. G., Khromykh S. V., Dokukina K. A., Fedorovsky V. S. Synmetamorphic stress-granites in deep levels of the early caledonian collisional system in the western baikal region. Doklady Earth Sciences. 2004; 397(6):771–777. Russian.

Голубева И. И. Первые результаты U-Pb-датирования цирконов гнейсогранитов харбейского комплекса Полярного Урала // Доклады академии наук. 2011. Т. 439. № 4. С. 508–513.

Golubeva I. I. The first results of U-Pb dating of zircons from gneissic granites of the Kharbei Complex (Polar Urals). Doklady Earth Sciences. 2011;439(2):1048–1053. DOI: 10.1134/S1028334X11080022.

Голубева И. И., Шуйский А. С., Травин А. В., Хубанов В. Б. Новые возрастные данные Гердизского массива (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 50–63. DOI: 10.52349/0869–7892_2022_92_50–63

Golubeva I. I., Shuysky A. S., Travin A. V., Khubanov V. B. New age data for the Gerdiz massif (Polar Urals). Regional Geology and Metallogeny. 2022;92:50–63. Russian.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия

Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:1,000,000 (third generation). Ural Series. Sheet Q-41 (Vorkuta). Explanatory Note. St. Petersburg: VSEGEI Map Factory, 2007. 541 p. Russian.

Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1:200000. Изд. второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42–I, II (Лабораовая). Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 372 с.
State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200000. Second edition. Polar-Ural Series. Sheet Q-42–I, II (Laborovaya). Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI Map Factory, 2009. 372 p. Russian.

Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII. Объясн. записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2014а. 384 с.
State Geological Map of the Russian Federation, scale 1:200000. Second edition. Polar-Ural Series. Sheet Q-42-VII, VIII. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI Map Factory, 2014a. 384 p. Russian.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 — Салехард. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014б. 396 с.
State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). West Siberian Series. Sheet Q-42 — Salekhard. Explanatory Note. St. Petersburg: VSEGEI, 2014b. 396 p. Russian.

Соболев И. Д., Викентьев И. В., Травин А. В., Бортников Н. С. Каменноугольный магматизм ПолярногоУрала // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28.
Sobolev I. D., Vikentyev I. V., Bortnikov N. S., Travin A. V. Carboniferous Magmatism in the Polar Urals. Doklady Earth Sciences. 2020;494(2):773–778. DOI: 10.1134/S1028334X20100098.

Соболев И. Д., Новикова А. С., Викентьев И. В. и др. Два этапа сборки суперконтинента Пангея на Полярном Урале: первые U/Pb (LA-ICP-MS) и $^{40}Ar/^{39}Ar$-данные о возрасте яркеуского комплекса // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 508, № 2. С. 164–172. DOI: 10.31857/S2686739722602423
Sobolev I. D., Novikova A. S., Vikentyev I. V., et al. Two Stages of Assembly of the Pangea Supercontinent in the Polar Urals: The First U/Pb (LA-ICP-MS) and $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dating of the Yarkeu Complex. Doklady Earth Sciences. 2022;507(S3):357–364. DOI: 10.1134/S1028334X22601663

Уляшева Н. С., Серов П. А, Травин А. В. Sm/Nd- и $^{40}Ar/^{39}Ar$-изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН. Науки о земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201. DOI: 10.31857/S2686739722601016
Ulyasheva N. S., Serov P. A., Travin A. V. Sm-Nd and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotope-geochronological investigations of amphibolites of the Khanmeykhoy Formation of the Kharbey metamorphic complex (Polarius Urals). Doklady Earth Sciences. 2022;506(2):761–767. DOI: 10.1134/S10283 34X22600517

Уляшева Н. С. Шуйский А. С., Хубанов В. Б. Харбейский амфиболит-гнейсовый комплекс (Полярный Урал): P-T-эволюция и результаты U-Pb La-ICP-MS-изотопных исследований метаморфического циркона // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 518, № 1. С. 97–107. DOI: 10.31857/S2686739724090103
Ulyasheva N. S., Shuyskiy A. S., Khubanov V. B. The Kharbei Amphibolite–Gneiss Complex (Polar Urals): P–T Evolution and Results of U–Pb LA-ICP-MS Isotopic Study of Metamorphic Zircon. Doklady Earth Sciences. 2024;518(1): 1489–1497 DOI: 10.1134/S1028334X24602761

Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975.
Fershtater G. B., Borodina N. S. Petrology of igneous granitoids (using the Urals as an example). Moscow: Nauka, 1975. Russian.

Шуйский А. С., Удоратина О. В., Миллер Е. Л., Кобл М. А. Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-Pb-данные // Материалы IV международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти акад. А. П. Карпинского, 2015. С. 481–485.
Shuysky A. S., Udoratina O. V., Miller E. L., Kobl M. A. Metagranitoids of the Ingilor massif (Polar Urals): U-Pb data. Proceedings of the IV International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists in Memory of Academician A. P. Karpinsky; 2015. p. 481–485. Russian.

Abdel-Rahman A. M. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. J. Petrol. 1994;35:525–541.

Batchelor B., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology. 1985;48:43–55.

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

Glodny J., Austrheim H., Molina J. F., Rusin A. I., Seward D. Rb/Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia. Geochim. Et Cosmochim. Acta. 2003;67:4353–4371.

Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A. The Ti-saturation surface for low-to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. Amer Miner. 2005;90:316–328.

Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J. M., Carron J. P. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. C R Acad Sci. 1985;301:813–818.

Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J Petrol. 1984;25:956–83.

Salimgaraeva L., Berezin A., Sergeev S., Gubanov N., Stetskaya E., Skublov S. Zircons from eclogite-associated rocks of the Marun-Keu complex, the Polar Urals: Trace elements and U-Pb dating. Geosciences. 2024;14(8):26 p.

Taylor S. R. and McLennan S. M. The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics. 1995;33:241–265.

Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.-J. et al. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. Mineralogical Magazine. 1997;61(6):809–834.

Watson E. B, Harrison T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in avariety of crustal magma types. Earth. Planet. Sci. Lett. 1983;64:295–304.

Zhou Z. X. The origin of intrusive mass in Fengshandong. Hubei Province Acta Petrol Sin. 1986;2:59–70.

Поступила в редакцию / Received 26.05.2026



Арктический вектор геологических исследований
Arctic vector of geological research

УДК 551.734.5+551.735.1:551.7 (470.1) DOI: 10.19110/geov.2026.6.3

Событийно-стратиграфический каркас для фамена — нижнего карбона северо-востока европейской части России

А. Н. Плотицын, Д. А. Груздев, А. В. Журавлев

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
anplotitzyn@rambler.ru, micropalaeontology@gmail.com, dag79@yandex.ru

Представлен событийно-стратиграфический каркас для фаменско-нижнекаменноугольного интервала северо-востока европейской части России, включающий шесть событийных уровней глобального и субглобального масштаба. В разрезах широкого фациального спектра (от мелководного шельфа до батиали) зафиксированы проявления фаменских (Dasberg, Hangenberg) и турнейско-серпуховских (Lower Alum Shale (Mid-Tournaisian), Mid-Aikuanian, серпуховское событие) событий, а также изотопной аномалии в нижней-средней части фамена. Для целей стратиграфической корреляции наиболее перспективны геобиологические события, сочетающие литологические, изотопные и палеонтологические маркеры (Hangenberg, Mid-Aikuanian, серпуховское событие).

Ключевые слова: *верхний девон, нижний карбон, событийная стратиграфия, корреляция, углеродные изотопные аномалии*

Event-stratigraphic framework for the Famennian — Lower Carboniferous of northeastern European Russia

A. N. Plotitsyn, D. A. Gruzdev, A. V. Zhuravlev

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

An event-stratigraphic framework is presented for the Famennian — Lower Carboniferous (Mississippian) interval of northeastern European Russia, comprising six global and subglobal events. In sections, spanning a wide facies spectrum (from shallow-water shelf to bathyal), we record occurrences of the Famennian (Dasberg, Hangenberg) and Tournaisian–Serpukhovian (Lower Alum Shale (Mid-Tournaisian), Mid-Aikuanian, Serpukhovian Event) events, as well as an isotopic anomaly in the lower-middle parts of the Famennian. For the purposes of stratigraphic correlation, the most promising are geobiological events that combine lithological, isotopic, and paleontological markers (Hangenberg, Mid-Aikuanian, Serpukhovian Event).

Keywords: *Upper Devonian, Lower Carboniferous, event stratigraphy, correlation, carbon isotopic anomalies*

Введение

Событийная стратиграфия сформировалась как самостоятельный междисциплинарный метод стратиграфических исследований в 70-х годах XX века, что связано с работами Д. Эйджера (Ager, 1973, 1993), Дж. Сепкоски (Sepkoski, 1978), О. Валлизера (Walliser, 1984, 1986) и др. Наиболее разработанную концепцию этого направления представил О. Валлизер (см. обзор Walliser, 1995), а в отечественную геологическую практику событийно-стратиграфический подход прочно вошел благодаря исследованиям Т. Н. Корень (Использование…, 2000) и был закреплен в дополнении к Стратиграфическому кодексу в 2000 г. (Дополнения…, 2000). Развитию и росту популярности событийной стратиграфии способствовали международные проекты IGCP № 216 «Глобальные биотические события в истории Земли» и IGCP № 335 «Восстановление биоты после массовых вымираний».

Согласно Стратиграфическому кодексу, под событийно-стратиграфическим методом понимается метод мультидисциплинарных стратиграфических исследований осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов верхнего докембрия и фанерозоя, направленных на изучение свойств пород, характера и строения толщ, состава и разнообразия биоты на рубежах критических изменений или в событийных интервалах (Дополнения…, 2000). Метод оперирует событиями различной природы и ранга как маркерами

Для цитирования: Плотицын А. Н., Груздев Д. А., Журавлев А. В. Событийно-стратиграфический каркас для фамена — нижнего карбона северо-востока европейской части России // Вестник геонаук. 2026. 6(378). С. 29—42. DOI: 10.19110/geov.2026.6.3

For citation: Plotitsyn A. N., Gruzdev D. A., Zhuravlev A. V. Event-stratigraphic framework for the Famennian — Lower Carboniferous of northeastern European Russia. Vestnik of Geosciences, 2026, 6(378), pp. 29—42. DOI: 10.19110/geov.2026.6.3

пространственно-временных отношений геологических образований. При этом под событиями понимаются кратковременные в геологическом масштабе времени процессы (следы большинства позднедевонско-раннекаменноугольных событий распознаются в интервале от одной до 3–4 конодонтовых зон), протекающие в биосфере, литосфере, гидросфере и атмосфере, проявления которых обладают ненулевыми шансами сохраниться в осадочной летописи.

Любое событие, фиксируемое в геологической хронике, представляет собой результат сложного взаимодействия различных процессов. Поэтому, с одной стороны, изучение следов событий требует комплексного подхода, а с другой — обеспечивает диагностику событий в различных по генезису отложениях. В концепции событийной стратиграфии события ранжируются по типу и масштабу (см. Walliser, 1995). Масштаб события определяется широтой палеогеографического распространения его проявлений и может быть глобальным или региональным (провинциальным). По ведущим признакам события подразделяются на абиотические и биотические. К первым относятся события, связанные с тектоникой, магматизмом, эвстатикой, климатом, океанической циркуляцией, изменением химизма атмосферы и гидросферы и другими процессами в литосфере, гидросфере и атмосфере. Ко вторым — разнообразные эволюционные (возникновения, вымирания, радиации, морфологические инновации и т. п.) и экологические (расселение, занятие экологических ниш, формирование и коллапс определенных экосистем и т. д.) события. При этом биотические события часто имеют своей первопричиной абиотические и тесно с ними связаны. В таких случаях можно говорить о геобиологических событиях.

Глобальные события позднедевонско-раннекаменноугольного интервала подробно освещены в обзорах (Walliser, 1995; Becker et al., 2016a, 2016b; Qie et al., 2019). В пределах северо-востока европейской части России (Печорская плита и ее восточное складчатое обрамление) изученность событийных уровней является неравномерной. Наиболее полно охарактеризованы крупнейшие биотические кризисы Kellwasser, Hangenberg и Mid-Aikuanian (Yudina, 2002; Soboleva, Sobolev, 2019; Zhuravlev, Sokiran, 2020; Plotitsyn et al., 2024; Zhuravlev et al., 2020 и др.). В связи с этим назрела необходимость систематизации имеющихся данных по основным глобальным событиям фамена–нижнего карбона в регионе и анализа степени их проявления в различных фациальных зонах. В основе работы лежат наши материалы, полученные при изучении разрезов региона (рис. 1).

Целью данной работы является создание событийно-стратиграфического каркаса для фамена — нижнего карбона европейского северо-востока России. Под событийно-стратиграфическим каркасом понимается стратиграфическая последовательность событий различной природы и масштаба, распознаваемых в регионе. Это позволит не только повысить разрешающую способность региональной и межрегиональной корреляции, но и углубить понимание механизмов глобальных перестроек в пределах рассматриваемого интервала, сопоставив региональные проявления с глобальными.

Комплексная характеристика региональных проявлений глобальных/субглобальных событий

Ниже приведена история исследования и характеристика проявлений отдельных событий в мире и в пределах северо-востока европейской части России. Поскольку региональные проявления событий в частных разрезах в основном уже рассмотрены в отдельных публикациях (см. ссылки в соответствующих раз-

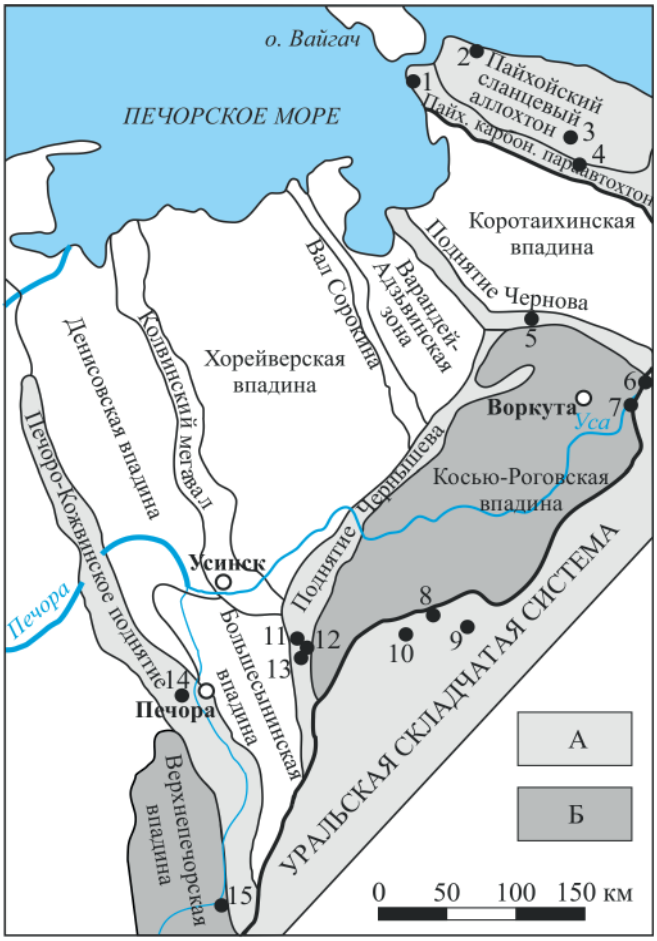


Рис. 1. Схема расположения разрезов с установленными проявлениями фаменско-серпуховских глобальных/субглобальных событий в пределах северо-востока европейской части России (по: Багринцева и др., 2003 с дополнениями). Цветом выделены структуры, в пределах которых находятся исследованные обнажения. Условные обозначения: А — поднятия, Б — впадины, 1 — р. Лымбадъяха, 2 — р. Песчаная, 3 — р. Силоваяха, 4 — р. Тальбейшор, 5 — скважины Падимейской площади, 6 — р. Малая Уса, 7 — р. Большая Уса, 8 — р. Кожым, руч. Константинов, 9 — р. Б. Надота, 10 — р. Сывъю, 11 — р. Изъяю, 12 — р. Изъяель, 13 — р. Вангыр, 14 — рр. Каменка и Кожва, 15 — ур. Кузь-Яма

Fig. 1. Schematic location map of sections in the northeastern European Russia showing records of Famennian — Serpukhovian global to regional events (after: Bagrintseva et al., 2003, with additions). Structures containing the studied outcrops are highlighted in color. Legend: A — uplifts, Б — depressions, 1 — Lymbadyakha River, 2 — Peschanaya River, 3 — Silova-Yakha River, 4 — Talbeyshor River, 5 — boreholes in the Padimey area, 6 — Malaya Usa River, 7 — Bolshaya Usa River, 8 — Kozhim River, Konstantinov Stream, 9 — Bol'shaya Nadota River, 10 — Syvyu River, 11 — Iz'yayu River, 12 — Iz'yayol River, 13 — Vangyr River, 14 — Kamenka and Kozhva Rivers, 15 — Urochishche Kuz'-Yama

делах статьи), детальное описание фактического материала и приведение колонок по каждому разрезу не представляется целесообразным. Колонки приведены только в тех случаях, когда публикуются новые данные.

Верхний девон (фаменский ярус)

В рассматриваемом регионе в настоящее время есть данные о следах проявления таких событий, как Dasberg и Hangenberg. Также распознаются изотопные отклонения в нижней — средней частях фаменского яруса, имеющие потенциал глобального распространения.

Нижнесреднефаменское изотопное отклонение фиксируется в интервале конодонтовых зон *Palmatolepis gracilis gracilis* (= Upper *rhomboidea*) и *Palmatolepis marginifera marginifera* (= Lower *marginifera*) в виде отрицательного экскурса $\delta^{13}C_{carb}$ амплитудой от <1 до 2–2.5 ‰ в разнофациальных разрезах Восточной Европы, Восточной и Юго-Восточной Азии, Северной Америки и Австралии (Saltzman, 2005; Buggisch, Joachimski, 2006; Königshof et al., 2012; George et al., 2014; Girard et al., 2017; Zhang et al., 2019; Груздев и др., 2023). За отрицательной углеродной аномалией фиксируется довольно высокоамплитудный положительный сдвиг (амплитудой до 4 ‰) в интервале зон *Palmatolepis marginifera marginifera* (Lower *marginifera*) — *Palmatolepis marginifera utahensis* (Upper *marginifera*) (рис. 2). Впервые на это изотопное отклонение обратили внимание при проведении стратиграфических исследований в пределах южной части гряды Чернышева (Груздев и др., 2023). Среди вероятных причин рассматриваемого изотопного отклонения углерода карбонатов выделяют снижение уровня первичной биопродуктивности, а также возможное присутствие внешнего источника легкого углерода, обусловленное активизацией и интенсификацией вулканической и гидротермальной деятельности, либо усилением терригенного стока с континента, несущего изотопно-легкий углерод (Груздев и др., 2023). При этом снижение первичной продуктивности привело к сокращению пищевой базы, что могло стимулировать микроэволюцию консументов низкого уровня и привести к повышению видового разнообразия (Груздев и др., 2023). Это наглядно отразилось в повышении таксономического разнообразия конодонтов (Журавлев, 2019). На уровне изотопного отклонения конодонты демонстрируют пиковые значения видового разнообразия (81 вид) для фаменско-серпуховского стратиграфического интервала.

В пределах Европейского Северо-Востока России следы нижнесреднефаменского изотопного отклонения прослеживаются в мелководно- (р. Большая Уса) и глубоководно-шельфовых разрезах (рр. Изъяель и Изъяю) и могут выступать в качестве надёжного геохимического репера и потенциального маркера подъярусной границы.

Глобальное геобиологическое событие Dasberg первоначально было описано Т. Беккером как биотическое, проявившееся в значительной перестройке таксономического состава аммоноидей (Becker, 1993). Следы события сопоставлялись со средней частью зоны Lower *expansa*. Позднее применительно к событию Dasberg использовали термин «кризис» (Dasberg Crisis), рассматривая событие как череду седиментационных и биотических изменений в интервале фаз *Palmatolepis gracilis expansa* — *Bispathodus costatus* (Early *expansa* – Middle *expansa*) (Hartenfels, Becker, 2009). Исследования Ч. Сэндберга с соавторами (Sandberg et al., 2002) показали, что в основе события лежит гляциоэвстатическая трансгрессия, сопровождавшаяся аноксией, с накоплением «черных сланцев» и перестройкой бентосных сообществ (начало цикла IIf по Johnson et al., 1985; событие 16 по Sandberg et al., 2002). В работе (Stock, Sandberg, 2019) вариации $\delta^{13}C_{carb}$ в событийном интервале интерпретируются как возможные показатели изменения климата и глобальной океанической циркуляции.

Проявления события фиксируются в ряде разрезов на территории современного Пай-Хоя и приурочены к различным фациальным зонам от мелководья до батиали (Груздев и др., 2020). В результате анализа последовательностей литокомплексов в разрезах изолированной карбонатной платформы на р. Лымбадъяха и в разрезах системы конусов выноса плотностных потоков на рр. Силоваяха, Тальбейшор и Песчаная выделена характерная трансгрессивно-регрессивная последовательность с общим максимумом в пределах зоны

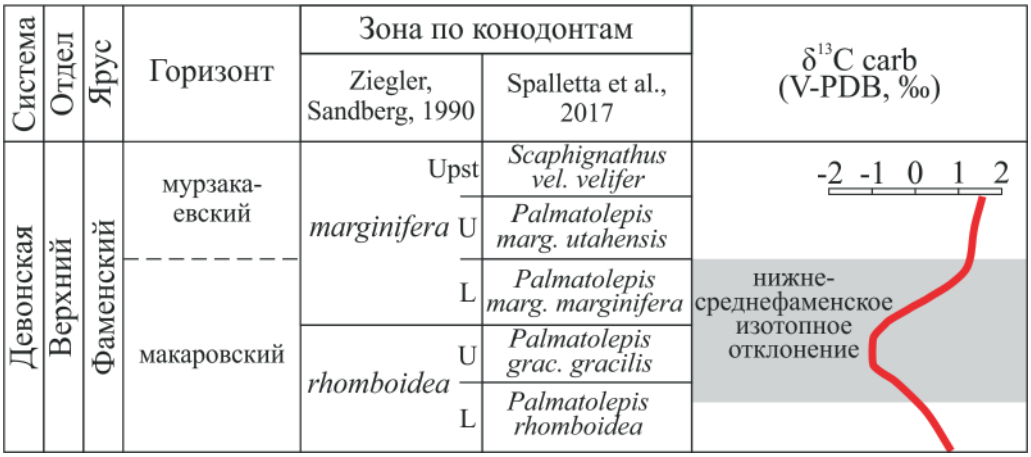


Рис. 2. Изотопное отклонение в нижней и средней частях фаменского яруса. Амплитуда отклонения по данным из глубоководно-шельфовых разрезов юга гряды Чернышева (Груздев и др., 2023 и наши неопубликованные данные)

Fig. 2. Carbon-isotopic variations in the lower and middle Famennian. Amplitude of variation is based on data from deep-water shelf sections in the southern Tchernyshev Ridge (Gruzdev et al., 2023, and authors' unpublished data)

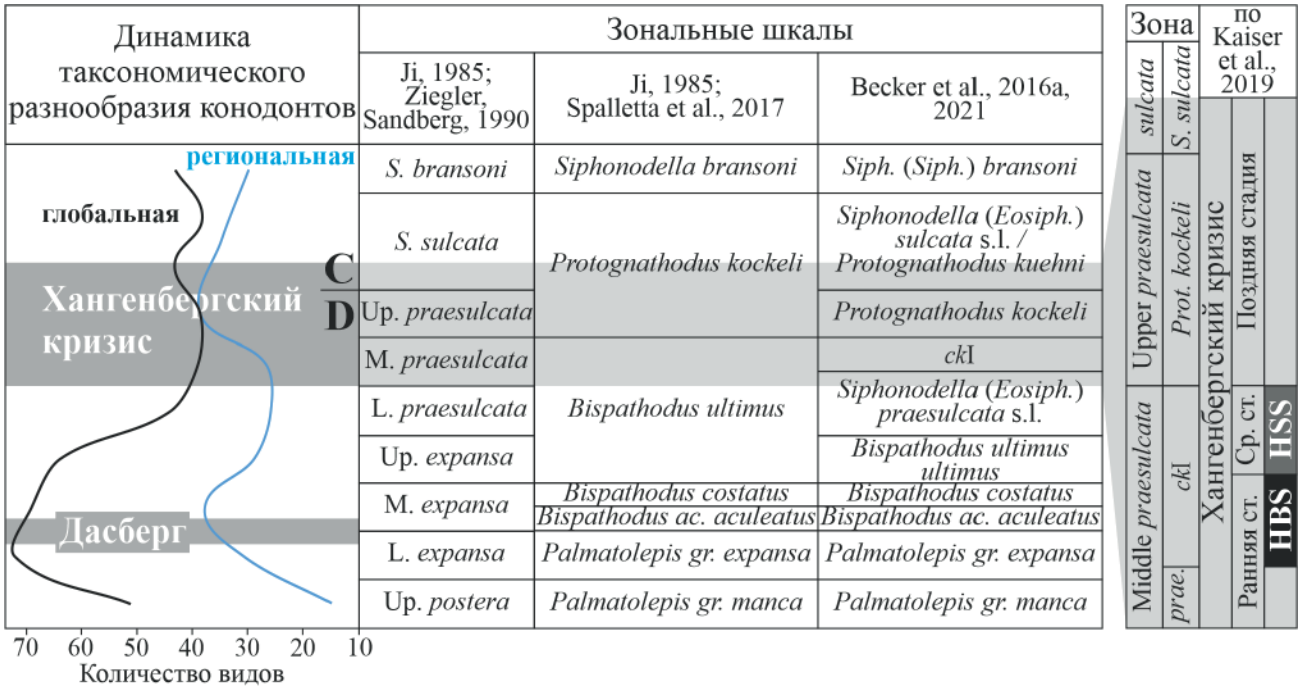


Рис. 3. Динамика таксономического разнообразия конодонтов в фаменско-турнейском интервале. Глобальная кривая таксономического разнообразия конодонтов — по: Журавлев, 2019, а региональная — по: Плотицын и др., 2018а; Plotitsyn et al., 2024 с дополнениями. Сокращения: L. — Lower, M. — Middle, Up. — Upper, *S.*, *Siph.* — *Siphonodella*, *Eosiph.* — *Eosiphonodella*, s. l. — sensu lato, *ck*I — *costatus-kockeli* Interregnum, prae. — praesulcata, *Prot.* — *Protognathodus*, ст. — стадия, ср. ст. — средняя стадия, HBS — Hangenberg Black Shale, HSS — Hangenberg Sandstone

Fig. 3. Dynamics of conodont taxonomic diversity in the Famennian — Tournaisian interval. The global conodont taxonomic diversity curve is after: Zhuravlev (2019), and the regional curve is compiled from data in: Plotitsyn et al. (2018a, 2024, with additions). Abbreviations and acronyms: L. — Lower, M. — Middle, Up. — Upper, *S.*, *Siph.* — *Siphonodella*, *Eosiph.* — *Eosiphonodella*, s. l. — sensu lato, *ck*I — *costatus-kockeli* Interregnum, prae. — praesulcata, *Prot.* — *Protognathodus*, ст. — stage (crises sensu Kaiser et al., 2019), ср. ст. — middle stage (middle crises sensu Kaiser et al., 2019), HBS — Hangenberg Black Shale, HSS — Hangenberg Sandstone

Lower *expansa*, сопоставляемым с глобальным событием Dasberg (Груздев и др., 2020).

С событийным интервалом связано локальное снижение таксономического разнообразия конодонтов, которое отмечается в разрезах глубоководного ряда (рр. Силоваяха, Тальбейшор и Песчаная) (Груздев и др., 2020). Происходит это на фоне общих региональных (рис. 3) и глобальных (см. Журавлев, 2019) пиковых значений таксономического разнообразия конодонтов (более 70 видов) в пределах фаз *Palmatolepis gracilis expansa* (Early *expansa*) и *Bispathodus aculeatus aculeatus* — *Bispathodus costatus* (Middle *expansa*). При этом стоит учитывать особенность захоронения органических остатков в поле развития турбидных потоков, которые отчетливо идентифицируются в изученных разрезах. Как правило, субавтохтонные комплексы конодонтов из фоновых отложений таксономически бедны, а наибольшая концентрация конодонтов (за счет гидродинамической сортировки) и, соответственно, таксономическое разнообразие фиксируются в карбонатных турбидитах. Поэтому локальное снижение разнообразия конодонтов в событийном интервале интерпретируется как имеющее тафономическую причину.

Изотопно-геохимические данные, доступные в настоящий момент только по разрезу на р. Силоваяха, показывают наличие в событийном интервале характерного рисунка в изотопной записи карбонатного углерода, аналогичного установленному в разрезах Североамериканского континента. Отмечаются два малоамплитудных отрицательных экскурса, окружающих плато с относительно высокими значениями $\delta^{13}C_{carb}$ (Груздев и др., 2020).

Рубеж девонского и каменноугольного периодов характеризуется одной из крупнейших палеоэкологических перестроек, регистрируемой во всем мире как ***кризис Hangenberg, или событие Hangenberg*** (см. обзоры Walliser, 1995; Kaiser et al., 2016; Becker et al., 2016a, 2016b; Qie et al., 2019; Racki, 2021; Hou et al., 2022 и др.). Событие Hangenberg, выделенное О. Валлизером (Walliser, 1980, 1995), является одним из наиболее разрушительных массовых вымираний в истории Земли (четвертое по экологической тяжести вымирание по McGee et al., 2013), хотя традиционно не входит в «большую пятерку». Вымирание биоты затронуло популяции бентосных, нектонных и планктонных морских, а также наземных организмов (Walliser, 1984, 1995; Kaiser et al., 2016; Liu et al., 2016). Около 50 % родов морских организмов (Rakociński et al., 2020) и 70 % всех видов не пережили кризис (Kaiser et al., 2019). В частности, на уровне Хангенбергского кризиса отмечается глобальное и региональное снижение таксономического разнообразия конодонтов (рис. 3).

Хангенбергский биокризис подразделяется на три этапа: ранний, средний и поздний (по Kaiser et al., 2019) (см. рис. 3). Ранний этап (фаза Middle *praesulcata*) биокризиса совпадает с главным биотическим вымиранием и с «событием Хангенбергского черного слан-

ца» (HBS Event), соответствующим высокоамплитудной гляциоэвстатической трансгрессии (Bless et al., 1992; Kaiser et al., 2011, 2019). Последующая регрессия соответствует хангенбергскому песчанику (HSS Event) и отвечает средней стадии кризиса (поздняя часть фазы Middle *praesulcata*). Поздний кризис отвечает этапу, следующему за биотическим вымиранием, фазам Late *praesulcata* и ранней части *sulcata*.

Превалирующая в настоящее время теория механизма Хангенбергского события связывается с масштабной вулканической дегазацией — гипотезой R&S (Pisarzowska et al., 2020), которая явилась отражением активизации деятельности крупных магматических провинций (LIP), таких как Припятская, Кольская, Якутская (Вилюйские трапы), Магдаленская и др., а также островодужного вулканизма (Rakociński et al., 2020, 2021; Pisarzowska et al., 2020). Основные доказательства включают глобальные аномалии ртути (Hg) и других летучих металлов в осадочных породах, отрицательные экскурсы $\delta^{13}C$, пирокластические горизонты на уровне HBS (см. Kalvoda et al., 2019; Paschall et al., 2019; Rakociński et al., 2020, 2021; Pisarzowska et al., 2020; Racki, 2021).

Активизация вулканической деятельности повлекла за собой резкое потепление климата и поступление легкого изотопа углерода (^{12}C) в атмосферу и Мировой океан, что выразилось в облегчении $\delta^{13}C_{carb}$. Изменения климата вызвали расцвет наземной растительности, обеспечившей интенсивное связывание атмосферного CO_2 (включая вулканогенный), скорость которого превышала скорость вулканической дегазации, что в итоге инициировало смену парникового режима ледниковым.

За отрицательным сдвигом $\delta^{13}C_{carb}$ следует Хангенбергский изотопно-углеродный экскурс (HngICE), который соответствует положительному сдвигу большой амплитуды в терминальном фамене (Kaiser et al., 2006; Cramer et al., 2008; Kumpan et al., 2014; Qie et al., 2016; Zhuravlev et al., 2020; Plotitsyn et al., 2024 и др.). Положительный сдвиг изотопного состава карбонатного углерода, по всей видимости, был обусловлен повышенным захоронением органического углерода из-за возросшей морской продуктивности, что повлекло за собой расширение аноксии в придонных водах. В частности, основная фаза HngICE совпадает с цветением однокамерных фораминифер (Zhuravlev, 2022). Таким образом, согласно гипотезе R&S, вулканический триггер повлек за собой каскадный механизм Хангенбергского кризиса, который вылился в цепь взаимосвязанных процессов, приведших к массовому вымиранию биоты.

Альтернативные точки зрения включают, например, роль сверхновой (Fields et al., 2020), разрушение озонового слоя с последующим ультрафиолетовым облучением (Marshall et al., 2020) или эвксинию фотической зоны, вызванную усилением континентального выветривания (Wang et al., 2025).

В разнофациальных разрезах северо-востока европейской части нашей страны на уровне Хангенбергского события и границы между девонской и каменноугольной системами распознается ряд трансгрессий и регрессий (Plotitsyn et al., 2024). В частности, уровню HBS отвечает региональная трансгрессия T1, а уровню HSS — регрессия R2, которые отчетливо прослеживаются преимущественно в разрезах глубоководного шельфа (рр. Кожым, Сывъю, Изъяель). В мелководных разрезах регрессивные фазы часто маркируются эрозионными поверхностями, которые отвечают размывам (рр. Каменка, Большая Уса). В глубоководно-шельфовых последовательностях на этих уровнях отмечаются прослои турбидитов. Биотические региональные изменения на уровне события задокументированы по существенным изменениям в комплексах конодонтов (Журавлев, 2003; Плотицын и др., 2018a; Plotitsyn et al., 2024), остракод (Чижова, 1988; Plotitsyn et al., 2024; Zhuravlev, Sobolev, 2024) и фораминифер (Plotitsyn et al., 2024) во всех фациальных зонах. Хангенбергский изотопный углеродный экскурс (HngICE) регистрируется в терминальном фамене и обычно характеризуется положительным, часто двухпиковым отклонением $\delta^{13}C_{carb}$ с амплитудой до 4 ‰ (Zhuravlev et al., 2020; Plotitsyn et al., 2024).

Нижний карбон

В нижнем карбоне известны проявления нескольких событий разного масштаба, которые уверенно фиксируются в регионе исследований: Lower Alum Shale, Mid-Aikuanian и серпуховское событие. Все они прямо или косвенно связаны с климатическими изменениями в начале позднепалеозойского ледникового периода (Fielding et al., 2008).

Среднетурнейское глобальное геобиологическое событие Lower Alum Shale (Mid-Tournaisian Event) первоначально было выделено Ч. Сэндбергом и соавторами как трансгрессивное событие (событие № 15 по: Sandberg et al., 1986). Позднее Т. Беккером (Becker, 1993) данный интервал был интерпретирован как глобальное трансгрессивное бескислородное событие (Lower Alum Shale Event), сопровождавшееся вымиранием более 50 % родов аммоноидей. С трансгрессивной фазой события связывается радиация определенных групп фораминифер (Kalvoda, 1989; Дуркина, 1997) и конодонтов (Zhuravlev, 1998), а также значительные изменения в составе остракодовых ассоциаций (см. Соболев, 1995, 2005; Чижова, 1988).

Потепление и связанная с ним гляциоэвстатическая трансгрессия обусловила развитие бескислородных условий на глубоководном шельфе с последующим накоплением «черных сланцев» (Rakociński et al., 2021). Несколько позже сформировалась малоамплитудная отрицательная изотопная аномалия по неорганическому углероду (Плотицын и др., 2018b; Zhuravlev et al., 2020).

Расширение эпиконтинентальных бассейнов спровоцировало радиацию чернышенеллид (фораминифер), особенно группы *Chernyshinella gelida*, в условиях мелководного карбонатного шельфа (Kalvoda, 1989; Дуркина, 1995), а также адаптивную радиацию конодонтов (в частности, *Siphonodella* и некоторых представителей рода *Polygnathus*) в постсобытийный период. На этом уровне отмечаются пиковые (около 60 видов) для нижнего карбона значения таксономического разнообразия конодонтов (см. Журавлев, 2019). Радиация привела к существенному обновлению конодонтовых сообществ открытого шельфа (Zhuravlev, 1998). Бескислородные условия в нижней части водного столба, вероятно, обусловили вымирание некоторых родов аммоноидей (Becker, 1993).

Среднетурнейское событие соответствует конодонтовой зоне *S. crenulata* (или ее аналогу в мелководных фациях — зоне *Siphonodella carinata*), остракодовой зоне *Richterina postlatior* (*Richterina postlatior — Bairdia otscherensis*) или нижней части фораминиферовой зоны *Chernyshinella disputabilis — Ch. glomiformis*.

В пределах северо-востока европейской части России среднетурнейское событие уверено опознается во всех фациальных поясах по биотическим проявлениям (смена ассоциаций конодонтов и фораминифер) (Дуркина, 1995; Zhuravlev, 1998; Журавлев, 2003; Плотицын и др., 2018b), отчетливым проявлениям трансгрессии (черные аргиллиты в глубоководных фациях, микритовые известняки в мелководных фациях) (Журавлев, 2003; Плотицын и др., 2018b) и малоамплитудному отрицательному экскурсу $\delta^{13}C_{carb}$ (Плотицын и др., 2018b; Zhuravlev et al., 2020). В мелководных фациях событию может предшествовать перерыв в осадконакоплении, обусловленный кратковременной регрессией.

Среднепозднетурнейское глобальное геобиологическое событие Mid-Aikuanian первоначально было идентифицировано как интервал вымирания конодонтов и радиации некоторых групп фораминифер (Ji, 1987; Kalvoda, 1991, 1994). В ходе последующих исследований в данном интервале была зафиксирована одна из самых высокоамплитудных в фанерозое положительная аномалия изотопного состава неорганического углерода (TICE), обусловленная климатическими изменениями и сопутствующими эвстатическими колебаниями (Saltzman et al., 2004). Согласно современным гипотезам, снижение температуры в тропических широтах на 7–10 °C было спровоцировано экспансией наземной растительности (Chen et al., 2021).

Гляциоэвстатическая регрессия, вызванная глобальным похолоданием, в сочетании с изменениями параметров океанической циркуляции способствовала усилению апвеллингов, интенсификации процессов денитрификации в толще воды и распространению бескислородных условий. Данные процессы привели к существенному увеличению темпов захоронения органического углерода (Saltzman et al., 2004; Yao et al., 2015; Cheng et al., 2020). Обогащение тяжелым изотопом растворенного в морской воде неорганического углерода привело к формированию положительной изотопной аномалии (TICE) с амплитудой до 7 ‰ (Saltzman et al., 2004; Yao et al., 2015). Резкая трансформация условий в водной толще вызвала глубокую перестройку трофических структур пелагических экосистем, что стало фактором вымирания высокоспециализированных групп конодонтов (Zhuravlev, Plotitsyn, 2022).

Расцвет наземной растительности в сочетании с регрессией способствовал началу формирования устойчивых речных систем с крупными конусами выноса на шельфе. Деятельностью одной из таких систем, вероятно, обусловлено накопление в пределах средней и южной частей Печорской плиты мощных терригенных толщ позднетурнейско-ранневизейского возраста (глинисто-терригенная толща и нортническая свита).

Событие вымирания охватывает все фациальные пояса и затрагивает большинство групп конодонтов, за исключением эпипелагических форм. Изотопное событие TICE также характеризуется широким распространением в различных фациальных поясах (разрезы на рр. Кожва, Изъяю и в скважинах Кочмесской площади — мелководная карбонатная платформа; разрез на рр. Кожым, Малая Уса — глубоководный шельф), что позволяет использовать его в качестве инструмента интерфациальной и глобальной корреляции (Saltzman et al., 2004; Zhuravlev et al., 2020; Плотицын и др., 2018b, 2022). На примере разреза Малая Уса показано, что значительным корреляционным потенциалом обладают не только пиковые положительные отклонения изотопного события TICE, но и положительные (см. обн. mu3 на рис. 4) или отрицательные (см. обн. mu13 на рис. 4) изотопные тренды среднего-верхнего турне в целом, даже при недостатке палеонтологических данных (см. Плотицын и др., 2018b, 2022). В стратиграфическом отношении данное событие маркирует границу среднего и верхнего турне (зоны *isosticha* и *typicus*).

Серпуховское глобальное геобиологическое событие (событийный интервал) первоначально интерпретировалось как биотический кризис, выразившийся в динамике разнообразия бентосной биоты (Yao et al., 2022) и сопровождавшийся серией изотопных аномалий углерода в карбонатах (Liu et al., 2022). Кроме того, в рамках данного интервала отмечаются климатические и эвстатические изменения различного масштаба (Журавлев и др., 2025).

Серпуховское событие представляет собой комплекс взаимосвязанных процессов различного генезиса. Вероятным триггером послужили вариации концентрации атмосферного CO_2 и климатические изменения во время начальной фазы позднепалеозойского оледенения (Fielding et al., 2008; Valdez Buso et al., 2020; Zhuravlev et al., 2023; Журавлев и др., 2025). В рамках данного события реконструируется следующая последовательность этапов.

1. Максимум оледенения, вызвавший масштабную гляциоэвстатическую регрессию в конце веневского времени (конец визейского века, фаза *nodosa*). Регрессия привела к интенсификации процессов окисления захороненного органического вещества и его поступлению в морские бассейны, что отразилось в виде отрицательного экскурса $\delta^{13}C_{carb}$ (SN1).

2. Раннесерпуховское межледниковье (Valdez Buso et al., 2020), обусловленное временным повышением содержания атмосферного CO_2, спровоцировало гляциоэвстатическую трансгрессию. Рост концентрации углекислоты способствовал как глобальному потеплению (парниковый эффект), так и интенсификации фиксации легкого углерода первичными продуцентами. Это вызвало утяжеление изотопного состава растворенного бикарбоната и, как следствие, морских карбонатов, что привело к формированию положительной аномалии $\delta^{13}C_{carb}$ (Zhuravlev et al., 2023). Специфические условия межледниковья, вероятно, послужили фактором начала продолжительного кризиса бентосной биоты, который предваряет среднекаменноугольное массовое вымирание в конце серпуховского века.

3. Завершение межледниковья в конце раннего серпухова, вызванное снижением уровня CO_2, привело к падению первичной биопродуктивности и темпов захоронения органического вещества вследствие ограничения доступности питательных веществ

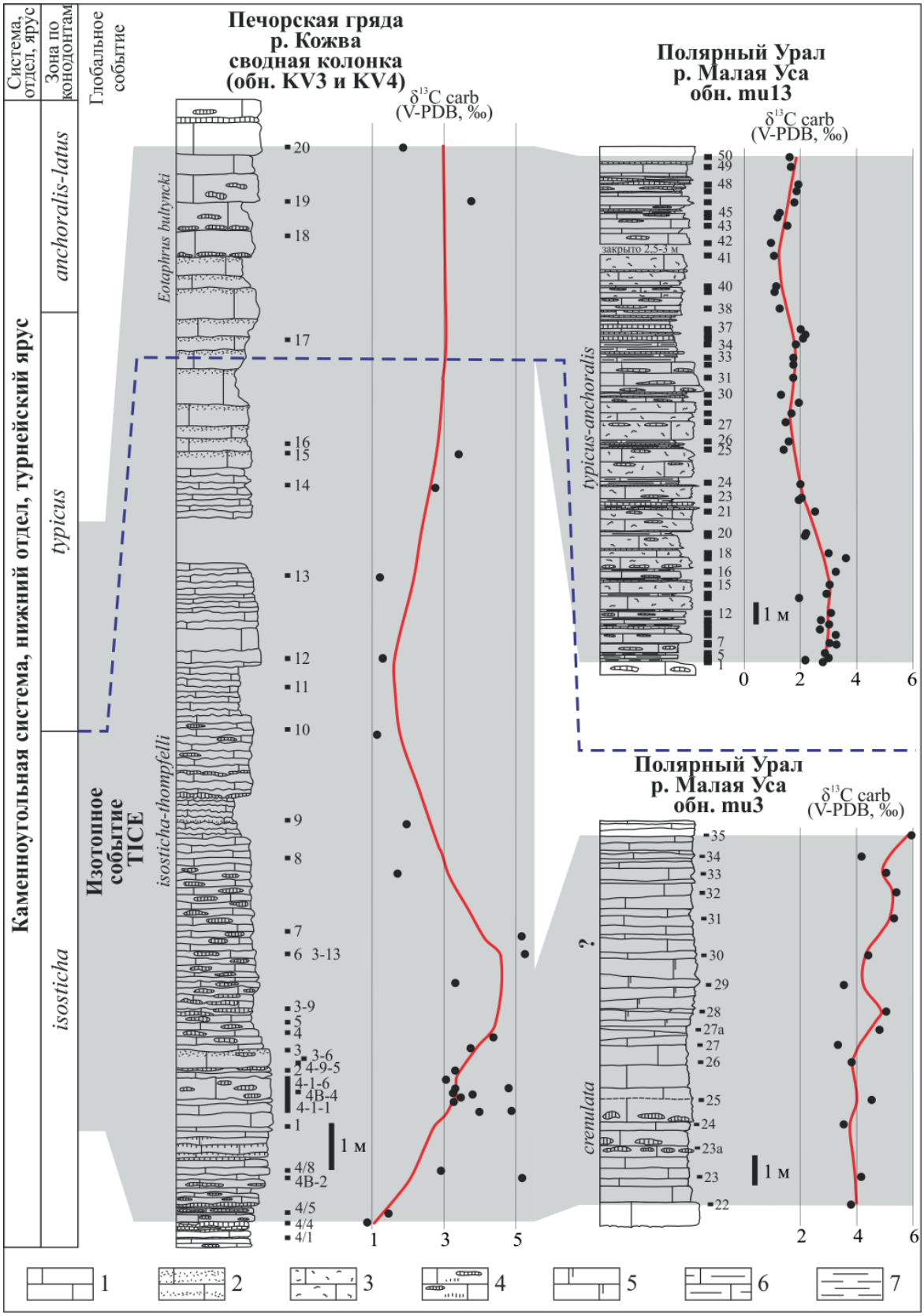


Рис. 4. Проявление глобального изотопного события TICE в мелководно-шельфовых разрезах Печорской гряды и глубоководно-шельфовых разрезах Полярного Урала (по: Zhuravlev et al., 2020; Плотицын и др., 2018b, 2022). Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — детритовый известняк, 3 — известняк с «узорчатой» текстурой, 4 — окремненный известняк, известняк с кремнистыми конкрециями, 5 — перекристаллизованный/доломитизированный известняк, 6 — глинистый известняк, 7 — аргиллиты. Серым обозначена область, сопоставляемая со следами изотопного события TICE

Fig. 4. Expression of the global TICE isotopic event in the shallow-water shelf sections of the Pechora Ridge and deep-water shelf sections of the Polar Urals (after: Zhuravlev et al., 2020; Plotitsyn et al., 2018b, 2022). Legend: 1 — limestone, 2 — detrital limestone, 3 — limestone with «patterned» texture, 4 — silicified limestone, limestone with chert nodules, 5 — recrystallized/dolomitized limestone, 6 — argillaceous limestone, 7 — argillites. The grey-shaded area corresponds to the manifestation of the TICE isotopic event

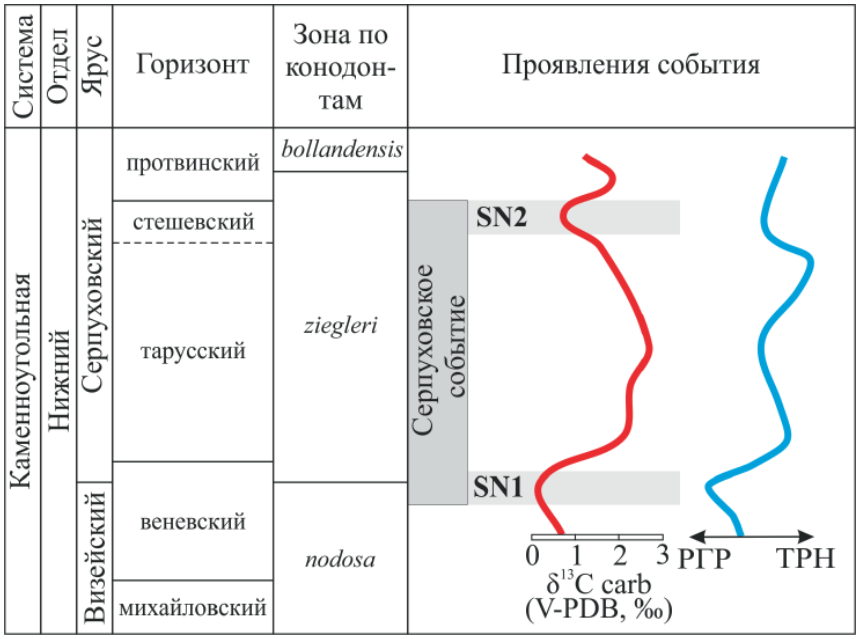


Рис. 5. Проявление глобального серпуховского события в разрезах северо-востока европейской части России (по: Zhuravlev et al., 2023; Журавлев и др., 2025)

Fig. 5. Global Serpukhovian Event in sections of the NE European part of Russia (after: Zhuravlev et al., 2023; Zhuravlev et al., 2025)

(Журавлев и др., 2025). Это обусловило отрицательный экскурс (SN2) и последующее снижение значений $\delta^{13}C_{carb}$ в позднем серпухове (Zhuravlev et al., 2023).

В исследуемом регионе наблюдается отчетливая стратификация всех стадий события (рис. 5). В фациях мелководного шельфа (разрезы на рр. Кожва, Изъяю) фиксируются признаки эвстатических колебаний (максимум регрессии в терминальном визе), в то время как в глубоководных фациях эвстатический сигнал выражен слабее, а амплитуда вариаций $\delta^{13}C_{carb}$ — существенно ниже (Zhuravlev et al., 2023; Журавлев и др., 2025).

Начальная стадия события датируется концом визейского века (завершение фазы *nodosa*), а завершение — концом раннего серпухова (вторая половина фазы *ziegleri*). Примерное совпадение начала события с подошвой серпуховского яруса позволяет использовать данный уровень в качестве стратиграфического маркера для трассировки визейско-серпуховской границы в разнофациальных морских последовательностях региона, независимо от биостратиграфических данных (Журавлев и др., 2025).

Обсуждение результатов

В пределах северо-востока европейской части России в фаменско-нижнекаменноугольном интервале уверенно распознаётся шесть событийных уровней различной природы и масштаба (рис. 6). В их число входят резкие эвстатические колебания, биотические пертурбации, углерод-изотопные аномалии, а также глобальные геобиологические события различной природы и масштаба: нижнесреднефаменское изотопное отклонение, Dasberg, Hangenberg, Lower Alum Shale (Mid-Tournaisian), Mid-Aikuanian и серпуховское событие (рис. 6). Установленные событийные уровни формируют основу событийно-стратиграфического каркаса региона и могут рассматриваться в качестве надёжных маркеров для межрегиональной и глобальной корреляции.

Выявлены некоторые особенности, оказывающие влияние на корреляционный потенциал событий различной природы. В частности, эвстатические события (Hangenberg, Lower Alum Shale) хорошо проявлены в мелководной и умеренно глубоководной зонах шельфа, где формируют литологически контрастные последовательности и «специфические фации» (черносланцевые горизонты HBS и LAS).

Изотопные события (нижнесреднефаменское отклонение, HngICE, TICE, визейско-серпуховские отклонения SN1 и SN2) хорошо проявлены в карбонатных фациях открытого шельфа и имеют глобальное/субглобальное распространение. В то же время в полузамкнутых лагунах и в прибрежном мелководье возможно формирование локальных изотопных событий, обусловленных как местными вариациями в углеродном цикле, так и диагенетическими процессами (например, отрицательные аномалии в изотопном составе углерода и кислорода под поверхностями субаэральной экспозиции). На сохранность следов изотопных событий существенное влияние оказывает как литологический состав пород, так и степень их вторичных преобразований.

В строении изотопных отклонений неорганического углерода в фаменско-серпуховском интервале отмечаются общие черты. Изотопное проявление события Dasberg, событий Lower Alum Shale и TICE, а также серпуховского события демонстрируют последовательность из совпадающего с регрессией малоамплитудного отрицательного отклонения, за которым следует отвечающее высокому стоянию уровня моря положительное плато (часто с двумя максимумами), завершающееся сопряженным с регрессией отрицательным отклонением. Сходство морфологии изотопных вариаций и эвстатических колебаний у разнесенных во времени событий позволяют предположить об-

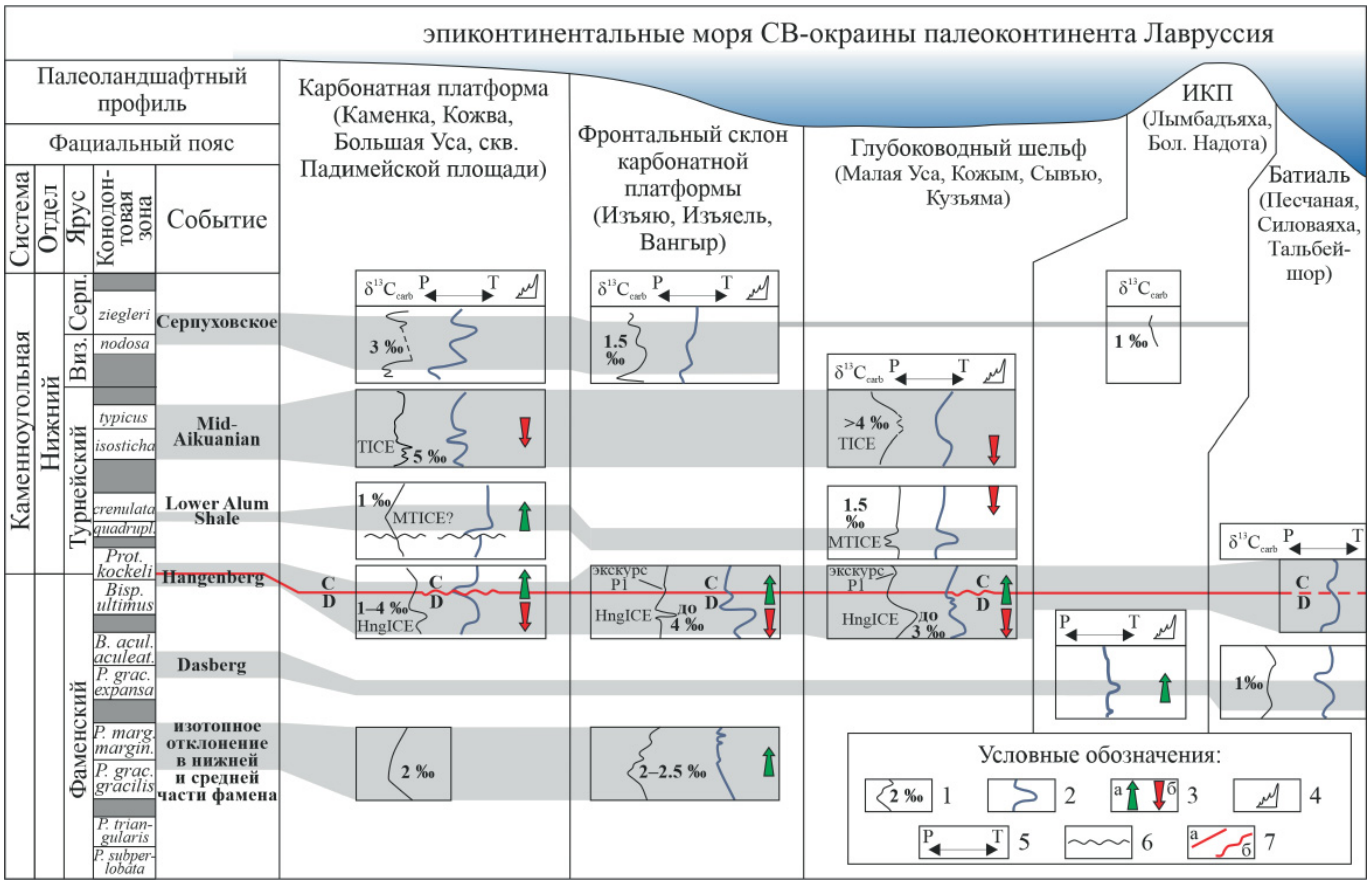


Рис. 6. Событийно-стратиграфический каркас для разнофациальных разрезов северо-востока европейской части России. Условные обозначения: 1 — изотопное отклонение и амплитуда, 2 — эвстатическая кривая, 3 — динамика таксономического разнообразия конодонтов (а — положительная, б — отрицательная), 4 — конодонты, 5 — регрессия (Р) и трансгрессия (Т), 6 — размыв, 7 — граница между девонской и каменноугольной системами (а — нормальная, б — с размывом)

Fig. 6. Event-stratigraphic framework for different facies sections in the NE part of the European Russia. Legend: 1 — isotopic variation and amplitude, 2 — eustatic curve, 3 — dynamics of conodont taxonomic diversity (a — positive, b — negative), 4 — conodonts, 5 — regression (P) and transgression (T), 6 — erosion, 7 — Devonian-Carboniferous boundary (a — normal, b — with erosion)

щие или по крайней мере сходные причины. Ведущим фактором, скорее всего, выступали изменения климата, которые проявлялись в эвстатике и провоцировали вариации в углеродном цикле. Кроме того, климатические изменения оказывали влияние на биоту.

Биотические события оставляют следы в пределах ареалов соответствующей биоты. Хорошо диагностируемыми являются вспышки видообразования (Dasberg, Lower Alum Shale) или вымирания (Hangenberg, Mid-Aikuanian) нектонно-планктонных организмов. На сохранность биотических сигналов существенно влияют тафономические факторы (переотложение, вторичная концентрация, деформация, разрушение фоссилий). Кроме того, в осадочных последовательностях, сформировавшихся на мелководном шельфе, возможно возникновение ложных биотических событий — резкая смена биоты, обусловленная наличием значительных (продолжительных) перерывов в осадконакоплении.

Обобщение полученных данных позволяет ранжировать событийные уровни по их корреляционной значимости для фамена — нижнего карбона исследуемого региона. Наибольшим корреляционным потенциалом обладают событийные уровни, ассоциирующиеся с высокоамплитудными трансгрессиями (Hangenberg (HBS), Lower Alum Shale, отдельные фазы серпуховского события). Отложения, соответствующие этим трансгрессивным фазам, накапливались и сохранились как в мелководных, так и в глубоководных зонах бассейна, что обеспечивает их хорошую сохранность и прослеживаемость. Ряд событийных уровней позволяет проводить сопоставление с границами крупных стратиграфических подразделений ОСШ ввиду их сближенности (рис. 7). В частности, проявление события Hangenberg располагается близко к границе девонской и каменноугольной систем, а подошва серпуховского яруса приблизительно совпадает с началом серпуховского геобиологического события (регрессивная фаза, экскурс SN1). Есть перспективы использования нижнесреднефаменского изотопного отклонения в качестве вспомогательного абиотического маркера потенциальной границы между подъярусами фаменского яруса.

Рассмотренные региональные проявления глобальных событий в фаменско-нижнекаменноугольном стратиграфическом интервале формируют надежную основу для внутрирегиональной корреляции, а также для сопоставления региональных и местных стратиграфических подразделений с Общей стратиграфической шкалой (рис. 7). Устойчивая прослеживаемость событийных горизонтов в пределах различных фациальных поясов позволяет эффективно решать задачи интерфациальной корреляции, особенно в условиях ограниченной применимости биостратиграфических методов.

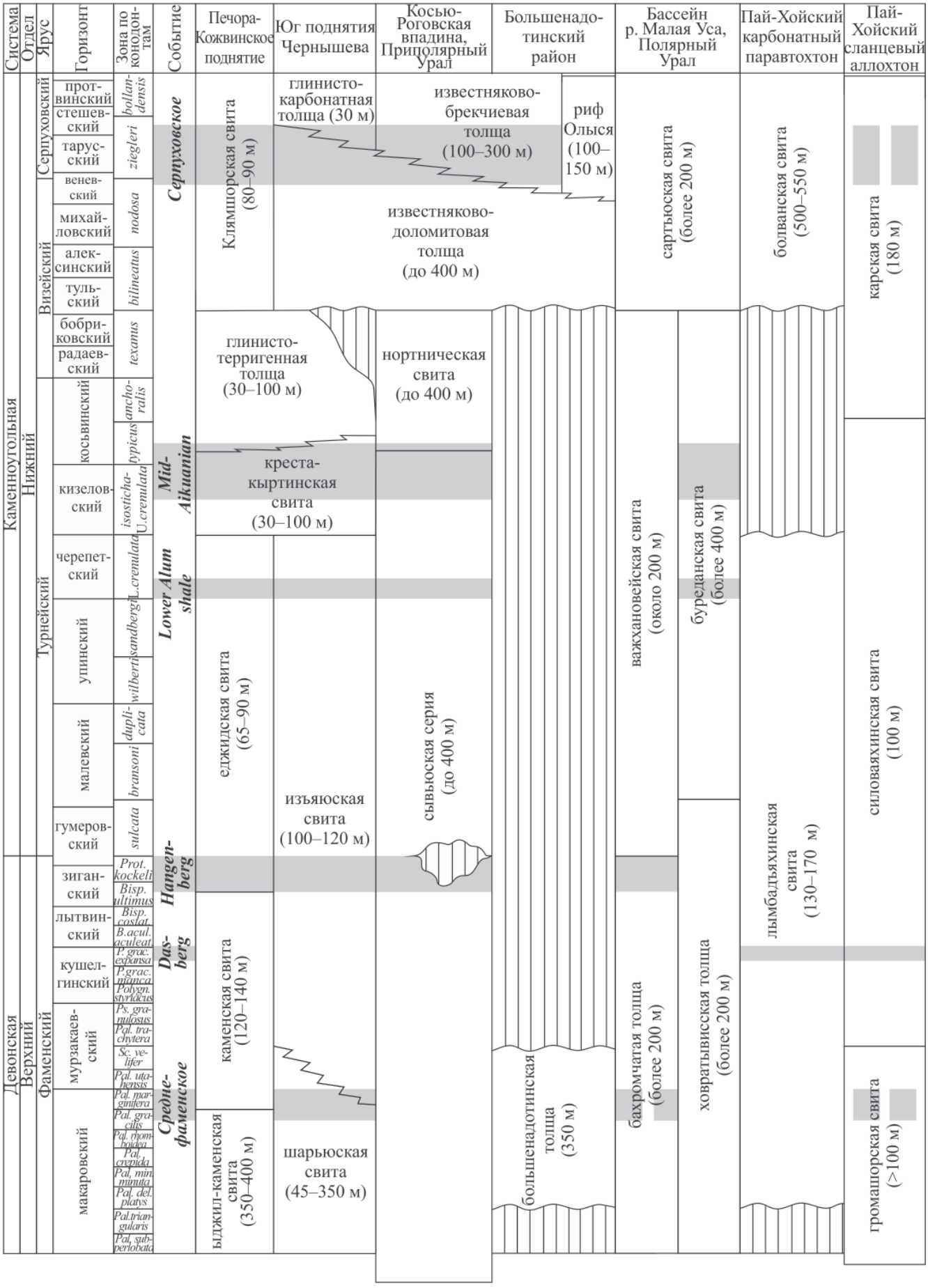


Рис. 7. Стратиграфическая схема фаменско-серпуховского интервала верхнего девона и нижнего карбона северо-востока европейской части России. Региональные подразделения — по: Стратиграфические..., 1993

Fig. 7. Stratigraphic chart of the Famennian — Serpukhovian (Upper Devonian–Mississippian) of the NE part of European Russia. Regional stages according to: Stratigraphic..., 1993

Заключение

В фаменско-нижнекаменноугольном интервале северо-востока европейской части России установлено шесть событийных уровней глобального или субглобального масштаба, формирующих событийно-стратиграфический каркас, который может служить стратиграфической основой для дальнейших палеогеографических, седиментологических и тектонических реконструкций. Для целей стратиграфической корреляции наиболее перспективны геобиологические события (Hangenberg, Mid-Aikuanian, серпуховское событие), сочетающие литологические, изотопные и палеонтологические маркеры. Полученные результаты не только имеют прикладное значение для повышения разрешающей способности региональной и межрегиональной корреляции, но и позволяют сопоставить региональные проявления глобальных событий с общемировыми трендами, что вносит вклад в понимание механизмов палеоэкологических перестроек в позднем девоне — раннем карбоне.

Исследования проводились в рамках Государственного задания ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (тема НИР № 122040600008–5).

Литература / References

Багринцева К. И., Дмитриевский А. Н., Бочко Р. А. Атлас карбонатных коллекторов месторождений нефти и газа Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., 2003. 264 с.

Bagrintseva K. I., Dmitrievsky A. N., Bochko R. A. Atlas of carbonate reservoir rocks of the oil and gas fields. Moscow; 2003. 264 p. Russian.

Груздев Д. А., Соболев Д. Б., Плотицын А. Н., Журавлев А. В. Проявление позднефаменского события Dasberg в области перехода от шельфа к батиали (разрезы Пай-Хоя) // Литосфера. 2021. Т. 21. № 6. С. 805–828. DOI: 10.24930/1681-9004-2021-21-6-805-828

Gruzdev D. A., Sobolev D. B., Plotitsyn A. N., Zhuravlev A. V. Manifestation of the Late Famennian Dasberg Event in the shelf-bathyal transition (Pai-Khoi sequences). Lithosphere (Russia). 2021;21(6):805–828. Russian.

Груздев Д. А., Журавлев А. В., Вевель Я. А., Ерофеевский А. В., Смолева И. В. Фаменский отрицательный экскурс изотопного состава углерода в разрезе на р. Изъяю (поднятие Чернышева, Предуральский краевой прогиб) // Литосфера. 2023. Т. 23. № 2. С. 165–178. DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-2-165-178

Gruzdev D. A., Zhuravlev A. V., Vevel Ya. A., Erofeevsky A. V., Smoleva I. V. Famennian negative carbon isotope excursion in the Izyayu River section (Tchernyshev Uplift, Cis-Uralian Foredeep). Lithosphere (Russia). 2023;23(2):165–178. Russian.

Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 112 с.

Supplements to the stratigraphic code of Russia. St. Petersburg: VSEGEI Press; 2000. 112 p. Russian.

Дуркина А. В. О зональном расчленении пограничных отложений нижневерхнетурнейского подъярусов по фораминиферам и о границе между ними в Тимано-Печорской провинции // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов: Труды Первого международного симпозиума. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. С. 70–75.

Durkina A. V. On the zonal subdivision of the boundary deposits of the lower-upper Tournaisian substages based on foraminifera and on the boundary between them in the Timan-Pechora province. Biostratigraphy of oil and gas basins. Proceedings of the First International Symposium. St. Petersburg: VSEGEI Press; 1995. p. 70–75. Russian.

Журавлев А. В. Динамика таксономического разнообразия конодонтов в позднем девоне – раннем карбоне (фаменский-серпуховский века) // Литосфера. 2019. Т. 19. № 1. С. 81–91. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-1-81-91

Zhuravlev A. V. Dynamics of the conodont diversity in the Late Devonian–Early Carboniferous (Famennian–Serpukhovian). Lithosphere (Russia). 2019;19 (1):81–91. Russian.

Журавлев А. В. Следы среднетурнейского биотического события на севере Урала // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 26–32.

Zhuravlev A. V. Signs of the middle Tournaisian biotic event in the northern Urals. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological series. 2003;78(1):26–32. Russian.

Журавлев А. В., Вевель Я. А., Груздев Д. А. Серпуховская изотопная аномалия по неорганическому углероду: вероятные причины и перспективы использования в стратиграфии Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2025. Т. 2. № 1. URL: https://www.ngtp.ru/rub/2025/6_2025.html

Zhuravlev A. V., Vevel Ya.A., Gruzdev D. A. The Serpukhovian isotope anomaly in inorganic carbon — possible causes and prospects for its application in the stratigraphy of the Timan-Pechora petroleum province. Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika. 2025;20 (1): URL: https://www.ngtp.ru/rub/2025/6_2025.html. Russian.

Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России: Методическое пособие. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 166 с.

Event-stratigraphic levels in the Phanerozoic of Russia and their correlation potential. St. Petersburg: VSEGEI Publishing House; 2000. 172 p. Russian.

Плотицын А. Н., Журавлев А. В., Соболев Д. Б., Вевель Я. А., Груздев Д. А. Граница девона и карбона на западном склоне севера Урала и Приуралья // Труды Палеонтологического общества. 2018a. Т. 1. С. 90–107.

Plotitsyn A. N., Zhuravlev A. V., Sobolev D. B., Vevel Ya. A., Gruzdev D. A. The Devonian–Carboniferous boundary in the western slope of the North Urals and the Cis-Urals. Proceedings of Paleontological society. Volume 1. Moscow: PIN RAS; 2018a. p.90–107. Russian.

Плотицын А. Н., Пономаренко Е. С., Вевель Я. А. Турнейские глубоководные отложения бассейна р. Уса (Полярный Урал) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018b. Т. 13. № 3. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/32_2018

Plotitsyn A. N., Ponomarenko E. S., Vevel Ya. A. Tournaisian deep-water deposits of the Usa River basin (Polar Urals). Neftegazovaya Geologiya. Teoriya I Praktika. 2018b;13(3).

Соболев Д. Б. Остракоды опорного разреза пограничных отложений девона и карбона р. Кожым // Труды

Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 1995. Вып. 86. С. 41–51.
Sobolev D. B. Ostracodes from the Devonian-Carboniferous boundary deposits of the Kozhim key section. Proceedings of the Institute of Geology of the Komi SC of the Ural Branch of the RAS. 1995;86:41–51. Russian

Соболев Д. Б. Остракоды и биостратиграфия турнейского яруса севера Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 113 с.
Sobolev D. B. Ostracodes and biostratigraphy of Tournaisian Stage in the North of Ural. Yekaterinburg: Ural Division RAS; 2005. 113 p. Russian.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолком, 1993. 151 л. схем.
Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Yekaterinburg: IGG UB RAS, Uralgeolkom; 1993. 151 p. of schemes. Russian.

Чижова В. А. Развитие остракод в фамене и турне и граница девона и карбона // Граница девона и карбона на территории СССР. Минск: Наука и техника, 1988. С. 271–286.
Tchizhova V. A. The Ostracoda evolution in the Famennian and Tournaisian and the Devonian/Carboniferous boundary. The Devonian-Carboniferous boundary at the territory of the USSR. Minsk: Nauka i technika; 1988. p. 271–286. Russian.

Ager D. The nature of the stratigraphical record. London, Basingstoke: The Macmillan Press Ltd; 1973. 114 p.

Ager D. The new catastrophism. The importance of the rare event in geological history. Cambridge: Cambridge University Press; 1993. 231 p.

Becker R. T. Anoxia, eustatic changes, and Upper Devonian to lowermost Carboniferous global ammonoid diversity. The Ammonoidea: Environment, Ecology, and Evolutionary Change. Systematics Association Special Volume. No 47. Oxford: Clarendon Press; 1993. p. 115–163.

Becker R. T., Hartenfels S., Kaiser S. I. Review of Devonian-Carboniferous Boundary sections in the Rhenish Slate Mountains (Germany). Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2021;101:357–420. DOI: https://doi.org/10.1007/s12549-020-00469-6

Becker R. T., Kaiser S. I., Aretz M. Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian–Carboniferous Boundary. Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geological Society of London, Special Publications. 2016a;423:355–386. DOI: http://doi.org/10.1144/SP423.10

Becker R. T., Königshof P., Brett C. E. Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. Geological Society of London, Special Publications. 2016b;423:1–10. DOI: https://doi.org/10.1144/SP423

Bless M. J. M., Becker R. T., Higgs K., Paproth E., Streel M. Eustatic cycles around the Devonian–Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). Annales de la Société Géologique de Belgique. 1992;115(2):689–702.

Buggisch W., Joachimski M. M. Carbon isotope stratigraphy of the Devonian of Central and Southern Europe. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006;240(1–2):68–88. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.046

Chen B., Chen J., Qie W., Huang P., He T., Joachimski M. M., Regelous M., Pogge von Strandmann P. A. E., Liu J., Wang X., Montanez I. P., Algeo T. J. Was climatic cooling during the earliest Carboniferous driven by expansion of seed plants? Earth and Planetary Science Letters. 2021;565:116–953. DOI: https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116953

Cheng K., Elrick M., Romaniello S. J. Early Mississippian ocean anoxia triggered organic carbon burial and late Paleozoic cooling: Evidence from uranium isotopes recorded in marine limestone. Geology. 2020;48(4):363–367. DOI: https://doi.org/10.1130/G46950.1

Cramer B. D., Saltzman M. R., Day J. E., Witzke B. J. Record of the Late Devonian Hangenberg global positive carbon-isotope excursion in an epeiric sea setting: carbonate production, organic-carbon burial and paleoceanography during the late Famennian. Geological Association of Canada Special Paper. 2008;48:103–118.

Fielding C. R., Frank T. D., Isbell J. L. The late Paleozoic ice age — A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. Geological Society of America, Special Publications. 2008;441:343–354. DOI: https://doi.org/10.1130/2008.2441(24)

Fields B. D., Melott A. L., Ellis J., Ertel A., Fry B. J., Lieberman B. S., Liu Z., Miller J. A., Thomas B. C. Supernova triggers for end-Devonian extinctions. PNAS. 2020;117(35):21008–21010. DOI: https://doi.org/10.1073/pnas.2013774117

George A. D., Chow N., Trinajstic K. M. Oxic facies and the Late Devonian mass extinction, Canning Basin, Australia. Geology. 2014;42(4):327–330. DOI: https://doi.org/10.1130/G35249.1

Girard C., Cornee J.-J., Charruault A.-L., Corradini C., Weyer D., Bartzsch K., Joachimski M., Feist R. Conodont biostratigraphy and palaeoenvironmental trends during the Famennian (Late Devonian) in the Thuringian Buschteich section (Germany). Newsletters on Stratigraphy. 2017;50(1):71–89. DOI: 10.1127/nos/2016/0318

Hartenfels S., Becker R. T. Timing of the global Dasberg Crisis — implications for Famennian eustasy and chronostratigraphy. Studies in Devonian Stratigraphy: Proc. 2007 Int. Meet. of the Subcommission on Devonian Stratigraphy and IGCP 499. Palaeontographica Americana. 2009;63:69–95.

Hou H., Ma X., Zhou H., Ogg J. G., Shen Y. The End-Devonian Hangenberg Event and its aftermath in South China: Stratigraphic and sedimentary records from shallow to deep water facies. Earth-Science Reviews. 2022;232:104137. DOI: https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104137

Ji Q. Study on the phylogeny, taxonomy, zonation and biofacies of *Siphonodella* (Conodonta). Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. 1985;11:70–79.

Ji Q. Early Carboniferous conodonts from Jianghua County of Hunan Province and their stratigraphic value — with a discussion on the Mid-Aikuanian Event. Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. 1987;16:115–141.

Johnson J. G., Klapper G., Sandberg C. A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. Geological Society of America Bulletin. 1985;96:567–587.

Kaiser S. I., Steuber T., Becker R. T., Joachimski M. M. Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian–Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006;240(1–2):146–160. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.03.048

Kaiser S. I., Aretz M., Becker R. T. The global Hangenberg Crisis (Devonian–Carboniferous transition): review of a first-

order mass extinction. Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. Geological Society of London, Special Publications. 2016;423:387–437. DOI: https://doi.org/10.1144/sp423.9

Kaiser S. I., Becker R. T., Steuber T., Aboussalam Z. S. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011;310(3–4):340–364. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.07.026

Kaiser S. I., Kumpan T., Rasser M. W. High-resolution conodont biostratigraphy in two key sections from the Carnic Alps (Grüne Schneid) and Graz Paleozoic (Trolp)–implications for the biozonation concept at the Devonian-Carboniferous boundary. Newsletters on Stratigraphy. 2019;53(3):249–274. DOI: 10.1127/nos/2019/0520

Kalvoda J. Tournaisian events in Moravia (Czechoslovakia) and their significance. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1989;117:353–358.

Kalvoda J. The Middle–Upper Tournaisian boundary event. Historical Biology. 1991;5 (2–4):229–237. DOI: 10.1080/10292389109380403

Kalvoda J. The conodont extinction at the Middle–Upper Tournaisian boundary. Geolines. 1994;1:12–15.

Kalvoda J., Kumpan T., Qie W., Frýda J., Bábek O. Mercury spikes at the Devonian-Carboniferous boundary in the eastern part of the Rhenohercynian zone (central Europe) and in the South China block. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019;531(Part A):109–221. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.043

Königshof P., Savage N. M., Lutat P., Sardsud A., Dopieralska J., Belka Z., Racki G. Late Devonian sedimentary record of the Paleotethys Ocean — The Mae Sariang section, northwestern Thailand. Journal of Asian Earth Sciences. 2012;52:146–157. DOI: 10.1016/j.jseaes.2012.03.006

Kumpan T., Bábek O., Kalvoda J., Frýda J., Grygar M. T. A high-resolution, multiproxy stratigraphic analysis of the Devonian-Carboniferous boundary sections in the Moravian Karst (Czech Republic) and a correlation with the Carnic Alps (Austria). Geological Magazine. 2014;151(2):201–215. DOI: https://doi.org/10.1017/S00167 56812001057

Lane H. R., Sandberg C. A., Ziegler W. Taxonomy and phylogeny of some Lower Carboniferous conodonts and preliminary standard post-Siphonodella zonation. Geologica et Palaeontologica. 1980;14:117–164.

Liu J., Qie W., Algeo T. J., Yao L., Huang J., Luo G. Changes in marine nitrogen fixation and denitrification rates during the end-Devonian mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016;448:195–206. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.022

Liu C., Vachard D., Du Y., Munnecke A., Liang T. Foraminiferal Zonation and Carbon Isotope Stratigraphy Through the Viséan–Serpukhovian Boundary Interval — New Data from Three Inner-Platform Successions of South China; 2022. URL: https://ssrn.com/abstract=4063138 DOI: http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4063138

Marshall J. E.A., Lakin J., Troth I., Wallace-Johnson S. UV-B radiation was the Devonian-Carboniferous boundary terrestrial extinction kill mechanism. Science Advances. 2020;6(22): eaba0768. DOI: https://doi.org/10.1126/sciadv.aba0768

McGhee G. R., Clapham M. E., Sheehan P. M., Bottjer D. J., Droser M. L. A new ecological-severity ranking of major Phanerozoic biodiversity crises. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013;370:260–270. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.019

Paschall O., Carmichael S., Königshof P., Waters J., Ta H. P., Komatsu T., Dombrowski A. The Devonian-Carboniferous boundary in Vietnam: sustained ocean anoxia with a volcanic trigger for the Hangenberg Crisis? Global and Planetary Change. 2019;175:64–81. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.01.021

Pisarzowska A., Rakociński M., Marynowski L., Szczerba M., Thoby M., Paszkowski M., Perri M. C., Spalletta C., Schönlaub H.-P., Kowalik N., Gereke M. Large environmental disturbances caused by magmatic activity during the Late Devonian Hangenberg Crisis. Global and Planetary Change. 2020;190:103–155. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103155

Plotitsyn A. N., Zhuravlev A. V., Sobolev D. B., Gruzdev D. A., Vevel Ya. A., Nikolaeva S. V. Devonian-Carboniferous transition in various facies of Northeast Laurussia (North Urals). Palaeoworld. 2024;33(5):1281–1297. DOI: 10.1016/j.palwor.2024.01.001

Qie W., Wang X.-D., Zhang X., Ji W., Grossman E. L., Huang X., Liu J., Luo G. Latest Devonian to earliest Carboniferous conodont and carbon isotope stratigraphy of a shallow-water sequence in South China. Geological Journal. 2016;51:915–935. DOI: 10.1002/gj.2710.

Qie W., Algeo T. J., Luo G., Herrmann A. Global events of the Late Paleozoic (Early Devonian to Middle Permian): A review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019;531(Part A):1–15. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259

Racki G. Chapter 44. Big 5 Mass Extinctions. Encyclopedia of Geology (Second Edition). Oxford: Academic Press; 2021;3:603–616.

Rakociński M., Marynowski L., Pisarzowska A., Bełdowski J., Bełdowski J., Siedlewicz G., Zatoń M., Perri M. C., Spalletta M. C., Schönlaub H. P. Volcanic related methylmercury poisoning as the possible driver of the end-Devonian Mass Extinction. Scientific Reports. 2020;10:7344. DOI: https://doi.org/10.1038/s41598-020-64104-2

Rakociński M., Pisarzowska A., Corradini C., Narkiewicz K., Dubicka Z., Abdiyev N. Mercury spikes as evidence of extended arc-volcanism around Devonian-Carboniferous boundary in the South TianShan (southern Uzbekistan). Scientific Reports. 2021;11:5708. DOI: https://doi.org/10.1038/s41598-021-85043-6

Saltzman M. R., Groessens E., Zhuravlev A. V. Carbon cycle models based on extreme changes in δ13C: an example from the lower Mississippian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004;213(3–4):359–377. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.07.019

Saltzman M. R. Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. Geology. 2005;33(7):573–576. DOI: https://doi.org/10.1130/G21535.1

Sandberg C. A., Gutschick R. C., Johnson J. G., Poole F. G., Sando W. Middle Devonian to Late Mississippian event stratigraphy of Overthrust Belt region, Western United StatesAnnales de la Société géologique de Belgique. 1986;109:205–207.

Sandberg C. A., Morrow J. R., Ziegler W. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond. Geological Society of America Special Paper. 2002;356:473–487. DOI: https://doi.org/10.1130/0-8137-2356-6.473

Sepkoski J. J. A kinetic model of Phanerozoic taxonomic diversity I. Analysis of marine orders. Paleobiology. 1978; 4(3):223–251. DOI: 10.1017/S0094837300005972

Soboleva M. A., Sobolev D. B. The Late Devonian Upper Kellwasser Event in the deep-water deposits of the western slope of the Subpolar Urals (Kozhym River section). Vestnik IG Komi SC UB RAS. 2019;11:9–19. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-11-9-19

Spalletta C., Perri M. C., Over D. J., Corradini C. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. Bulletin of Geosciences. 2017;92(1):31–57. DOI: 10.3140/bull.geosci.1623

Stock C. W., Sandberg C. A. Latest Devonian (Famennian, expansa Zone) conodonts and sponge-microbe symbionts in Pinyon Peak Limestone, Star Range, southwestern Utah, lead to reevaluation of global Dasberg Event. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019;534:109–271. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109259

Valdez Buso V., Milana J. P., di Pasquo M., Paim P. S. G., Phillipp R. P., Aquino C. D., Cagliari J., Chemale Junior F., Kneller B. Timing of the Late Palaeozoic glaciation in western Gondwana: New ages and correlations from Paganzo and Paraná basins. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2020;544:109–624. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109624

Wang X., Grasby S. E., Cawood P. A., Zhao H., Chen Z.-Q., Hedhli M., Lyu Z., Sun G., Hao F. Photic-zone euxinia had a major role in the Devonian Carboniferous boundary mass extinction. Communications Earth & Environment. 2025;6(283):1–12. DOI: https://doi.org/10.1038/s43247-025-02260-x

Walliser O. H. The geosynclinal development of the Variscides with special regard to the Rhenohercynian Zone. Mobile Earth (Res. Rept. dt. Forsch.). 1980:185–195.

Walliser O. H. Geological process and global events. Terra cognita. 1984;4:17–20.

Walliser O. H. Global Bioevents. Lecture Notes in Earth History. Berlin, Heidelberg, New York: Springer. 1986;8:442 p.

Walliser O. H. Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic. Berlin, Heidelberg, New York: Springer; 1995. 333 p.

Yao L., Jiang G., Mii H.-S., Lin Y., Aretz M., Chen J., Qi Y., Lin W., Wang Q., Wang X. Global cooling initiated the Middle-Late Mississippian biodiversity crisis. Global and Planetary Change. 2022;215:103–852. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2022.103852

Yao L., Qie W., Luo G., Liu J., Algeo T. J., Bai X., Yang B., Wang X. The TICE event: Perturbation of carbon-nitrogen cycles during the mid-Tournaisian (Early Carboniferous) greenhouse-icehouse transition. Chemical Geology. 2015;401:1–14. DOI: https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.021

Yudina A. B., Racki G., Savage N. M., Racka M., Małkowski K. The Frasnian–Famennian events in a deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. Acta Palaeontologica Polonica. 2002;47(2):355–372.

Zhang X., Joachimski M. M., Over D. J., Ma K., Huang C., Gong Y. Late Devonian carbon isotope chemostratigraphy: A new record from the offshore facies of South China. Global and Planetary Change. 2019;182:103024. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.103024

Zhuravlev A. V. The Mid-Tournaisian Event in the Northern Urals and conodont dynamics. Proceedings of Geologists' Association. 1998;109(3):161–168. DOI: 10.1016/S0016-7878(98)80063-1

Zhuravlev A. V. Dynamics of Conodont Ecogeochemistry and Turnover of Pelagic Ecosystems during the Hangenberg Crisis and Recovery (Using the Example of Northeastern Laurussia). Paleontological Journal. 2022;56(9):52–54. DOI: 10.1134/S0031030122090088

Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N., Cigler V., Kumpan T. Taxonomic notes on some advanced Tournaisian (Mississippian) siphonodellids (Conodonta). Geobios. 2021;64:93–101. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geobios.2020.12.001

Zhuravlev A. V., Vevel Y. A., Gruzdev D. A., Erofeevsky A. V. Late Mississippian (early Serpukhovian) carbon isotope record of northern Laurussia: A proposal for the Viséan/Serpukhovian boundary. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. 2023;40(1):35–43. DOI: http://dx.doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2023.1.172

Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N. The middle–late Tournaisian crisis in conodont diversity: a comparison between Northeast Laurussia and Northeast Siberia. Palaeoworld. 2022;31(4):633–645. DOI: 10.1016/j.palwor.2022.01.001

Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N., Gruzdev D. A., Smoleva I. V. Chapter 9. Carbon isotope stratigraphy of the Tournaisian (Lower Mississippian) successions of NE Europe. Carbon Isotope Stratigraphy. Stratigraphy & Timescales 5. Cambridge: Academic Press; 2020. p. 467–528. DOI: https://doi.org/10.1016/bs.sats.2020.08.007

Zhuravlev A. V., Sobolev D. B. Devonian-Carboniferous boundary beds in the Kuz-Yama section (Northern Cis-Urals) — Conodonts, ostracods, and carbon isotope record. Revue de micropaléontologie. 2024;82:100756. DOI: https://doi.org/10.1016/j.revmic.2023.100756

Zhuravlev A. V., Sokiran E. V. Frasnian–Famennian (Upper Devonian) transition in the northern hemisphere (NE Laurussia and NE Siberia) — an overview. Bulletin of Geosciences. 2020;95(4):1–21. DOI: 10.3140/bull.geosci.1791

Ziegler W., Sandberg C. A. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 1990;121:1–115.

Поступила в редакцию / Received 18.05.2026

УДК 551.594.2 DOI: 10.19110/geov.2026.6.4

Энергетика шаровой молнии

А. М. Асхабов

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия
askhabov@geo.komisc.ru

Предпринимавшиеся до сих пор попытки количественно оценить значение запасенной в шаровой молнии энергии не увенчались успехом. Расчеты, проведенные на основе наблюдательных данных или в рамках различных теоретических моделей молнии, не дали общепризнанных значений. Существующие в литературе оценки противоречивы и колеблются в широких пределах (от нескольких единиц до миллионов джоулей). В данной работе выполнены расчеты энергосодержания шаровой молнии в рамках предложенной нами кватаронной модели её образования. Как показывают расчеты, энергетическое разнообразие шаровых молний зависит от размеров образующих их структурных единиц. К примеру, среднее значение верхней границы энергосодержания шаровой молнии диаметром 20 см, образованной кватаронами воды радиусом в интервале от 0.3 до 0.6 нм, составляет примерно $10 \cdot 10^3$ Дж, плотность энергии $5.66 \cdot 10^6$ Дж/м^3. В работе впервые обсуждается интересная идея о новой архитектуре шаровой молнии, построенной из множества отдельных мелких наноразмерных молний. При этом минимальный радиус наномолний составляет 3.6 нм (для молнии, состоящей из заряженных кватаронов радиусом 0.3 нм). Соответственно, энергия наномолний равна $1.9 \cdot 10^{-15}$ Дж. Наноструктурированное строение шаровой молнии обеспечивает необходимое для её свободного движения в атмосфере равенство плотностей молнии и окружающего воздуха. Существование наномолний, возможно, ответственно и за чрезвычайно редкое образование в природе шаровых молний видимых размеров.

Ключевые слова: *кватаронная модель шаровой молнии, энергетика шаровой молнии, внутреннее строение шаровой молнии, шаровая наномолния*

Ball lightning energy

A. M. Askhabov

Institute of Geology Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia

The attempts made so far to quantify the value of the energy stored in the ball lightning have not been successful. Calculations based on the observed data or within the framework of various theoretical lightning models have not yielded generally accepted values. The estimates available in the literature are contradictory and range widely (from a few units to millions of joules). In this paper we calculate the energy content of ball lightning within the proposed quataronic model of its formation. Calculations show that the energy diversity of ball lightnings depends on the size of the structural units forming it. For example, the average value of the upper limit of the energy content of a ball lightning with a diameter of 20 cm, formed by quatarons of water with a radius in the range from 0.3 nm to 0.6 nm, is approximately $10 \cdot 10^3$ J, the energy density is $5.66 \cdot 10^6$ J/m^3. The calculations suggest an interesting idea for a new architecture of ball lightning built from a multitude of individual small nanolightnings. At the same time, the minimum radius of nanolightnings is 3.6 nm (for a lightning consisting of charged quatarons with a radius of 0.3 nm), and the energy is $1.9 \cdot 10^{-15}$ J. Such nanostructure of a ball lightning ensures the equality of densities of lightning and the surrounding air necessary for its free movement in the atmosphere. The existence of nanolightnings is probably responsible for the extremely rare formation of visible-sized ball lightning.

Keywords: *kvataron model of a ball lightning, energetics of a ball lightning, internal structure of a ball lightning, ball nanolightning*

Введение

Количественная оценка энергосодержания шаровой молнии относится к числу наиболее трудных задач, которая до сих пор не имеет общепризнанного решения.

В силу понятных причин наблюдательные данные до сих пор являются главным источником информации об энергетике шаровых молний. Проводить по описательным данным количественные оценки весьма затруднительно. В расчетах мы вынуждены полагаться на оценку последствий воздействия молнии на различные объекты. При этом чаще всего оценивается энергия, затраченная на всякого рода явления (оплавление, нагревание воды и т. д.), которые имеют место в случаях прямого контакта с молнией. Так, в известном «Опыте с бочонком»[1] (Бутусов, 2010) могла выделиться энергия $(4 \div 10) \cdot 10^6$ Дж при диаметре молнии

[1] Так называлась статья в английской газете «Дейли мейл» 3 октября 1936 года, где описывался случай закипания воды в бочонке после попадания в него шаровой молнии.

Для цитирования: Асхабов А. М. Энергетика шаровой молнии // Вестник геонаук. 2026. 6(378). С. 43–48. DOI: 10.19110/geov.2026.6.4

For citation: Askhabov A. M. Ball lightning energy. Vestnik of Geosciences, 2026, 6(378), pp. 43–48. DOI: 10.19110/geov.2026.6.4

10–15 см, а плотность энергии должна была составить $(7.6 \div 11.5) \cdot 10^3$ Дж/м^3. В целом существующие в литературе оценки противоречивы и колеблются в широких пределах (от нескольких единиц до миллионов джоулей).

Нет единства и в оценках энергии шаровой молнии, выполненных в рамках различных её теоретических моделей. Не вдаваясь в детали этих моделей, приведем здесь некоторые значения энергетических оценок. Так, по А. И. Месеняшину (Mesenyashin, 1995), энергия предполагаемой им шаровой молнии радиусом 10 см составляет $11 \cdot 10^3$ Дж при плотности энергии $3 \cdot 10^6$ Дж/м^3 Согласно А. И. Никитину (2006), модель молнии в виде «системы движущихся упорядоченных зарядов» способна накапливать энергию, плотность которой может доходить до $6.3 \cdot 10^{10}$ Дж/м^3. В работе И. В. Зайцева и С. В. Зайцевой (1991), где шаровая молния рассматривается как заряженный водный пузырь, приводится значение $5.8 \cdot 10^5$ Дж при её радиусе 7 см. При этом плотность энергии равна $4 \cdot 10^8$ Дж/м^3. В. Л. Бычков (2006) в рамках своей ранней модели шаровой молнии в виде клубка полимерных нитей приводит для энергии значение $5.56 \cdot 10^4$ Дж, соответственно, при радиусе молнии 10 см плотность энергии составляет $1.33 \cdot 10^7$ Дж/м^3. Исходя из термодинамической модели В. Габышев (2009) получил для плотности энергии значение $211 \cdot 10^3$ Дж/м^3. При этом плотность энергии однократно ионизированного воздуха при атмосферном давлении и температуре 300° равна $76.8 \cdot 10^3$ Дж/м^3. Таким образом, общепризнанных энергетических оценок не получено и в рамках теоретических моделей.

Целью настоящей работы является определение энергосодержания шаровой молнии в рамках предложенной нами кватаронной модели её образования (Асхабов, 2008, 2025).

Модель основана на идеях кватаронной концепции кластерной самоорганизации вещества на наноуровне (Асхабов, 2004, 2011). Ключевая идея концепции сводится к тому, что в пересыщенной среде образуются и могут существовать особые наноразмерные кластеры, названные кластерами «скрытой» фазы, или кватаронами. Они предшествуют зародышам новой фазы при конденсации и кристаллизации и представляют собой, по существу, особую форму организации вещества на наноуровне в неравновесных условиях (Асхабов, 2019).

Новая гипотеза о природе шаровой молнии (Асхабов, 2008, 2025) родилась как следствие предложенной нами кватаронной модели конденсации водяного пара (Асхабов, 2006), где были определены условия образования обычной жидкой воды (вода с плотностью 1 г/см^3) и различных, не установленных еще экспериментально аномальных фаз воды («твердой», «газообразной», «фрактальной») при конденсации и агрегации электрически нейтральных кватаронов. Однако если кватароны одноименно заряжены, то ситуация с конденсацией кватаронов радикально изменяется. Образование конденсированной фазы в обычном понимании становится невозможным. Одноименно заряженные кватароны, естественно, не могут агрегироваться и конденсироваться с формированием жидкой фазы. Но при этом межкватаронное взаимодействие при определенных условиях неизбежно приведёт к формированию ими пространственно упорядоченных структур — кристаллов[2]. Легко представить, что подобное явление может реализоваться для заряженных кватаронов воды и они смогут сформировать особую фазу, аналогичную кулоновскому кристаллу. Эта фаза, как мы полагаем, и представляет собой образование, называемое шаровой молнией. Если так, то шаровая молния — это особая «кристаллическая» плазма, в которой дисперсными частицами выступают электрически заряженные кватароны.

Таким образом, процесс образования шаровой молнии в этой модели выглядит достаточно просто. В пересыщенном паре (воды) первоначально образуются наэлектризованные кватароны. Далее происходит рекомбинация разноименно заряженных кватаронов. Если в результате в пересыщенном паре останутся одноименно заряженные кватароны, то в оставшемся их ансамбле из-за взаимного электростатического отталкивания формируется решеточная структура (кристалл). Кватароны окажутся фиксированными на определенном расстоянии друг от друга и образуют относительно долгоживущую структуру с упорядоченным их расположением[3].

В рамках кватаронной модели находит объяснение большинство наиболее загадочных свойств шаровой молнии, на которые указывают наблюдатели. Так, наличие «запирающей» фазовой границы и кристаллический характер облака заряженных кватаронов обеспечивают устойчивость шаровой молнии. Кроме того, и целый ряд других свойств шаровой молнии (способность сохранять свою целостность, приобретать сферическую форму, проникать через щели и отверстия и т. д.) является следствием существования фазовой границы и, следовательно, поверхностной энергии (натяжения). Важную роль играет и своеобразная, нехарактерная для обычных кристаллов «текучесть» сформировавшейся кристаллической структуры. Это следствие того, что кватароны внутри шаровой молнии не связаны химическими связями. В результате структура в целом может деформироваться, легко изменять свою форму, а потом и восстанавливать её.

Энергетика шаровой молнии

Описанная выше модель позволяет достаточно просто решить и центральный вопрос о природе и величине запасенной в шаровой молнии энергии. Из рассматриваемой модели следует, что необходимая для поддержания шаровой молнии и ее свечения энергия не подводится извне, а запасена внутри самой молнии, в энергии образующих ее частиц (кватароны —

[2] Кристаллоподобные структуры, которые образуют заряженные частицы в плазме, названы кулоновскими, или плазменными, кристаллами. Они были впервые установлены экспериментально Х. Икези (Ikezi, 1986) и с тех пор достаточно хорошо изучены, к примеру, для пылевидной плазмы (Нефедов и др., 1997).

[3] Светящиеся образования по рассмотренному здесь механизму могут, в принципе, возникать и в парах (газах) других веществ. В этом плане не исключено, что многие полученные в лаборатории образования (плазмоиды), напоминающие природную шаровую молнию, имеют такую природу.

высокоэнергетичные кластеры) и в её поверхностной энергии. Никаких химических реакций с выделением энергии в этой модели шаровой молнии не предполагается.

Рассмотрим более подробно вопрос о количественной оценке энергии шаровой молнии. Энергия образования кватаронов — основных её структурных элементов — дается следующей формулой (Асхабов, Рязанов, 1989):

$$\Delta G = \frac{4}{3}\pi r^2 \gamma_0 \left(1 - \frac{4\delta}{r}\right) - \frac{1}{3}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0 r}, \qquad (1)$$

где r — радиус кватарона, γ_0 — удельная поверхностная энергия, Ze — заряд, ε — относительная диэлектрическая проницаемость, ε_0 — электрическая постоянная; параметр δ имеет смысл диаметра кластерообразующих атомов, молекул или иных структурных единиц.

Из формулы (1) следует, что первая часть справа положительна ($\Delta G > 0$) только для кватаронов с радиусом $r > 4\delta$. При $r >> 4\delta$ эта часть формулы (1) превращается в обычное уравнение Гиббса в классической теории зародышеобразования. Что касается кватаронов, для которых $r < 4\delta$, то их образование не требует энергетических затрат ($\Delta G < 0$) и происходит самопроизвольно, с выделением энергии. При этом часть энергии, которая должна выделиться при их образовании, остается в кватаронах в качестве запасенной энергии, равно как и энергия, связанная с наличием электрического заряда на кватаронах (вторая часть в уравнении (1), которая по определению отрицательна). Соответствующие энергии в расчетах, очевидно, должны быть взяты со знаком плюс. Энергосодержание шаровой молнии E будет включать в себя также её поверхностную энергию E_s:

$E = \Delta G \cdot n_v + E_s$, где $n_v = \left(\frac{R}{r}\right)^3$ — число кватаронов

в объеме шаровой молнии.

Значение E_s естественно полагать равной суммарной энергии кватаронов n_s, расположенных на поверхности шаровой молнии:

$$E_s = \Delta G \cdot n_s, \text{ где } n_s = 4\left(\frac{R}{r}\right)^2, \qquad (2)$$

n_s — число кватаронов на поверхности молнии, R — радиус шаровой молнии.

В расчетах используем следующие справочные данные:
$\delta = 0.3 \cdot 10^{-9}$ м (диаметр молекулы воды), $\gamma_0 = 0.073$ Дж/м^2 (значение для воды при t = 20 °C), $e = 1.60 \cdot 10^{-19}$ k, $\varepsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12}$ ф/м, R = 0.1 м (наиболее распространенный радиус молнии).

Сначала проведем расчеты для молнии, состоящей из кватаронов с радиусом $r = \delta$ (минимальный их радиус, характерный для близнулевых пересыщений). В этом случае формула (1) будет иметь вид:

$$\Delta G = -4\pi\delta^2\gamma_0 - \frac{1}{3}\frac{(Ze)^2}{\pi\,\varepsilon\varepsilon_0\delta}.$$

Тогда для расчета энергии молнии имеем:

$$E = \Delta G n_v + \Delta G \cdot n_s = \Delta G(n_v + n_s) =$$

$$= \left\{\left[\frac{4}{3}\pi\delta^2\gamma_0 + \frac{1}{3}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0\delta}\right]\right\}\left[\left(\frac{R}{\delta}\right)^3 + 4\left(\frac{R}{\delta}\right)^2\right] =$$

$$= [0.0825 \cdot 10^{-18} + 1.0236 \cdot 10^{-18}](37.037 \cdot 10^{24} + 44.44 \cdot 10^{16}) \approx 1.106 \cdot 10^{-18} \cdot 37.037^{24} = 40.97 \cdot 10^6 \text{ (Дж)}$$

В результате энергия шаровой молнии радиусом $R = 0.1$ м, образованной кватаронами $r = \delta$, составляет примерно $41 \cdot 10^6$ Дж без учета пренебрежимо малого вклада поверхностной энергии $E_s = 0.49$ Дж.

Величина E_s, не внося существенного вклада в энергосодержание шаровой молнии, должна, видимо, быть в состоянии контролировать форму молнии. Интересно, что для водного шара такого же размера поверхностная энергия могла бы составить гораздо меньшую величину: $4\pi R^2\gamma_0 = 9.169 \cdot 10^{-3}$ Дж. Для сравнения: E_s ртути составит $60.9 \cdot 10^{-3}$ Дж. Отсюда следует, что полученное нами значение E_s для шаровой молнии возможно велико.

Аналогичные проведенным выше расчеты для случая, когда радиус образующих молнию кватаронов $r = 2\delta$, дают следующие результаты:

$$E = \left[\frac{16}{3}\pi\delta^2\gamma_0 + \frac{1}{6}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0\delta}\right]\left[\frac{1}{8}\left(\frac{R}{\delta}\right)^3 + \left(\frac{R}{\delta}\right)^2\right] =$$

$$= [0.11 \cdot 10^{-18} + 0.512 \cdot 10^{-18}][4.63 \cdot 10^{24} + 11.11 \cdot 10^{16}] = 2.88 \cdot 10^6 \text{ (Дж)}$$

Соответственно, для поверхностной энергии также имеем гораздо меньшую величину $E_s = 0.069$ (Дж) = $= 69 \cdot 10^{-3}$ Дж, что близко к значению Es для ртути. Однако как интерпретировать полученные количественные значения E_s и их связь со структурными единицами молнии для шаровой молнии, пока не понятно.

Если же шаровая молния будет образована кватаронами с радиусом $r = 4\delta$, то в формуле остается только часть, связанная с электрической энергией:

$$E = \Delta G \cdot n_v = \frac{1}{3}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0 \cdot 4\delta} n_v = \frac{1}{12}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0 \cdot 4\delta} n_v =$$

$$= \frac{1}{12}\frac{(Ze)^2}{\pi\varepsilon\varepsilon_0}\frac{1}{64}\left(\frac{R}{\delta}\right)^3 =$$

$$= 0.256 \cdot 10^{-18} \cdot 0.579 \cdot 10^{24} = 0.150 \cdot 10^6 \text{ (Дж)}$$

Этот случай вряд ли может реализоваться, поскольку кватароны $r \geq 4\delta$ сливаются с образованием капель воды. Тем не менее полностью исключить вариант образования молнии заряженными капельками воды, видимо, не следует, особенно если заряд на кватаронах сохраняется и будет препятствовать слиянию кватаронов.

Таким образом, энергетическое разнообразие шаровых молний зависит от размеров и величины заряда на образующих её структурных единицах. Средняя энергия шаровой молнии, образованной кватаронами с радиусом r от минимального, равного δ, до максимального $r = 4\delta$, согласно проведенным выше расчетам, может составить $14.68 \cdot 10^6$ Дж $\approx 15 \cdot 10^6$ Дж. Это намного больше значений $(20 \div 50) \cdot 10^3$ Дж, которые приведены в классической работе И. П. Стаханова (1985), где более высокие значения он называл сомнительны-

ми. Но с этим не все согласны и настаивают на колоссальных значениях накопленной в шаровой молнии энергии (>10^9 Дж/м^3). Трудно согласиться и с теми авторами, которые считают аккумулированную в молнии энергию относительно малой величиной (всего несколько джоулей). В любом случае относительно высоких значений энергий шаровой молнии у нас также остаются вопросы.

Обсуждение результатов

В чем причина больших значений энергии шаровой молнии, которые мы получаем в своих расчетах? Первая очевидная причина этого заключается в том, что при определении числа кватаронов в объеме шаровой молнии мы предположили, что кватароны занимают весь объем молнии. Это, конечно же, неверно. Даже в атомных кристаллических структурах коэффициент упаковки не может превосходить 0.75. На расстояние между кватаронами (заполнение пространства) в молнии будут, естественно, влиять и электростатические силы отталкивания. Однако эти факторы не могут уменьшить энергию на много порядков. Возможный вариант оболочечного строения молнии, когда структурные единицы располагаются лишь во внешнем слое при пустом центре, вызывает много вопросов.

Вариант значимого уменьшения числа структурных единиц в шаровой молнии может быть связан со свойствами кватаронов разных размеров. Если кватароны с радиусом r > 2δ могут сливаться с образованием более крупных кластеров, то кватароны с радиусом от δ до 2δ могут агрегироваться без слияния (Асхабов, 2005). Интересно, что такая агрегация может происходить в том числе и с формированием фрактальных структур из кватаронов. В результате этот вариант теоретически приводит к модели молнии, близкой к известным фрактальным моделям шаровой молнии (Смирнов, 1992). Эти модели, как известно, создавались для объяснения устойчивости молнии, которая обеспечивается относительно жесткими, по мнению авторов, фрактальными структурами внутри молнии. Естественно, что такие модели приведут и к соответствующему уменьшению плотности молнии и её энергии.

На самом деле ситуация может быть проще. В наших расчетах мы упускаем один принципиально важный момент. По наблюдательным данным, плотность шаровой молнии примерно равна плотности воздуха. Если воспользоваться этим обстоятельством, то легко прийти к следующему выражению для оценки числа кватаронов в шаровой молнии:

$$n_v = \frac{\pi R^3 N_A}{6M}\rho_в,$$

где $\rho_в$ — плотность воздуха, N_A — число Авогадро, M — молекулярный вес.

$$n'_v = \frac{3.14\cdot 10^{-3}\cdot 6.02\cdot 10^{23}}{6\cdot 18\cdot 10^{-3}}1.225 =$$

$$= 0.214\cdot 10^{23} = 2.14\cdot 10^{22}$$

В результате n_v действительно уменьшается на несколько порядков. Соответственно, энергия шаровой молнии, состоящей из кватаронов, радиус которых $r = \delta$, также станет меньше и будет равна $E' = \Delta G \cdot n'_v =$ $= 1.106 \cdot 10^{-18} \cdot 2.14 \cdot 10^{22} = 0.0237 \cdot 10^6$ Дж = 23.7 кДж. Это значение, по-видимому, можно признать разумным. По крайней мере, оно ближе к значениям, которые указывал И. П. Стаханов.

Соответственно, при других значениях поверхностная энергия также уменьшается:
$E'_s = \Delta G \cdot n'_s = 1.106 \cdot 10^{-18} \cdot 25.68 \cdot 10^{13} = 0.284 \cdot 10^{-3}$ (Дж).

Интересно, что если воспользоваться значениями удельной поверхностной энергии для шаровой молнии, которые, по И. П. Стаханову, находятся в пределах $(0.1 \div 10) \cdot 10^{-3}$ Дж/м^2, то в этом интервале среднее значение E_s составит $0.634 \cdot 10^{-3}$ Дж, что близко к рассчитанному нами значению.

В расчетах энергии шаровой молнии можно пойти и другим путем, но тоже не трогая неопровергаемый факт равенства плотностей молнии и воздуха. Для начала надо ответить на вопрос: возможно ли существование кватаронного образования в виде шаровой молнии с плотностью, равной плотности воздуха? Если да, то каков может быть размер такого образования?

Из равенства плотностей шаровой молнии и воздуха следует, что

$$\frac{8M}{N_A}\left(\frac{r}{\delta}\right)^3 = \rho_B \frac{4}{3}\pi R_1^3,$$

где R_1 — радиус искомой шаровой молнии, плотность которой равна плотности воздуха. При $r = \delta$ имеем:

$$\frac{6M}{N_A}\left(\frac{r}{\delta}\right)^3 = \pi\rho_B R_1^3,$$

откуда $R_1 = \sqrt[3]{\dfrac{6M}{\pi\rho_B N_A}} = 3.6 \cdot 10^{-9}$ (м).

В такой наноразмерной молнии содержится n''_v кватаронов: $n''_v = \left(\dfrac{R_1}{\delta}\right)^3 = 1.73\cdot 10^3$.

Энергия такой наномолнии:
$E'' = \Delta G \cdot n'' = 1.106 \cdot 10^{-18} \cdot 1.73 \cdot 10^3 = 1.91 \cdot 10^{-15}$ (Дж).

Наноразмерных молний в шаровой молнии радиусом R содержится n'''_v:

$$n'''_v = \left(\frac{R}{R_1}\right)^3 = \left(\frac{0.1}{3.6\cdot 10^{-9}}\right)^3 \approx 2.08\cdot 10^{22}.$$

Соответственно, энергия молнии:
$E''' = \Delta G \cdot n'''_v = 1.106 \cdot 10^{-18} \cdot 2.08 \cdot 10^{22} =$
$= 2.3 \cdot 10^4$ (Дж) $= 23 \cdot 10^3$ Дж = 23 кДж.

Таким образом, полученное значение $E''' \approx E'$, что можно рассматривать как свидетельство адекватности предположения о наномолниях.

При $r = 2\delta$ величина $R_1 = 7.2 \cdot 10^{-9}$ м и $E'' = 2.96 \cdot$ $\cdot 10^3$ Дж. Тогда для средней энергии шаровой молнии радиусом 0.1 м, образованной кватаронами, радиус которых находится в интервале от δ до 2δ, получаем значение $E_{ср} \approx 13 \cdot 10^3$ Дж ≈ 13 кДж. Это уже значение, близкое к наиболее вероятной энергии шаровой молнии в 7 кДж (Смирнов, 1992).

Поскольку наше замечание относительно неполного заполнения пространства шаровой молнии кватаронами справедливо и для заполнения его наноразмерными молниями, то в качестве верхней границы

Средний размер и плотность энергии шаровых молний
Average size and energy density of ball lightning

Диаметр, м Diameter, m	Плотность энергии, МДж/м^3 Energy density, MJ/m^3	Источник Source
0.025	3.9	(Пайва, Феррейра и др., 2010) / (Paiva, Ferreira et al., 2010)
0.07	25.85	(Стаханов, 1985) / (Stakhanov, 1985)
0.08	6.25	(Имянитов, Тихий, 1980) / (Imyanitov, Tikhiy, 1980)
0.098	6	(Stenhoff, 1999)
0.099	0.8	(Barry, 1980)
0.1 ÷ 0.15	7.6 ÷ 11.5	(Бутусов, 2010) / (Butusov, 2010)
0.14	$4 \cdot 10^2$	(Зайцев, Зайцева, 1991) / (Zaitsev, Zaitseva, 1991)
0.2	3	(Mesenyashin, 1995)
0.2	13.7	(Бычков, 2006) / (Bychkov, 2006)
0.2	5.66	Наши данные ($r = \delta$) / Our data ($r = \delta$)
0.2	3.11	Наши данные (среднее в интервале от $r = \delta$ до $r = 2\delta$) Our data (mean in the range from $r = \delta$ to $r = 2\delta$)

энергосодержания молнии диаметром 20 см, вероятно, следует рассматривать значения около 10 кДж.

Из наших результатов следует также интересная идея о новой архитектуре шаровой молнии, которая может состоять из множества отдельных наноразмерных молний (наномолний). Между прочим, такой способ внутреннего строения молний — это, по существу, и механизм обеспечения равенства плотностей шаровой молнии и воздуха. Построенная на этой основе новая (наноструктурированная) модель молнии предположительно будет находиться в лучшем согласии с наблюдательными данными. По крайней мере только такое «поликристаллическое» строение молнии может объяснить ячеистое или гетерогенное её строение, выброс мелких капель вещества с поверхности раздела фаз, распад молнии на отдельные части, которые затем также принимают сферическую форму.

В заключение приведём значения плотности энергии W в шаровой молнии, которые определяются по формуле:

$$W = \frac{E}{4/3\pi R^3}.$$

В таблице приведены результаты наших расчетов W и некоторые данные других авторов. Последние получены на основе подсчета энергий, необходимых для разного рода разрушений, вызванных молнией. Только в работе (Пайва, Феррейра и др., 2010) речь идет об энергии кремниевых светящихся шаров, подобных шаровой молнии, их размер определяется весьма приблизительно. Как видно из таблицы 1, наши расчетные значения находятся примерно в том же диапазоне значений.

Заключение

Таким образом, задача определения энергосодержания шаровой молнии в рамках предложенной нами кватаронной модели её образования решена. Проведены количественные расчеты для молний, образованных кватаронами (заряженными кластерами «скрытой» фазы) разных размеров ($r = \delta = 0.3 \cdot 10^{-9}$ м — минимально возможный их радиус, $r = 2\delta = 0.6 \cdot 10^{-9}$ м — кватароны, характерные для предельных пересыщений, и $r = 4\delta - 1.2 \cdot 10^{-9}$ м — максимальный радиус). При этом в качестве наиболее вероятных структурных единиц шаровой молнии следует рассматривать кватароны, радиус которых находится в интервале от δ до 2δ. Энергосодержание молнии в этом случае находится в пределах от 23 до 3 кДж, среднее значение 13 кДж. Кроме того, обсуждение результатов энергетических расчетов приводит к новой идее об относительно сложном внутреннем строении молнии из более мелких наноразмерных шаровых молний — наномолний. Построенная на этой основе наноструктурированная кватаронная модель строения шаровой молнии обеспечивает равенство плотностей молнии и воздуха и может оказаться перспективной для объяснения ряда особенностей молний, в том числе и чрезвычайной редкости образования молний видимых размеров.

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ГР № 122040600009-2).

Литература / References

Асхабов А. М., Рязанов М. А. Кластеры «скрытой» фазы – кватароны и зародышеобразование // Докл. АН. 1998. Т. 362. № 5. С. 630–633.
Askhabov A. M., Ryazanov M. A. Clusters of the «latent» phase-kvatarons and nucleation. Doklady Earth Sciences. 1998;362(5):630–633. Russian.

Асхабов А. М. Кластерная (кватаронная) самоорганизация вещества на наноуровне и образование кристаллических и некристаллических материалов // Зап. РМО. 2004. Т. 133, № 4. С. 108–123.
Askhabov A. M. Cluster (kvataron) self-organization of matter at the nanolevel and the formation of crystalline and non-crystalline materials. Proceedings of RMS. 2004;133(4):108–123. Russian.

Асхабов А. М. Агрегация кватаронов как механизм формирования аморфных частиц сферической формы // Докл. АН. 2005. Т. 400. № 2. С. 224–227.

Askhabov A. M. Aggregation of kvatarons as a mechanism for the formation of amorphous spherical particles. Doklady Earth Sciences. 2005;400(2):224–227. Russian.

Асхабов А. М. Кластерный (кватаронный) механизм образования жидкой воды // Записки РМО. 2006. Ч. 135 (3-1). С. 123–129.
Askhabov A. M. Cluster (quataron) mechanism of liquid water formation. Proceedings of RMS. 2006;135(3-1):123–129. Russian.

Асхабов А. М. Кватаронная модель шаровой молнии // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 5. С. 611–613.
Askhabov A. M. Quataron model of ball lightning. Doklady Earth Sciences. 2008;418(5):611-613. Russian.

Асхабов А. М. Кватаронная концепция: основные идеи и некоторые приложения // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011. № 3(7). С. 70–71.
Askhabov A. M. Quataron concept: basic ideas and some applications. Proceedings of the Komi Science Center UB RAS. 2011;3(7):70–71. Russian.

Асхабов А. М. О свойствах предзародышевых (протоминеральных) кластеров // Доклады АН. 2019. Т. 487. № 5. С. 524–527.
Askhabov A. M. On the properties of pre-embryonic (protomineral) clusters. Doklady Earth Sciences. 2019; 487(5):524–527. Russian.

Асхабов А. М. Ещё раз о феномене шаровой молнии // Вестник геонаук. 2025. № 10. С. 51–56.
Askhabov A. M. Once again about the phenomenon of ball lightning. Vestnik of Geosciences. 2025;10:51–56. Russian.

Бутусов К. П. Электродинамическая модель шаровой молнии (бетатронная версия) // Новая физика. № 11. Шаровая молния. 2010. С. 61–75.
Butusov K. P. Electrodynamic model of ball lightning (betatron version). New Physics. 2010;11(Ball Lightning): 61–75. Russian.

Бычков В. Л. О наблюдательных свойствах шаровой молнии // Химическая физика. 2006. Т. 25. № 3. С. 7–17.
Bychkov V. L. On the observational properties of ball lightning. Chemical Physics. 2006;25(3):7–17. Russian.

Габышев В. Г. Шаровая молния: термодинамическая версия. Фрязино, 2009.
Gabyshev V. G. Ball lightning: thermodynamic version. Fryazino; 2009. Russian.

Зайцев И. В., Зайцева С. В. Электростатическая модель шаровой молнии // Письма в ЖТФ. 1991. Т. 17. Вып. 7. С. 34–37.
Zaitsev I. V., Zaitseva S. V. Electrostatic model of ball lightning. Technical Physics Letters. 1991;17(7):34–37. Russian.

Имянитов И. М., Тихий Д. Я. За гранью законов науки. М.: Атомиздат, 1980.
Imyanitov I. M., Tikhiy D. Ya. Beyond the laws of science. Moscow: Atomizdat; 1980. Russian.

Нефедов А. П., Петров О. Ф., Фортов В. Е. Кристаллические структуры в плазме с сильным взаимодействием макрочастиц // Успехи физ. Наук. 1997. Т. 167. № 11. С. 1215–1226.
Nefedov A. P., Petrov O. F., Fortov V. E. Crystal structures in plasma with strong interaction of macroparticles. Physics-Uspekhi. 1997;167(11):1215–1226. Russian.

Никитин А. И. Удастся ли решить проблему шаровой молнии в 21-м веке? // Химическая физика. 2006. Т. 25. № 3. С. 18–37.
Nikitin A. I. Will the Ball Lightning Problem be solved in the 21st century? Chemical Physics. 2006;25(3):18–37. Russian.

Пайва Г. С., Феррейра Дж. В., Бастос К. К., дос Сантос М. В. П., Павао А. К. Расчет плотности энергии кремниевых светящихся шаров, подобных шаровой молнии // Успехи физических наук. 2010. Т. 180. № 2. С. 218–222.
Paiva G. S., Ferreira J. V., Bastos K. K., dos Santos M. V. P., Pavao A. K. Calculation of the energy density of silicon luminous balls similar to ball lightning. Physics-Uspekhi. 2010;180(2):218–222. Russian.

Смирнов Б. М. Наблюдательные свойства шаровой молнии // Успехи физических наук. 1992. Т. 162. № 8. С. 43–81.
Smirnov B. M. Observational properties of ball lightning. Physics-Uspekhi. 1992;162(8):43–81. Russian.

Стаханов И. П. О физической природе шаровой молнии. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Энергоатомиздат, 1985. 208 с.
Stakhanov I. P. On the physical nature of ball lightning, 2nd ed., revised and enlarged. Moscow: Energoatomizdat; 1985. 208 p. Russian.

Barry J. D. Ball lighning and bead lighning. N. J.; L.: Plenum Press; 1980. 298 p.

*Ikezi H.*Coulomb solid of small particles in plasmas. Phys. Fluids. 1986;29:1764–1766.

Mesenyashin A. I. Spherial formations in the atmosphere as a physical phenomenon. J. Electrostatics. 1995;38:139.

Stenhoff M. Ball lightning: an unsolved problem in atmospheric physics. New York: Kluwer Acad; 1999. p. 24.

Поступила в редакцию / Received 31.03.2026

УДК 550.4:631 DOI: 10.19110/geov.2026.6.5

Геохимические особенности свалочного грунта зоны складирования твердых бытовых отходов

Т. В. Леманова[1], Е. Г. Панова[1], И. Ю. Тихомирова[2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
lemanova.tanya@gmail.com
[2] Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

В статье рассмотрены состав и свойства разновозрастных свалочных грунтов (2 и 20 лет), формирующихся в зоне складирования твердых бытовых отходов. Свалочный грунт содержит токсиканты 1–3 классов опасности, величина индекса суммарного загрязнения которых составляет 98.1 для 2-летних отложений и 10.8 для 20-летних.

При хранении на открытом воздухе свалочные грунты промываются выпадающими осадками, подвергаются ветровой и водной эрозии. Доля водорастворимой фракции в 2-летних свалочных грунтах (7.1 %) и минерализация водных вытяжек (2450 мг/л) значительно выше, чем у 20-летних отложений (1.9 % и 260 мг/л). Содержание химических элементов в водных вытяжках молодого свалочного грунта выше, чем в слежавшемся, в 1.5–15 раз. Часть элементов вымывается из свалочного тела в процессе старения, а часть закрепляется во вторичных минеральных фазах (оксидах, гидроксидах, сульфатах, карбонатах, фосфатах и хлоридах).

В водах водоотводных каналов содержание токсикантов превышает предельно допустимые значения от 3.6 до 2740 раз. Индекс загрязнения воды, рассчитанный по наибольшим ПДК (Ti, Fe, Pb, Ni, Sb, Cr), выше значения чрезвычайно грязных проб в сотни раз. Химические элементы вымываются из свалочного тела, накапливаются в водоотводных каналах, могут мигрировать в водоносные горизонты и поступать в водоемы конечного стока.

Ключевые слова: *свалочный грунт 2 и 20 лет складирования, геохимические особенности, водорастворимая фракция грунта, вода водоотводных каналов*

Geochemical characteristics of landfill soil in the municipal solid waste storage zone

T. V. Lemanova[1], E. G. Panova[1], I. Yu. Tikhomirova[2]

[1] St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia
[2] Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russia

The article discusses the composition and properties of different-aged landfill soils (2 and 20 years old) formed in the area of solid household waste storage. The landfill soil contains toxicants of classes 1–3, with a total contamination index of 98.1 for 2-year-old deposits and 10.8 for 20-year-old deposits.

When stored outdoors, the landfill soils are washed by precipitation and subjected to wind and water erosion. The proportion of water-soluble fraction in 2-year-old landfill soils (7.1%) and the mineralization of water extracts (2450 mg/L) are significantly higher than those of 20-year-old deposits (1.9 % and 260 mg/L). The content of chemical elements in water extracts of young landfill soil is higher than that of compacted soil by 1.5 to 15 times. Some elements are leached out of the landfill body during the aging process, while others are fixed in secondary mineral phases (oxides, hydroxides, sulfates, carbonates, phosphates, and chlorides).

In the waters of drainage channels, the content of toxicants exceeds the maximum permissible values by a factor of 3.6 to 2740. The water pollution index, calculated based on the highest permissible concentrations (Ti, Fe, Pb, Ni, Sb, Cr), is hundreds of times higher than the value for extremely dirty samples. Chemical elements are leached from the landfill body, accumulate in drainage channels, and can migrate into aquifers and enter final discharge water bodies.

Keywords: *landfill soil from 2- and 20-year-old deposits, geochemical features, water-soluble fraction of landfill soil, drainage channel water*

Введение

В настоящее время во всех странах мира захоронение на свалках является наиболее распространенным, экономичным и удобным способом утилизации твердых бытовых отходов (ТБО), по сравнению с их сжиганием (Advancing…, 2020; Shilkina, 2020; Nosike, Ijoma, 2025; Banunle et al., 2023; Kumar et al., 2023). В России около 50 тыс. га занимают работающие полигоны, 60 тыс. га составляет площадь закрытых после рекультивации мест складирования ТБО. Дополнительно

Для цитирования: Леманова Т. В., Панова Е. Г., Тихомирова И. Ю. Геохимические особенности свалочного грунта зоны складирования твердых бытовых отходов // Вестник геонаук. 2026. 6(378). С. 49–58. DOI: 10.19110/geov.2026.6.5

For citation: Lemanova T. V., Panova E. G., Tikhomirova I. Yu. Geochemical characteristics of landfill soil in the municipal solid waste storage zone. Vestnik of Geosciences, 2026, 6(378), pp. 49–58. DOI: 10.19110/geov.2026.6.5

ежегодно отчуждается более 1 тыс. га для выделения новых и расширения старых участков размещения бытового мусора.

Нехватка места для размещения новых свалок не является ключевой проблемой. Основное эколого-геохимическое воздействие связано с влиянием свалок на окружающую среду. С течением времени в теле свалки происходят физические, химические и биохимические реакции, в результате которых образуются фильтрат, газ, тепло, появляется объемная деформация тела свалки. Наблюдается отжатие поровой воды, изменяется давление газа и происходит миграция веществ на полигоне (Hu et al., 2024; Siddiqui et al., 2024; Lindamulla et al., 2022). В процессе преобразования свалочного грунта (СГ) химические элементы переходят в подвижное состояние и мигрируют на окружающие территории. В среднем на тонну отходов образуется 2.5 м^3 сточных вод — концентрат с токсичными примесями (Лобачева и др., 2005). Это обусловливает необходимость изучения подвижных форм химических элементов, которые аккумулируются в поровом пространстве СГ, мигрируют под воздействием дождя и снега и поступают в воды водоотводных каналов и водоносные горизонты.

При этом если часть подвижных элементов вымывается из тела свалки, то другая часть может оставаться в СГ в виде новообразованных минералов. Жидкая компонента свалочного тела является важной составной частью свалочных грунтов. Она является мобильной и экологически значимой в связи с тем, что переносит подвижные формы химических элементов и является результатом взаимодействия компонентов системы «СГ — живое вещество — газ» (Путилина и др., 2005; Ножевникова и др. 2019; Wei et al., 2007).

Ранее проведенными исследованиями (Подлипский, 2010) были изучены полигоны ТБО в Гатчинском, Тосненском и Выборгском районах Ленинградской области, где мусор складируется без разделения и измельчения. В данной работе рассмотрена зона складирования отходов завода по механизированной переработке бытовых отходов МПБО-2 (Санкт-Петербург), производственный цикл которого предусматривает сортировку и измельчение ТБО, что позволяет складировать большие объемы мусора. Также, по данным И. И. Подлипского, жидкая компонента свалочного тела формируется преимущественно за счет инфильтрации атмосферных осадков; дополнительный вклад вносят отжим влаги из твердых компонентов отходной массы под давлением вышележащих слоев и вода, образующаяся при биохимической трансформации органического вещества. Для полигонов ТБО приводится ориентировочное соотношение этих источников: около 60, 30 и 10 % соответственно. Количественное содержание жидкой компоненты в свалочных грунтах Санкт-Петербурга и Ленинградской области составляет около 50–55 % (Подлипский, 2010).

Целью исследования являлось изучение геохимических особенностей разновозрастных грунтов зоны складирования твердых бытовых отходов для полигона, предусматривающего сортировку и измельчение, с оценкой степени накопления токсикантов и их миграции в окружающую среду.

Объект и методы исследования

Объектом исследования является СГ полигона ТБО крупного мегаполиса. Завод МПБО-2 расположен на северо-западной окраине Санкт-Петербурга (рис. 1). Он был введен в действие в 1994 г. Проектная мощность 1-й очереди составляет 600 тыс. м^3 в год. В настоящее время мощности позволяют перерабатывать 1.7 млн м^3 в год ТБО, что составляет 26 % общего количества отходов, образующихся в Санкт-Петербурге. Площадь складирования составляет более 1.5 км^2.

Отходы поступают на мусороперерабатывающий завод, из них извлекают металлическую составляющую (магнитный метод), пластик, стекло, картон (вручную). Остальная часть дробится на щековой дробилке до размера 1 см; бульдозер формирует трапециевидные тер-

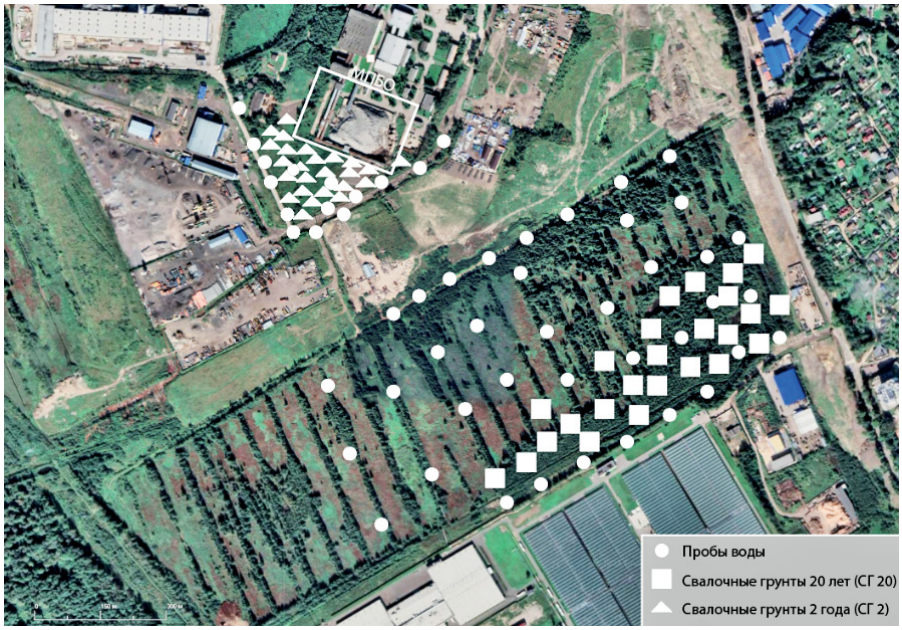


Рис. 1. Схема пробоотбора свалочных грунтов и воды водоотводных каналов

Fig. 1. Sampling scheme for landfill soils and water from drainage channels

риконы, разделенные водоотводными каналами. В результате складирования образуется СГ, который состоит из органической составляющей, минералов и частиц техногенного происхождения. Для исследования были выбраны зоны складирования, различающиеся по времени захоронения. Молодые терриконы (возраст складирования 2 года) имеют высоту около 10 м, слежавшиеся отложения (более 20 лет) — около 5 м. Молодые отложения покрыты травянистой растительностью, имеют тонкий слой грунта. Слежавшиеся отложения представлены плотными черными грунтами, поросшими мхом и молодым лесом. Между терриконами находится сеть водоотводных канав, которые соединяются с каналами, расположенными по периметру. (рис. 1). Материалом для исследования являются: а) свалочный грунт разного периода захоронения (2 и 20 лет, всего 50 проб); б) вода водоотводных каналов (54 пробы).

Методы исследования

Отбор проб СГ проводили в соответствии с ГОСТ 12071. Пробы отбирали после удаления растительного покрова из верхней части техногенного субстрата. По полевому наблюдению на участке 2-летних терриконов мощность почвоподобного поверхностного слоя составляла около 1–3 см; в связи с малой мощностью этого слоя материал собирали с площади около 1 м² до получения навески, достаточной для лабораторных исследований. На участке 20-летних отложений почвоподобный слой был выражен сильнее и имел мощность около 30–50 см; пробы отбирали с глубины 10–15 см после удаления мохового и растительного покрова. Такой подход позволил сопоставить поверхностно преобразованную часть СГ на участках разного возраста.

Макроскопическое описание выполнено под бинокуляром. Гранулометрический анализ произведен ситовым методом в соответствии с ГОСТ 12536-2014. Определение гигроскопической влажности почвы выполнено при температуре 100–105 °С. Плотность сложения СГ в ненарушенном состоянии определяли по отношению массы высушенного образца к его объему, отобранному в полевых условиях с использованием цилиндрических пробоотборников известного объема. Содержание общего углерода и его органической составляющей оценивали с помощью сухого озоления при температурах 900 и 550 °С соответственно, гумусовой составляющей — методом И. В. Тюрина в модификации В. Н. Симакова.

Для оценки содержания макро- и микроэлементного состава воздушно-сухие пробы свалочного грунта предварительно усредняли, затем измельчали на лабораторном измельчителе до размера частиц менее 0.074 мм. Для определения петрогенных оксидов пробы сплавляли с метаборатом лития, далее таблетки анализировали на волнодисперсионном рентгенфлуоресцентном спектрометре EDX-800P. На основании данных о содержании петрогенных оксидов в пробах были рассчитаны индексы химического выветривания:

$$CIA = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)} \cdot 100 \quad (1)$$

$$CIW = \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + Na_2O)}. \quad (2)$$

Для анализа микроэлементов образцы растворяли в смеси азотной, соляной и фтороводородной кислот особой чистоты, дополнительно очищенных перегонкой. Анализ подготовленных растворов проводили методом ИСП МС на приборе Agilent-7700 в Центральной лаборатории Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского (сертифицированная «Методика № 10»). Для оценки накопления элементов в свалочных грунтах рассчитывали кларки концентрации КК, представляющие собой отношение среднего содержания элемента в СГ к его среднему содержанию в почвах мира (по: Kabata-Pendias, Mukherjee, 2007).

$$\text{КК}_i = \frac{C_i}{\text{С}_{\text{фон, }i}}, \quad (3)$$

где C_i — среднее содержание элемента i в свалочном грунте (мг/кг), $\text{С}_{\text{фон, }i}$ — среднее содержание i в почвах (мг/кг).

Значения КК > 1 рассматривались как показатель накопления элемента относительно фонового уровня.

На основании значений КК определяли суммарный показатель загрязнения Zc по методическим рекомендациям (Методические…, 1982).

$$Z_c = \sum_{i=1}^{n} \text{КК}_i - (n-1), \quad (4)$$

где КК_i — кларк концентрации элемента i, n — число элементов, включенных в расчет.

Интерпретацию значений Z_c выполняли по шкале, принятой в методических рекомендациях по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами: менее 16 — допустимое загрязнение, 16–32 — умеренно опасное, 32–128 — опасное, более 128 — чрезвычайно опасное (Методические рекомендации…, 1982).

Для выявления физико-химических свойств и состава водорастворимой фракции разновозрастных СГ были приготовлены водные вытяжки из образцов СГ при соотношении «грунт : вода» = 1 : 5 на основе двойного деионизированного дистиллята. Массовую долю водорастворимой фракции в водных вытяжках определяли выпариванием 50 мл раствора в предварительно взвешенной чашке Петри при 50 °С в термостате. Состав и содержание химических элементов в пробах воды из водоотводных каналов и аликвотах (10 мл) водных вытяжек СГ определяли методом ИСП МС на приборе Agilent-7700; величину pH — потенциометрическим методом. Массовые концентрации хлорид- и сульфат-ионов определяли титриметрическими методами гидрохимического анализа: хлориды — аргентометрическим титрованием, сульфаты — титриметрическим методом с хлоридом бария.

Для сравнительной оценки степени накопления элементов в водах водоотводных каналов рассчитывали коэффициенты накопления относительно предельно допустимых концентраций. Показатель определяли как отношение средней концентрации элемента в воде канала к его нормативному значению:

$$\text{КН}_{\text{ПДК}} = \frac{C_i}{\text{ПДК}_i}, \quad (5)$$

где C_i — среднее содержание элемента i в водоотводных каналах (мг/л), $ПДК_i$ — предельно допустимая концентрация элемента i в воде (мг/л).

Для вод водоотводных каналов рассчитывали коэффициенты превышения ПДК как отношение среднего содержания элемента в воде к его нормативному значению по СанПиН 1.2.3685-21.

Интегральную оценку загрязнения воды выполняли с использованием индекса загрязнения воды ИЗВ, рассчитанного по наиболее значимым элементам, дающим максимальные превышения нормативов: Ti, Fe, Pb, Ni, Sb и Cr. Интерпретацию ИЗВ проводили по шкале (Методические…, 1988).

$$ИЗВ = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\frac{C_i}{ПДК_i}, \quad (6)$$

где C_i — содержание элемента в воде водоотводных каналов, $ПДК_i$ — предельно допустимая концентрация этого элемента, n — число определяемыъ элементов.

В соответствии с принятыми нормативами (Методические…, 1988) для величины ИЗВ существует следующая градация: чистые (0.25–0.75); умеренно загрязненные (0.75–1.25); загрязненные (1.25–1.75); грязные (1.75–3); очень грязные (3–5); чрезвычайно грязные (более 5).

Полученные данные обрабатывали с помощью пакета программ Statistica-5. Средние значения для каждого элемента вычисляли с учетом закона распределения (нормального или логнормального).

Результаты и их обсуждение

Физико-химические свойства разновозрастных СГ приведены в таблице 1. Проведенные исследования показали, что грунты существенно различаются по своим физическим параметрам. В частности, с возрастанием периода трансформации СГ происходит изменение их гранулометрического состава. В молодых отложениях на долю фракций более 1 мм приходится 8 %, в 20-летних преобладают фракции менее 1 мм, на их долю приходится 49 %. По мере формирования древесного растительного покрова на поверхности свалочных тел происходит уплотнение грунтов (у молодых отложений плотность сложения 0.53 г/см^3, у 20-летних отложений — 1.58 г/см^3). Гигроскопическая влажность в четыре раза выше в образцах грунта молодых отложений (3.82 %) по сравнению со слежавшимся (0.95 %).

Результаты определения потерь при прокаливании при 900 и 550 °С, гумусовой составляющей по методу Тюрина отражают показатель суммарной потери массы, связанный с удалением органического вещества и воды, разложением отдельных минеральных фаз и карбонатной составляющей. Для молодых отложений величина всех характеристик выше по сравнению со слежавшимися отложениями.

Для выявления состава новообразованных фаз была проведена сканирующая электронная микроскопия. Результаты некоторых фаз представлены на рисунке 2.

Наиболее часто встречаются оксиды и гидроксиды, сульфаты, фосфаты, карбонаты, галогениды Cu, Zn, Pb, Fe, Mn. Для молодых отложений характерны более простые минеральные формы и их меньшее разнообразие. В слежавшихся отложениях увеличивается минеральное разнообразие и сложность состава новообразованных минералов.

На основании данных о содержании петрогенных оксидов в пробах (таблица 2) были рассчитаны индексы химического выветривания, которые показывают степень химического преобразования СГ. Значения индексов CIW и CIA в слежавшихся грунтах в 3–4 раза выше, чем в грунтах молодого захоронения. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о высокой степени физико-химических преобразований, произошедших со слежавшимися отложениями.

Для 2-летних СГ значения КК по всем изученным элементам превышают единицу (таблица 3), что указывает на накопление элементов относительно средних содержаний в почвах. В 20-летних СГ значения КК в целом ниже, чем в молодых отложениях, однако значения КК ниже единицы получены только для таких элементов, как Ni, Co, Cd и Sb. Следовательно, слежавшиеся СГ не являются полностью обедненными химическими элементам, но характеризуются снижением степени их техногенного накопления по сравнению с 2-летними отложениями. Наиболее выраженное уменьшение КК при переходе от молодых к слежавшимся СГ установлено для Cu, Zn, Pb, Co, W и Sn.

Таблица 1. Физико-химические характеристики разновозрастных свалочных грунтов
Table 1. Physicochemical properties of different ages landfill soils

Характеристика Property	Период складирования свалочного грунта Landfill soil storage period	
	2 года / 2 years	20 лет / 20 years
Объем выборки, n Sample volume, n	25	25
Плотность сложения, г/см^3 Bulk density, g/cm^3	0.53 ± 0.07	1.58 ± 0.12
Гигроскопическая влажность, % Hygroscopic moisture, %	3.82 ± 0.26	0.95 ± 0.09
Потери при прокаливании при t = 550 °С, % Loss on ignition at t = 550 °С, %	23.53 ± 10.21	6.05 ± 4.04
$C_{гум}$, % C_{hum}, %	2.82 ± 0.70	0.26 ±0.08

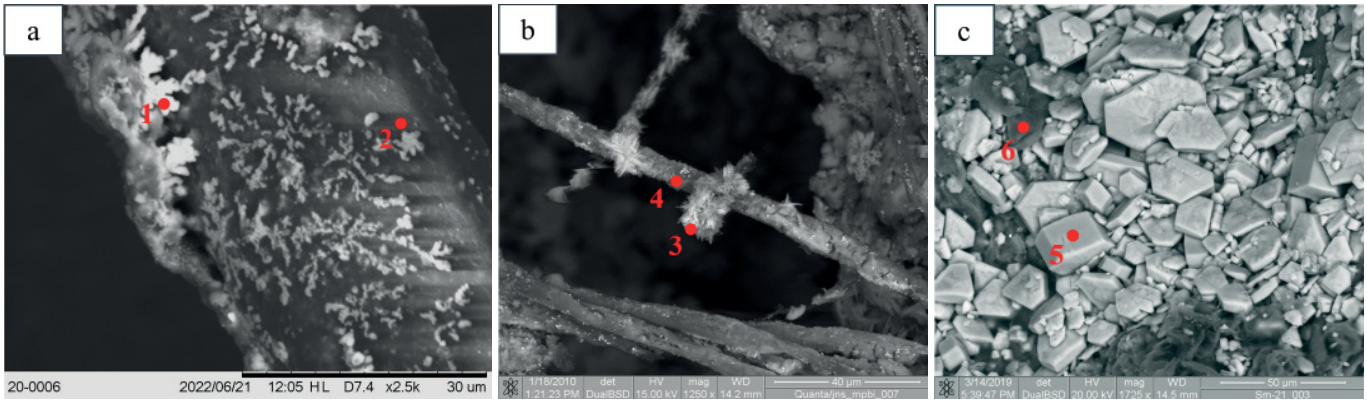


Рис. 2. Расшифровка результатов сканирующей электронной микроскопии частиц свалочного грунта: a — 1) вторичный минерал: вивианит ($Fe_3(PO_4)_2{\cdot}8H_2O$), 2) подложка: апатит ($Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$); b — 3) вторичный минерал: тенорит (CuO), 4) подложка: медная проволока; c — 5) вторичный минерал: гипс ($CaSO_4\ 2H_2O$), 6) подложка: органическая матрица

Fig. 2. Interpretation of the results of scanning electron microscopy of landfill soil particles: a — 1) secondary mineral: vivianite ($Fe_3(PO_4)_2{\cdot}8H_2O$), 2) substrate: apatite ($Ca_5(PO_4)_3(OH, Cl, F)$); b — 3) secondary mineral: tenorite (CuO), 4) substrate: copper wire; c — 5) secondary mineral: gypsum ($CaSO_4{\cdot}2H_2O$), 6) substrate: organic matrix

На основании значений кларков концентрации был рассчитан суммарный индекс загрязнения разновозрастных свалочных грунтов. Величина Z с для свалочного грунта 2 лет составила 98.1, для 20-летнего СГ — 10.8. Таким образом, в соответствии с принятыми нормативами [Методические…, 1982], молодой свалочный грунт может быть отнесен к классу «опасный», а слежавшийся грунт — к классу «допустимый».

Полученные результаты хорошо согласуются с данными об интенсивности химического выветривания и физико-химическими свойствами разновозрастных отложений. Все полученные результаты свидетельству-

Таблица 2. Средние содержания петрогенных оксидов разновозрастных свалочных грунтов, %

Table 2. Average petrogenic oxide contents of landfill soils of different ages, %

Оксиды Oxides		Возраст свалочного грунта Landfill soil age		Чувствительность Sensitivity
		2 года / 2 years	20 лет / 20 years	
SiO_2		18.79 ± 1.57	37.52 ± 12.42	0.1
TiO_2		0.37 ± 0.08	0.33 ± 0.20	0.03
Al_2O_3		4.77 ± 0.37	9.07 ± 3.39	0.1
Fe_2O_3		3.32 ± 0.53	14.51 ± 16.65	0.1
MnO		0.06 ± 0.01	0.14 ± 0.11	0.03
MgO		0.50 ± 0.28	0.44 ± 0.43	0.1
CaO		14.39 ± 1.62	2.03 ± 1.42	0.03
Na_2O		0.09 ± 0.01	0.13 ± 0.03	0.2
K_2O		1.35 ± 0.32	2.21 ± 0.79	0.03
P_2O_5		1.28 ± 0.17	0.25 ± 0.31	0.05
П.П.П. / LOI		55.08 ± 18.17	33.32 ± 11.12	0.2
Сумма / Sum		100.00	100.00	–
Индексы химического выветривания Chemical weathering indices	CIA (Nesbitt, Young 1982)	23.2 ± 2.63	67.5 ± 3.52	–
	CIW (Harnois, 1988)	24.8 ± 3.23	80.7 ± 5.81	–
Объем выборки, n Sample volume, n		25	25	–

Примечание: прочерк — нет данных.
Note: Dash — no data.

Таблица 3. Средние содержания и стандартные отклонения микроэлементов в разновозрастных свалочных грунтах, мг/кг

Table 3. Average contents and standard deviations of microelements in landfill soils of different ages, mg/kg

Химический элемент, мг/кг Chemical element, mg/kg	Возраст свалочного грунта Landfill soil age		Среднее в почвах* Average in soils*	Кларк концентрации (КК) Clark concentration (CC)	
	2 года 2 years	20 лет 20 years		2 года 2 years	20 лет 20 years
Sr	537.67 ± 345	225.75 ± 143	175	3.1	1.3
Ba	631 ± 456	226 ± 113	460	1.4	0.5
Cu	350 ± 216	60.3 ± 58.5	14	25.0	4.3
Zn	1133 ± 796	117.8 ± 165	62	18.3	1.9
Pb	332 ± 223	76.5 ± 94	25	13.3	3.1
As	20.7 ± 14.8	8.4 ± 5.8	5.2	4.0	1.6
Ni	23.1 ± 3.8	9.4 ± 3.7	12	1.9	0.8
Co	66.3 ± 18.1	0.3 ± 0.10	8	8.3	0.03
Ag	0.32 ± 0.11	0.13 ± 0.04	0.06	5.3	2.2
Cd	0.67 ± 0.21	0.1 ± 0.03	0.5	1.3	0.2
Sb	1.24 ± 0.45	0.2 ± 0.07	0.6	2.1	0.3
Cr	93.7 ± 28.8	60.4 ± 32.2	42	2.2	1.4
W	11.7 ± 3.5	3 ± 0.9	1.1	10.6	2.7
Sn	24.3 ± 13.05	6 ± 2.1	2.5	9.7	2.4
Y	28.9 ± 15.6	16.5 ± 4.5	12	2.4	1.4
La	66.7±31.1	15.3±11.2	10	6.7	1.5
Объем выборки, n	25	25	–	–	–

Примечание: * по Kabata-Pendias, Mukherjee (2007). Прочерк — нет данных.

Note: * based on Kabata-Pendias and Mukherjee (2007). Dash — no data.

ют, что химические элементы со временем вымываются из свалочного грунта при хранении на открытом воздухе.

Для подтверждения этого факта были исследованы свойства и состав водных вытяжек из разновозрастных СГ, которые характеризуют их водорастворимую составляющую. Физико-химические характеристики и средние содержания химических элементов водных вытяжек представлены в таблице 4.

Исследование показало, что свалочный грунт «молодых» отложений характеризуется щелочной реакцией среды (7.9), слежавшихся отложений — нейтральной (6.8). Удельная электропроводность водных вытяжек значительно выше у молодых грунтов (5192 μS/cm) по сравнению со слежавшимися отложениями (480 μS/cm), что коррелирует с параметрами общей минерализации водных вытяжек. Для молодых грунтов общая минерализация высока и составляет 1666 мг/л, для слежавшихся отложений — 164 мг/л. У молодых грунтов минерализация выше в 10 раз, а удельная электропроводность — в 11 раз.

В составе водных вытяжек зафиксированы высокие содержания как макро-, так и микроэлементов. При этом содержания всех элементов в водной вытяжке выше для молодых грунтов по сравнению со слежавшимися. Этот факт подтверждает способность элементов вымываться из свалочного тела при длительном складировании на открытом воздухе. Расчет отношения содержаний элементов в водной вытяжке разновозрастных свалочных грунтов (СГ2/СГ20) как показателя относительной подвижности элементов позволил выявить следующее. Макроэлементы по мере снижения относительной подвижности образуют ряд: Mn 15.4 – Cl 10.3 – Ti 7.0 – SO_4 5.6 – Al 2.8 – Ca 2.4 – Mg 2.3 – K 2.0 – Si 1.9 – Na 1.7 – Fe 1.4; микроэлементы – Sb 9.5 – Cd 6.5 – Pb 4.9 – Sr 3.4 – Y 3.0 – Ag 2.6 – Co 2.6 – As 2.4 – Ni 2.3 – La 2.3 – W 2.0 – Sn 1.8 – Zn 1.7 – Cu 1.3 – Cr 1.3 – Ba 1.1. Таким образом, наиболее мигрционно способны Mn, Cl, S, Ti и халькофильные элементы.

В опубликованных работах (Zhao et al., 2024; Nyika et al., 2019) отмечалось, что в процессе преобразования свалочного грунта химические элементы переходят в подвижное состояние и мигрируют на окружающие территории, создавая гидрохимические аномалии. Установлено, что фильтрат, который образуется на полигонах ТБО, вызывает комплексное загрязнение водоотводных каналов и грунтовых вод. Хлориды, кадмий, хром, марганец, медь и никель проявляют высокую миграционную способность. Мышьяк мобилизуется под влиянием органических веществ и карбонатов. Аммоний задерживается сорбцией, а тяжелые металлы, такие как Pb и Zn, аккумулируются в верхних слоях полигона ТБО. Некоторые элементы (Ag, Mo, Zn) имеют высокую биодоступность через растения, что подтверждается высокими коэффициентами биологического накопления.

При этом если содержание элемента в пробе свалочного грунта высоко, а его содержание в водной вытяжке имеет относительно низкое значение, то мож-

Таблица 4. Физико-химические свойства, средние содержания и стандартные отклонения химических элементов водных вытяжек разновозрастных свалочных грунтов и воды водоотводных каналов

Table 4. Physical and chemical properties, average contents and standard deviations of chemical elements in aqueous extracts of different-aged landfill soils and water from drainage channels

Параметр Parameter	Водная вытяжка свалочных грунтов Aqueous extract of landfill soils		Вода водоотводных каналов Drainage channel water		ПДК* MPC*	Кларки накопления Accumulation Clarkes	
	2 года 2 years	20 лет 20 years	2 года 2 years	20 лет 20 years		2 года 2 years	20 лет 20 years
Объем выборки, n Sample volume, n	25	25	14	40	–	–	–
Водородный показатель (pH) Hydrogen index (pH)	7.9 ± 0.6	6.8 ± 0.5	7.27 ± 0.40	6.49 ± 0.19	6.5–8.5	–	–
Минерализация, мг/л Mineralization, mg/L	1666 ± 720	164 ± 25	4637 ± 444	824 ± 54	<1000	–	–
Удельная электропроводность, мкСм/см Specific electrical conductivity, μS/cm	5192 ± 2130	480 ± 170	3259 ± 3180	530 ± 39	–	–	–
Cl^-, мг/л	503 ± 210	49 ± 17	1742 ± 233	1348 ± 180	350	4.98	3.85
SO_4^{2-}, мг/л	271 ± 121	48 ± 18	246 ± 31	193 ± 24	20	12.3	9.65
Si, мг/л	97 ± 32	52 ± 16	449 ± 69	365 ± 56	–	–	–
Al, мг/л	2.35 ± 0.9	0.83 ± 0.32	98.1 ± 15.4	76.4 ± 12.0	0,2	490	382
Ti, мг/л	1.55 ± 0.82	0.22 ± 0.11	126 ± 20	92.3 ± 15.0	0,1	1260	923
Fe, мг/л	13.4 ± 5.12	9.86 ± 3.42	367 ± 62	293 ± 50	0,3	1223	977
Mn, мг/л	14.6 ± 6.2	0.95 ± 0.42	71.0 ± 15.8	46.7 ± 10.4	0,1	710	467
Mg, мг/л	12.7 ± 4.6	5.5 ± 1.9	49.3 ± 7.1	39.2 ± 5.7	50	0.99	0.78
Ca, мг/л	92.7 ± 49	38 ± 18	151 ± 22	120 ± 17	–	–	–
Na+K мг/л	535 ± 197	300 ± 109	1542.3 ± 178	77.3 ± 8.6	–	–	–
Sr, мг/л	720 ± 380	210 ± 82	111.9 ± 15.4	86.0 ± 11.8	7	16	12.3
Ba, мг/л	112 ± 46	101 ± 38	40.6 ± 7.4	33.4 ± 6.1	0.7	58	48
Cu, мг/л	12.4 ± 6.3	9.5 ± 4.1	10.61 ± 2.34	8.4 ± 1.9	1	10.6	8.4
Zn, мг/л	35.5 ± 18.4	20.7 ± 8.8	23.6 ± 4.6	18.2 ± 3.6	5	4.7	3.6
Pb, мг/л	0.54 ± 0.24	0.11 ± 0.05	27.4 ± 8.3	14.7 ± 5.5	0.01	2740	1470
As, мг/л	13.2 ± 6.1	5.4 ± 2.4	1.04 ± 0.25	0.72 ± 0.17	0.01	104	72
Ni, мг/л	7.8 ± 3.5	3.35 ± 1.41	21.4 ± 4.3	15.6 ± 3.1	0.02	1070	780
Co, мг/л	4.25 ± 2.1	1.61 ± 0.7	22.3 ± 4.5	16.2 ± 3.3	0.1	223	162
Ag, мг/л	1.95 ± 1.01	0.76 ± 0.32	7.59 ± 1.68	5.01 ± 1.1	0.05	151.8	100.2
Cd, мг/л	0.13 ± 0.08	0.02 ± 0.01	0.40 ± 0.09	0.26 ± 0.06	0.001	401	265
Sb, мг/л	0.19 ± 0.09	0.02 ± 0.01	5.4 ± 1.2	3.5 ± 0.8	0.01	1070	706
Cr, мг/л	9.4 ± 3.6	7.1 ± 2.3	45.6 ± 16.5	31.3 ± 11.3	0.05	912	626
W, мг/л	0.18 ± 0.11	0.09 ± 0.04	2.86 ± 0.69	1.97 ± 0.47	0.05	57.3	39.4
Sn, мг/л	0.09 ± 0.04	0.05 ± 0.02	39.5 ± 9.4	27.2 ± 6.5	2	19.8	13.6
Y, мг/л	2.1 ± 0.9	0.7 ± 0.3	⩽ 0.001	⩽ 0.001	–	–	–
La, мг/л	3.55 ± 1.55	1.56 ± 0.61	⩽ 0.001	⩽ 0.001	–	–	–

Примечание: * по СанПиН (2021), мг/л. Прочерк — нет данных.
Note: * according to SanPiN (2021), mg/L. Dash — no data.

но предположить образование вторичных минералов в теле свалки (Wei et al., 2011; Wang et al., 2024; Christensen et al., 2001; Piantone et al., 2004; Chuai et al., 2022; Чередова и др. 2023).

Результаты анализа проб воды из водоотводных каналов приведены в таблице 3. Значения практически всех химических элементов превышают ПДК (СанПиН…, 2021) от нескольких единиц до 2740. Наибольшие превышения характерны для Ti, Fe, Pb, Ni, Sb, Cr. При этом наиболее загрязнена вода водоотводных каналов вблизи молодых отложений свалочного грунта. Расчет величины ИЗВ (Ti, Fe, Pb, Ni, Sb, Cr) для образцов воды, опробованных в каналах около 2-летнего свалочного тела, составляет 1379 единиц, а около 20-летнего — 913. Таким образом, вода водоотводных каналов в обеих случаях значительно превышает уровень чрезвычайно грязных вод — соответственно в 276 и 183 раз.

Полученные данные согласуются с предыдущими исследованиями, которые выделяли два основных этапа в формировании фильтрационных вод в свалочных телах полигонов ТБО: ацидофикацию (молодой фильтрат) и метаногенез (старый фильтрат). Содержания поллютантов в молодом фильтрате (2 года) высоки по сравнению со старым фильтратом (10 лет) и составляют: Fe — 1120 и 40, Mn — 53 и 0.24, Cu — 0.65 и 0.20, Ni — 1.04 и 0.40, Pb — 5.2 и 1, Zn — 54 и 1.6 мг/дм^3 соответственно (Подлипский, 2010).

Низкая плотность характерна для молодых СГ, поэтому именно они могут обладать более высокой потенциальной фильтрационной способностью. При этом их фильтрационные свойства быстро меняются из-за быстрого уплотнения (за первые 5 лет примерно на 25 %). В составе ТБО присутствует большое количество легко биодеградирующих органических веществ, которые вследствие процесса биохимического разложения теряют свою структуру и уменьшают коэффициент фильтрации свалочных грунтов (Артемов и др., 2003; Подлипский, 2010).

В жидкой среде создаются благоприятные условия для образования комплексных соединений с металлами, перехода их в растворимые формы и миграции с водными потоками на окружающие территории. Основными компонентами жидкой фазы свалочного грунта являются органические вещества, хлориды, сульфаты, тяжелые металлы и металлоиды (Fe, Mg, Mn, Zn, Cr, Co, Pb, As, Cu, Ni, Hg и др.) и различные их производные (минеральные новообразования и подвижные формы) (Артемов и др., 2003; Villar et all, 2016).

В Ленинградской области существуют действующие и закрытые объекты размещения ТБО разного возраста, в пределах которых формируется СГ. Полигоны занимают обширные территории и постоянно пополняются. Тело свалки представляет собой современное техногенное образование, сложенное неоднородным СГ. Проходя различные стадии диагенеза в виде процессов разложения органической составляющей, растворения веществ и минерализации органического вещества, полигон оказывает негативное влияние на окружающие территории. Оценка состояния свалочного грунта и мониторинг окружающей среды может выполняться на основе оценки индекса суммарного загрязнения свалочного грунта и индекса загрязнения воды, который отражает поступление подвижных форм поллютантов в воды водоотводных каналов.

Заключение

Проведенное исследование показало, что СГ разного возраста представляют собой разные стадии преобразования техногенного органоминерального субстрата. Молодые отложения сохраняют более рыхлую структуру, повышенную влажность, большее содержание органической и водорастворимой составляющих, а также более высокий уровень накопления химических элементов. Слежавшиеся грунты, напротив, характеризуются большей плотностью, более выраженными признаками химического выветривания и снижением суммарного уровня техногенного загрязнения.

Установленные различия между 2- и 20-летними СГ отражают направленную трансформацию свалочного тела при хранении на открытом воздухе. Она связана с уплотнением, разложением органической составляющей, выносом растворимых компонентов атмосферными водами и перераспределением элементов между твердой фазой, водорастворимой фракцией и вторичными минеральными образованиями. В связи с этим снижение содержаний ряда макро- и микроэлементов в слежавшихся грунтах следует рассматривать не как полную стабилизацию материала, а как результат длительного вымывания и изменения форм нахождения элементов.

Водорастворимая фракция выступает важным показателем потенциальной миграционной активности СГ. Молодые отложения формируют более минерализованные вытяжки, в составе которых может происходить более активная миграция в водную фазу макрокомпонентов и микроэлементов. Это подтверждает, что ранняя стадия преобразования свалочного грунта связана с наиболее интенсивным поступлением растворимых соединений в водную среду.

Воды водоотводных каналов отражают уже реализованный вынос подвижных компонентов из свалочного тела. Наиболее загрязненные воды определяются в каналах, расположенных вблизи молодых отложений, что согласуется с более высокой долей водорастворимой фракции и повышенной минерализацией их вытяжек. Следовательно, молодые СГ являются более активным источником водной миграции химических элементов, тогда как слежавшиеся грунты сохраняют остаточную способность к выносу отдельных компонентов.

Таким образом, зона складирования продуктов переработки ТБО должна рассматриваться как динамичная природно-техногенная система. В ней одновременно протекают процессы накопления, вымывания, вторичной фиксации и повторной мобилизации химических элементов. Для оценки таких объектов недостаточно учитывать только валовый состав СГ; необходимо совместно анализировать возраст грунта, состав и свойства их водорастворимой фракции, состав воды водоотводных каналов с учетом расчетных интегральных показателей загрязнения.

Исследования были выполнены в ресурсных центрах СПбГУ («Микроскопия и микроанализ», «Рентгенодифракционные методы исследования», «Методы анализа состава вещества», «Геомодель», «Нанотехнологии») и химической лаборатории института им. А. П. Карпинского.

Литература / References

Артемов Н. И., Середа Т. Г., Костарев С. Н., Низамутдинов О. Б. Технологии автоматизированного управления полигоном захоронения твердых бытовых отходов. Пермь: НИИ управляющих машин и систем, 2003. 266 с.

Artemov N. I., Sereda T. G., Kostarev S. N., Nizamutdinov O. B. Technologies for automated control of a municipal solid waste landfill. Perm: Research Institute of Control Machines and Systems, 2003. 266 p. Russian.

Лобачева Г. К., Желтобрюхов В. Ф., Прокопов И. И., Фоменко А. П. Состояние вопроса об отходах и современных способах их переработки: Учебное пособие. Волгоград: Изд-во Волгоградского госуниверситета, 2005. 174 с.

Lobacheva G. K., Zheltobryukhov V. F., Prokopov I. I., Fomenko A. P. The state of the issue of waste and modern methods of its processing: study guide. Volgograd: Volgograd State University Publishing House, 2005. 174 p. Russian.

Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территорий городов химическими элементами. М.: ИМГРЭ, 1982. 111 с.

Methodological recommendations for geochemical assessment of urban area contamination by chemical elements. Moscow: IMGRE, 1982. 111 p. Russian.

Методические рекомендации по формализованной комплексной оценке качества поверхностных и морских вод по гидрохимическим показателям. М.: Госкомгидромет СССР, 1988. 8 с.

Methodological recommendations for the formalized integrated assessment of surface and marine water quality by hydrochemical indicators. Moscow: USSR State Committee for Hydrometeorology, 1988. 8 p. Russian.

Ножевникова А. Н., Миронов В. В., Бочкова Е. А., Литти Ю. В., Русскова Ю. И. Состав микробного сообщества на разных стадиях компостирования, перспектива получения компоста из муниципальных органических отходов (обзор) // Прикладная биохимия и микробиология. 2019. Т. 55. № 3. С. 211–221. DOI: 10.1134/S0555109919030103

Nozhevnikova A. N., Mironov V. V., Bochkova E. A., Litti Yu. V., Russkova Yu. I. Composition of the microbial community at different stages of composting: prospects for obtaining compost from municipal organic waste (review). Applied Biochemistry and Microbiology. 2019; 55(3):211–221. Russian.

Подлипский И. И. Полигоны бытовых отходов как объекты геологического исследования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология. География. 2010. Вып. 1. С. 15–31.

Podlipsky I. I. Municipal solid waste landfills as objects of geological research. Vestnik of Saint Petersburg University. Series 7. Geology. Geography. 2010;1:15–31. Russian.

Путилина В. С., Галицкая И. В., Юганова Т. И. Влияние органического вещества на миграцию тяжелых металлов на участках складирования твердых бытовых отходов: аналитический обзор. Новосибирск: ГПНТБ СО РАН; ИГЭ РАН, 2005. 100 с.

Putilina V. S., Galitskaya I. V., Yuganova T. I. Effect of organic matter on heavy metal migration at municipal solid waste disposal sites: analytical review. Novosibirsk: GPNTB SB RAS; IGE RAS, 2005. 100 p. Russian.

СанПиН 1.2.3685-21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания: утверждены постановлением Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 28.01.2021 № 2. URL: https://publication.pravo.gov.ru/Document/View/0001202102030022 (дата обращения: 10.03.2026).

SanPiN 1.2.3685-21. Hygienic standards and requirements for ensuring safety and (or) harmlessness of environmental factors for humans: approved by the Resolution of the Chief State Sanitary Doctor of the Russian Federation No. 2, 2021. URL: https://publication.pravo.gov.ru/Document/View/0001202102030022. Russian.

Чередова Т. В., Дорошкевич С. Г., Хромова Е. А. Минеральный состав и формы нахождения частиц твердого осадка снегового покрова на объектах захоронения промышленных и бытовых отходов // Геосферные исследования. 2023. № 4. С. 104–114. DOI: 10.17223/25421379/29/7

Cheredova T. V., Doroshkevich S. G., Khromova E. A. Mineral composition and forms of occurrence of solid sediment particles in the snow cover at industrial and municipal waste disposal sites. Geospheric Studies. 2023;4:104–114. Russian.

Advancing sustainable materials management: 2018 fact sheet. Washington, DC: U.S. Environmental Protection Agency, 2020. URL: https://www.epa.gov/sites/default/files/2020-11/ documents/2018_ff_fact_sheet.pdf (cited 29.10.2025).

Banunle A., Fei-Baffoe B., Miezah K. et al. Economic viability assessment of small-scale biomass composting project within a developing country context. Circular Economy and Sustainability. 2024;4(2):951–971. DOI: 10.1007/s43615-023-00328-4.

Christensen T. H., Kjeldsen P., Bjerg P. L. et al. Biogeochemistry of landfill leachate plumes. Applied Geochemistry. 2001;16(7–8):659–718. DOI: 10.1016/S0883-2927(00)00082-2.

Chuai X., Yang Q., Zhang T. et al. Speciation and leaching characteristics of heavy metals from municipal solid waste incineration fly ash. Fuel. 2022; 328 (Art. 125338). DOI: 10.1016/j.fuel.2022.125338.

Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering. Sedimentary Geology. 1988;55(3–4):319–322.

Hu J., Chen Y. M., Xu W. J., Ke H. A bio-hydro-chemical model for gas pressure development in municipal solid waste landfills. Geotechnique. 2024;74(7):647–660. DOI: 10.1680/jgeot.21.00306.

Kabata-Pendias A., Mukherjee A. B. Trace Elements from Soil to Human. Berlin: Springer, 2007. 550 p.

Kumar A., Thakur A. K., Gaurav G. K. et al. A critical review on sustainable hazardous waste management strategies: a step towards a circular economy. Environmental Science and Pollution Research. 2023; 30:105030–105055. DOI: 10.1007/s11356-023-29511-8.

Lindamulla L., Nanayakkara N., Othman M. et al. Municipal solid waste landfill leachate characteristics and their treatment options in tropical countries. Current Pollution Reports. 2022;8(3):273–287. DOI: 10.1007/s40726-022-00222-x.

Nesbitt H. W., Young G. M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature. 1982;299(5885):715–717. DOI: 10.1038/299715a0.

Nosike R. C., Ijoma C. Integrating circular economy principles into waste management practices. Journal of Arts, Religion, Philosophy and Cultural Studies. 2025;1(1):17–25.

Nyika J., Onyari E., Dinka M., Mishra S. Heavy metal pollution and mobility in soils within a landfill vicinity: a South African case study. Oriental Journal of Chemistry. 2019; 35(4):1286–1296. DOI: 10.13005/ojc/350406.

Piantone P., Bodenan F., Chatelet-Snidaro L. Mineralogical study of secondary mineral phases from weathered MSWI bottom ash: implications for the modelling and trapping of heavy metals. Applied Geochemistry. 2004;19(12):1891–1904. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2004.05.006.

Shilkina S.V. Global trends in waste management and analysis of the situation in Russia. Russian Journal of Resources, Conservation and Recycling. 2020. Vol. 7. No. 1. URL: https://resources.today/PDF/05ECOR120.pdf (cited 29.10.2025). DOI: 10.15862/05ECOR120.

Siddiqui Y. S., Siddiqui A. A., Ayub S., Changani F. Investigations into the landfill behaviour of raw and treated wastes. Results in Engineering. 2024; 23 (Art. 102530) DOI: 10.1016/j.rineng.2024.102530.

Villar I., Alves D., Garrido J., Mato S. Evolution of microbial dynamics during the maturation phase of the composting of different types of waste. Waste Management. 2016; 54:83–92. DOI: 10.1016/j.wasman.2016.05.011.

Wang Q., Peng Y., Chen M., Xu M., Ding J., Yao Q., Lu S. Synthesis of layered double hydroxides from municipal solid waste incineration fly ash for heavy metal adsorption. Science of the Total Environment. 2024; 912 (Art. 169482). DOI: 10.1016/j.scitotenv.2023.169482.

Wei Y., Shimaoka T., Saffarzadeh A., Takahashi F. Mineralogical characterization of municipal solid waste incineration bottom ash with an emphasis on heavy metal-bearing phases. Journal of Hazardous Materials. 2011;187(1–3): 534–543. DOI: 10.1016/j.jhazmat.2011.01.070.

Wei Z., Xi B., Zhao Y., Wang S., Liu H., Jiang Y. Effect of inoculating microbes in municipal solid waste composting on characteristics of humic acid. Chemosphere. 2007;68(2): 368–374. DOI: 10.1016/j.chemosphere. 2006. 12.067.

Zhao Y., Zhang X., Jian Z. et al. Effect of landfill leachate on arsenic migration and transformation in shallow groundwater systems. Environmental Science and Pollution Research. 2024;31(3):5032–5042. DOI: 10.1007/s11356-023-31629-8.

Поступила в редакцию / Received 28.01.2026

Тиманиды-протоуралиды Европейского Северо-Востока: стратиграфия, магматизм, геодинамика, металлогения

Timanides-Proto-Uralides of the European Northeast: stratigraphy, magmatism, geodynamics, metallogeny

From June 16 to 18, 2026, the N. P. Yushkin Institute of Geology (division of the Federal Research Center «Komi Science Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences») hosted the Russian conference «Timanides-Proto-Uralides of the European Northeast: stratigraphy, magmatism, geodynamics, metallogeny». The event marked the 90th anniversary of the birth of Vsevolod Georgievich Olovyanishnikov (1936–2006), a distinguished researcher of the geology of the European Northeast and Candidate of geological and mineralogical sciences. Approximately one hundred researchers from Syktyvkar, Ukhta, Moscow, St. Petersburg, Yekaterinburg, Ufa, and other cities participated. The conference addressed a wide range of topics concerning recent advances in the geology of the Timanides-Proto-Uralides of the European Northeast — a region encompassing the Kanin-Timan Ridge, the basement of the Pechora Syneclise, the northern Urals, Pai-Khoi and adjacent territories. A round-table discussion was also held regarding the updating of Upper Precambrian–Cambrian stratigraphic schemes for standard regions.

С 16 по 18 июня 2026 г. в Сыктывкаре, в Институте геологии им. академика Н. П. Юшкина Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» состоялась российская конференция «Тиманиды-протоуралиды Европейского Северо-Востока: стратиграфия, магматизм, геодинамика, металлогения». Около ста ученых из Сыктывкара, Ухты, Москвы, Санкт-Петербурга, Екатеринбурга, Уфы и др. городов приняли очное и онлайн-участие в конференции.

Конференция приурочена к знаменательной дате — 90-летию со дня рождения выдающегося исследователя геологии Европейского Северо-Востока, кандидата геолого-минералогических наук Всеволода Георгиевича Оловянишникова (1936–2006 гг.).

На конференции был затронут широкий спектр вопросов, касающихся последних достижений в области геологии тиманид-протоуралид Европейского Северо-Востока, включающего Канино-Тиманскую гряду, фундамент Печорской синеклизы, северные районы Урала, Пай-Хой и сопредельные территории.



Выступление д. г.-м. н. С. К. Кузнецова, ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Talk by Dr. Sci. (Geology and Mineralogy) S. K. Kuznetsov, IG FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar



Директор института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН И. Н. Бурцев открывает конференцию

Director of the Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS I. N. Burtsev opens the conference



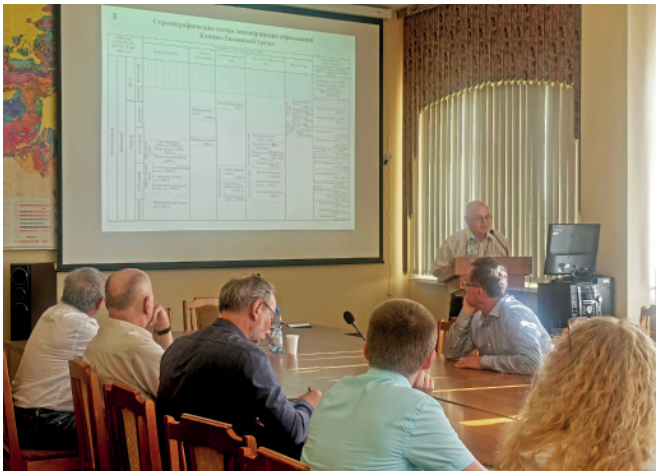
Доклад к. г.-м. н. М. А. Шишкина, Институт Карпинского, Санкт-Петербург

Talk by Cand. Sci. (Geology and Mineralogy) M. A. Shishkin, Karpinsky Institute, St. Petersburg



Вопрос задает к. г.-м. н. Г. Ю. Шардакова, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

The question is asked by Cand. Sci. (Geology and Mineralogy) G. Yu. Shardakova, IGG UB RAS, Yekaterinburg.



Заседание круглого стола

Round-table meeting



Онлайн-выступление сопредседателя конференции, чл.-кор. РАН Н. Б. Кузнецова, ГИН РАН, Москва

Online speech by Conference Co-Chair N. B. Kuznetsov, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences, GIN RAS, Moscow

Среди основных тем обсуждения были следующие:

• Глубинное строение, тектоника и геодинамика структурно-вещественных комплексов верхнего докембрия — кембрия.

• Разработка и актуализация стратиграфических схем тиманид-протоуралид.

• Изотопно-геохронологический, изотопно-геохимический и палеонтологический методы в решении вопросов стратиграфии верхнего докембрия — кембрия.

• Реконструкция обстановок осадконакопления в позднем докембрии — кембрии территории Европейского Северо-Востока и смежных территорий.

• Расчленение, корреляция и возрастные ограничения магматических комплексов тиманид-протоуралид Европейского Северо-Востока и смежных территорий.

• Рудообразование и металлогения тиманид-протоуралид Европейского Северо-Востока и смежных территорий.

В рамках конференции был проведен круглый стол по вопросам актуализации стратиграфических схем верхнего докембрия — кембрия типовых районов Европейского Северо-Востока.

По итогам конференции было принято решение обобщить материалы конференции и наметить пути решения актуальных проблем геологии верхнего докембрия Европейского Северо-Востока.

учёный секретарь конференции
к. г.-м. н. О. В. Гракова

Редакторы издательства:
О. В. Габова, К. В. Ордин (английский)

Компьютерная верстка:
Р. А. Шуктомов

Выписка из реестра средств массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 31.07.2026. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 7.5. Тираж 130. Заказ 1272. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). *Редакция, издатель:* Институт геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). *Адрес редакции, издателя, типографии:* 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. *Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта:* vestnik@geo.komisc.ru

На обложке использованы фото Е. Антроповой, А. Перетягина, М. Сокерина, Р. Шуктомова

На обложке: панцири морских диатомей (палеоген).
Свердловская область, карьер «Камышловский».
Образец Е. В. Антроповой, фото Е. М. Тропникова

On the cover: shells of marine diatoms (Paleogene).
Sverdlovsk region, Kamyshlovsky quarry.
Specimen by E. V. Antropova, photo by E. M. Tropnikov

Включен в «Белый список» научных журналов, входит в ядро РИНЦ (RSCI),
Перечень ВАК (научные специальности 1.6.1, 1.6.2, 1.6.4, 1.6.5, 1.6.10, 1.6.11, 1.6.14, 1.6.20, 1.6.21).
Индексируется: Russian Science Citation Index (RSCI), GeoRef, Российский индекс научного цитирования (РИНЦ),
Российские электронные библиотечные системы.
Зарегистрирован в системе CrossRef (статьям присваивается индекс DOI).
Распространяется бесплатно

Included in the "White List" of scientific journals, part of the Russian Science Citation Index (RSCI) core,
Higher Attestation Commission (HAC) list
(scientific specialties 1.6.1, 1.6.2, 1.6.4, 1.6.5, 1.6.10, 1.6.11, 1.6.14, 1.6.20, 1.6.21).
Indexed by: Russian Science Citation Index (RSCI), GeoRef and Russian Electronic Library Systems.
Registered in the CrossRef system (DOI is assigned to articles).
Free of charge