ISSN 1681-9004 (Print)
ISSN 2500-302X (Online)

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого

ЛИТОСФЕРА

Том 25 № 4 2025 Июль–Август

Основан в 2001 году

Russian Academy of Sciences
Ural Branch
A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 25 No. 4 2025 July–August

Founded in 2001

Литосфера, 2025. Том 25, № 4
Научный журнал
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН)

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических методик

Главный редактор **С.Л. Вотяков**
Заместитель главного редактора **В.В. Мурзин**
Ответственный секретарь **С.В. Берзин**
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГиГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карлетон Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Г.А. Петров, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарев, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.И. Силаев, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; А.Г. Талалай, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Холоднов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Черных, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Информацию о прохождении статей в редакции можно получить у зав. редакционно-издательского отдела Елены Николаевны Волчек: тел. (343) 287-90-45
Более полная информация и правила оформления статей, а также полнотекстовая версия журнала имеются на сайте http://lithosphere.ru

Адрес издателя и редакции: 620110, Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2025. Volume 25, No. 4
Scientific journal
Founded in 2001

Founder: Federal State Budgetary Scientific Institution A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences (IGG, UB of RAS)

The journal aims to develop scientific knowledge in the field of a wide range of problems of the solid Earth: the structure and dynamics of the development of the lithosphere in space and time; processes of sedimentation, lithogenesis, magmatism, metamorphism, mineral genesis and ore formation; creation of effective methods for prospecting and exploration of minerals; geophysical features of the Earth; development of modern technologies for researching and monitoring the state of the environment, forecasting and preventing natural and technogenic catastrophic phenomena; development of geoanalytical techniques

Editor-in-chief **Sergei L. Votyakov**
Deputy Editor-in-chief **Valerii V. Murzin**
Secretary **Stepan V. Berzin**
IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei D. Sokolov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Rafael H. Sungatullin (Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, Kazan, Russia); Valerii N. Udachin (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Richard Herrington (Natural History Museum, London, Great Britain); Il'ya I. Chaikovskii (Mining Institute, UB of RAS, Perm, Russia); Richard Ernst (Department of Earth Sciences, Carleton University, Ottawa, Canada); Viktor L. Yakovlev (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Editorial council: Albert V. Zubkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Georg A. Petrov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii I. Silaev (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

Publisher and editorial address: 15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia
Tel. (343) 287-90-45, Tel./fax (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru
Website: http://lithosphere.ru

© Institute of Geology and Geochemistry
© Authors of articles



Специальный выпуск журнала “Литосфера”

по материалам
14 Уральского литологического совещания
и 5 Всероссийской школы по литологии

“Гетерогенность в осадочных системах”

Special Issue of the Lithosphere Journal

based on the materials reported
at the 14th Ural Lithological Conference
and the 5th All-Russian School of Lithology

“Heterogeneity in Sedimentary Systems”

Редактор спецвыпуска

Маслов Андрей Викторович, *ГИН РАН, г. Москва*
ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

Ответственный секретарь

Бадида Людмила Владимировна, *ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург*

Редакционная коллегия:

Гаврилов Юрий Олегович, *ГИН РАН, г. Москва*
Тучкова Марианна Ивановна, *ГИН РАН, г. Москва*
Летникова Елена Феликсовна, *ИГМ СО РАН, г. Новосибирск*
Шишлов Сергей Борисович, *ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург*
Чайковский Илья Иванович, *ГИ УрО РАН, г. Пермь*
Мизенс Гунар Андреевич, *ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург*
Антошкина Анна Ивановна, *ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*
Сандула Андрей Николаевич, *ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар*

Special Issue Editor

Andrey V. Maslov, *Geological Institute, RAS, Moscow*
Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, Ekaterinburg

Executive Secretary

Lyudmila V. Badida, *Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, Ekaterinburg*

Editorial Board:

Yuri O. Gavrilov, *Geological Institute, RAS, Moscow*
Marianna I. Tuchkova, *Geological Institute, RAS, Moscow*
Elena F. Letnikova, *Institute of Geology and Mineralogy, SB of RAS, Novosibirsk*
Sergey B. Shishlov, *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, St. Petersburg*
Ilya I. Tchaikovsky, *Mining Institute, UB of RAS, Perm*
Gunar A. Mizens, *Institute of Geology and Geochemistry, UB of RAS, Ekaterinburg*
Anna I. Antoshkina, *Institute of Geology, Komi SC, UB of RAS, Syktyvkar*
Andrey N. Sandula, *Institute of Geology, Komi SC, UB of RAS, Syktyvkar*

СОДЕРЖАНИЕ

Том 25, № 4, 2025

Специальный выпуск журнала “Литосфера”
по материалам 14 Уральского литологического совещания
и 5 Всероссийской школы по литологии
“Гетерогенность в осадочных системах”

Предисловие 697

Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения
О. Ю. Мельничук, А. В. Маслов, Л. В. Бадида 701

Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата
О. Ю. Мельничук, А. В. Маслов 725

Комплекс преобразований терригенных и карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея Южного Урала в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань, г. Усть-Катав)
С. А. Дуб, Л. В. Бадида, О. Ю. Мельничук, Л. В. Леонова 748

Гипостратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал)
В. А. Панькова, А. В. Колесников, В. Н. Паньков, Е. Н. Высоцкий, И. В. Латышева, А. В. Шацилло, Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк 772

О классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений
М. Т. Крупенин 794

Геохимия и возраст детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока (Средний Урал): источники сноса и проблема докембрия
Г. Ю. Шардакова, Е. В. Пушкарев, А. О. Симанкова, В. С. Червяковский, М. В. Червяковская 819

Особенности сидеритовой минерализации в юрско-нижнемеловых глинисто-терригенных отложениях Западной Сибири
Л. Г. Вакуленко, О. Д. Николенко, А. Н. Пыряев, П. А. Ян 848

Новые данные о составе, строении и условиях формирования пограничной юрско-меловой толщи юго-восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (север Восточной Сибири)
А. Ю. Попов, Б. Л. Никитенко 861

Классификация турбидитовых каналов клиноформного комплекса нижнего мела Западной Сибири
А. В. Храмцова, К. В. Зверев, А. В. Мельников 876

Уфимские битуминозные песчаники Республики Татарстан: литолого-петрофизическая характеристика и история формирования
Р. Х. Сунгатуллин, А. И. Муллакаев, А. Н. Мингазутдинов, О. А. Софинская 890

Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма
С. Б. Шишлов, К. А. Дубкова, В. А. Чеботарева 907

Нефтематеринские породы межсолевого девонского комплекса Припятского прогиба, условия их образования, степень преобразованности и связь с процессами нефтегазообразования (Восточно-Европейская платформа)
Е. В. Бибикова 931

Нефритовые гальки Витимского нагорья и пояса Хотан (Китай): сравнительный минералого-геохимический анализ
В. Ф. Сотникова, Р. Х. Сунгатуллин, Е. В. Кислов 946

Микроскопические следы Чулымского болида, падение 1984 года
В. А. Цельмович, В. Г. Шельмин, Л. П. Максе 961

Магнезитовые микробиалиты Кундузакского проявления в коре выветривания Халиловского ультрабазитового массива (Южный Урал)
А. Ф. Георгиевский, Е. А. Жегалло, А. А. Георгиевский, В. М. Бугина, П. Э. Кайлачаков, К. А. Георгиевская, В. Е. Марков, Е. В. Карелина 977

Contents

Volume 25, No. 4, 2025

Special Issue of the Lithosphere Journal
based on the materials reported at the 14th Ural Lithological Conference
and the 5th All-Russian School of Lithology
“Heterogeneity in Sedimentary Systems”

Foreword 700

Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains
O. Yu. Melnichuk, A. V. Maslov, L. V. Badida 701

Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics
O. Yu. Melnichuk, A. V. Maslov 725

Diagenesis of siliciclastic and carbonate deposits of the Neoproterozoic Uk Formation in the stratotype section (Southern Urals, Yuryuzan river, Ust-Katav town)
S. A. Dub, L. V. Badida, O. Yu. Melnichuk, L. V. Leonova 748

Hypostratotype section of the Vendian Ust’-Sylvytsa Formation in the Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium (Central Urals)
V. A. Pankova, A. V. Kolesnikov, V. N. Pankov, E. N. Vysotsky, I. V. Latysheva, A. V. Shatsillo, N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk 772

On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits
M. T. Krupenin 794

Geochemistry and age of detrital zircon from the Quaternary deposits from the Ufaley block (Middle Urals): provenance and the problem of Precambrian
G. Y. Shardakova, E. V. Pushkarev, A. O. Simankova, V. S. Chervyakovsky, M. V. Chervyakovskaya 819

Special aspects of siderite mineralization in the Jurassic-Lower Cretaceous clay-terrigenous deposits of Western Siberia
L. G. Vakulenko, O. D. Nikolenko, A. N. Pyraev, P. A. Yan 848

New data on the composition, structure and conditions of formation of the boundary Jurassic-Cretaceous section of the southeastern part of the Anabar-Lena sedimentary basin (north of Eastern Siberia)
A. Yu. Popov, B. L. Nikitenko 861

Classification of turbidite channels of the Lower Cretaceous Clinoform complex in West Siberia
A. V. Khramtsova, K. V. Zverev, A. V. Melnikov 876

Ufimian bituminous sandstones of the Republic of Tatarstan: lithological and petrophysical characteristics and formation history
R. Kh. Sungatullin, A. I. Mullakaev, A. N. Mingazutdinov, O. A. Sofinskaya 890

Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea
S. B. Shishlov, K. A. Dubkova, V. A. Chebotareva 907

Oil source rocks of the intersalt Devonian complex of the Pripyat trough, conditions of their formation, degree of transformation and connection with oil and gas formation processes (East European platform)
A. V. Bibikava 931

Nephrite pebbles of the Vitim Highlands and the Hetian area (China): a comparative mineralogical and geochemical analysis
V. F. Sotnikova, R. Kh. Sungatullin, E. V. Kislov 946

Microscopic traces of the Chulym bolide, fall 1984
V. A. Tselmovich, V. G. Shelmin, L. P. Maxe 961

Magnesite microbialites of the Kunduzak occurrence in the weathering crust of the Khalilovsky ultrabasite massif (Southern Urals)
A. F. Georgievsky, E. A. Zhegallo, A. A. Georgievsky, V. M. Bugina, P. E. Kailachakov, K. A. Georgievskaya, V. E. Markov, E. V. Karelina 977

Subscription

The current and preceding issues of the Journal can be ordered at
15 Akad. Vonsovsky st., A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ekaterinburg 620110, Russia.
Tel.: (343) 287-90-45, Tel./fax: (343) 287-90-12. E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наука не стоит на месте, она меняется, расширяется, углубляется, и при этом все больше появляется вопросов “на стыке”. Этот “стык” оказывается на границе разных дисциплин, направлений и подходов, но чаще всего он встречается в исследуемом объекте. Любая наука пытается идеализировать свой объект, создаются абстрактные или сначала предельно упрощенные модели, отбрасываются некоторые “лишние” факты и детали, используются изолированные системы… И все это – ради возможности увидеть общую картину и постичь универсальные процессы. Для наук о Земле сложность и гетерогенность объектов исследования – одни из самых характерных особенностей. Чтобы создать некую идеальную модель, которую можно будет применить на практике, нужно в каждом конкретном случае описать и увидеть весь спектр неоднородности в объекте.

Именно в связи со сказанным в начале 2024 г. специалистам-литологам была предложена к обсуждению тема “Гетерогенность в осадочных системах”. С таким названием в октябре того же года в Екатеринбурге прошло 14 Уральское литологическое совещание и приуроченная к нему 5 Всероссийская школа студентов, аспирантов, молодых специалистов и ученых по литологии, которым когда-то профессор В.П. Алексеев, один из создателей, дал интригующее общее название – биеннале. Организаторами биеннале выступили сотрудники лаборатории литологии Института геологии и геохимии УрО РАН. Мероприятие проходило под знаком 300-летия Российской академии наук, Десятилетия науки и технологий Российской Федерации и 85-летия ИГГ УрО РАН.

Актуальность темы связана с тем, что в последнее время в литологии, геохимии осадочных пород и минерагении все большее внимание уделяется вопросам изучения неоднородности многокомпонентных отложений как на уровне образца, так и в масштабе крупных геологических тел. В этом направлении ведутся исследования микстолитов, коллекторов углеводородов (в том числе все более нетрадиционных), рудовмещающих отложений, осадочных последовательностей смешанного типа (карбонатно-терригенных, терригенно-карбонатных, глинисто-кремнистых, соленосных и т. д.), повышенное внимание специалистов привлекает диагностика пирокластики и космогенного материала в осадочных толщах.

Гетерогенность (от др.-гр. – “другой” + “род”) присуща многим природным объектам и феноменам, от атома до Вселенной. Мир устроен неизмеримо сложнее, чем кажется на первый взгляд, да еще и невооруженным глазом. Изучение гетерогенности природных объектов является неотъемлемой частью работ научного и прикладного характера. При рассмотрении осадочных систем мы сталкиваемся с гетерогенностью практически повсеместно: в толщах пород, слоевых ассоциациях, образцах. Именно неоднородность позволяет видеть и выделять различные петро- и литотипы, их парагенезы, типы разрезов и формации, искать коллекторы, покрышки, рудоносные горизонты и нефтематеринские толщи, пытаться выяснить их генезис разнообразными методами, в том числе с использованием стадиального или фациального анализа.

Образцы некоторых классов осадочных пород, например силицитов или эвапоритов, с первого взгляда кажутся однородными, но тем ценнее и тем бóльшую индикаторную значимость имеет наличие примесей в них. Другие классы, безусловно, не нуждающиеся в особом представлении литологам, “сделали гетерогенность своим брендом”, но тем любопытнее расшифровывать историю их формирования на всех этапах литогенеза в широком смысле этого термина. Даже в самом, казалось бы, “скучном” осадочном разрезе при детальном изучении всегда обнаруживается изюминка, в частности, пирокластическая примесь в терригенных отложениях, кремневые конкреции в чистых известняках, космогенный материал или благородные металлы в соленосных последовательностях. Чередование карбонатных и терригенных слоев (вероятно, самая простая литологическая гетерогенность) в разрезе, а также их взаимоотношения по латерали нередко позволяют понять, где была береговая линия бассейна и в каком направлении он углублялся, очертить границы дельты или вдольбереговые тела, сделать выводы относительно изменений солености водоема, климата и тектонической ситуации в регионе. Не будем забывать, что рядом авторов выделяется отдельный литотип с весьма созвучным с темой биеннале и настоящего выпуска названием – гетеролиты, или альтерниты, представляющий собой тонкое чередование двух (как правило) компонентов, отвечающих разным гидродинамическим условиям седиментации. Часто такой литотип (например, тонкое переслаивание песчаников и аргиллитов) обладает низкими фильтрационно-емкостными свойствами, но изменение степени неоднородности осадка после отложения, возможно, вследствие высокой активности роющих беспозвоночных способно сделать его перспективным коллектором. Еще одна группа пород, привлекаю-

щая все большее внимание исследователей, – микстолиты, представляющие собой смеси компонентов различного состава и генезиса. Среди них хорошо известные нефтяникам “доманикиты” и “бажениты” – породы, имеющие высокий нефтегазогенерационный потенциал. Ряд пород смешанного состава можно продолжить диамиктитами, “оскобитами” и т. д.

Неоднородности фиксируются и в кристаллических решетках минералов, а также на молекулярном уровне. Один и тот же химический элемент может иметь разный изотопный состав в компонентах различного генезиса: например, изотопно-легкий углерод органического вещества принципиально отличается от углерода вмещающих карбонатных отложений. Фракционирование лантаноидов в природных процессах позволяет успешно реконструировать самые разные явления геологического прошлого. Таким образом, и в основе изотопно-геохимических исследований в науках об осадочных породах также лежат представления о гетерогенности тех или иных объектов.

Можно ли добавить что-то еще об актуальности разнообразных вопросов изучения гетерогенности осадочных образований? Однозначно, да, и мы надеемся, что предлагаемый вниманию читателей специальный выпуск журнала “Литосфера”, где собраны оригинальные статьи, написанные на основе докладов, которые были представлены на 14 Уральском литологическом совещании и 5 Всероссийской школе по литологии, насыщен примерами, в той или иной степени иллюстрирующими современное многообразие экзогенных процессов и продуктов.

Специальный выпуск журнала открывает статья О.Ю. Мельничука, А.В. Маслова и Л.В. Бадиды, посвященная методикам реконструкции различных характеристик климата (весьма гетерогенного фактора формирования осадочных пород, как это следует из любого прогноза погоды на ближайший месяц) на палеоводосборных площадях. В ней дан обзор определений климата, сопоставлены различные климатические классификации, а также рассмотрены особенности палеоклиматических реконструкций. На основе ряда литогеохимических характеристик глинистых пород (после их комплексного седиментологического, минералогического, петрографического, геохимического изучения) авторы показали возможности и ограничения реконструкций степени увлажнения и среднегодовых температур в приземном слое воздуха для водосборов прошлого.

В работе О.Ю. Мельничука и А.В. Маслова продолжен анализ проблем палеоклиматических реконструкций. Реконструкции климатических обстановок накопления осадочных последовательностей, которые рассматривают авторы, опираются как на результаты собственно литологических методов, так и на данные, полученные с использованием литогеохимических приемов и подходов. На примере информации о валовом химическом составе глинистых пород рифея стратотипической местности продемонстрированы подходы к вычислению количественных палеоклиматических характеристик.

Гетерогенность процессов постседиментационных изменений карбонатных и терригенных пород укской свиты верхнего рифея проиллюстрирована С.А. Дубом с соавторами. Чаще всего степень преобразования терригенных и карбонатных пород рассматривается отдельно, что неудивительно, ведь подходы, критерии и индикаторы для разных типов пород различны. Однако, по мнению авторов, это не всегда правильный путь. Они попытались наметить общий комплекс эпигенетических преобразований для обоих типов пород, разделяя при этом градационные/стадиальные изменения и наложенные/флюидотектонические.

Детальное описание гипостратотипа усть-сылвицкой свиты верхнего венда по берегам Широковского водохранилища и обнажений у г. Чусового в Пермском крае представляет статья В.А. Паньковой и ее коллег. В ней подробно охарактеризованы разнообразные литологические особенности пород, исследованы микробиально-индуцированные осадочные текстуры и дано стратиграфическое расчленение.

Вопросы классификаций месторождений магнезиально-железистых карбонатных руд освещены в работе М.Т. Крупенина. Автором выполнен обзор современных представлений о формировании магнезитов и, как результат, предложена систематика их промышленных месторождений.

Результаты изучения детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока предложены Г.Ю. Шардаковой с соавторами. На основе геохимических особенностей циркона и его изотопного возраста выполнена оценка типа субстрата и возможных геотектонических условий формирования пород блока.

Особенности сидеритовой минерализации в юрско-нижнемеловых глинисто-песчаных отложениях Западной Сибири охарактеризованы в работе Л.Г. Вакуленко с соавторами. Несмотря на широкую распространенность и очевидное разнообразие, сидериты остаются все еще малоизученными минералами. На большом фактическом материале авторами показано, что сидериты формируются в разнообразных условиях и на различных этапах литогенеза под влиянием множества факторов, все это отражается в разнообразии их структур и изоморфных примесей. Однако до настоящего времени не существует универсального подхода к реконструкции условий образования сидерита в осадочных толщах. Данная статья – шаг в сторону понимания особенностей формирования сидеритов.

Новые сведения о составе, строении и условиях формирования пограничной юрско-меловой толщи юго-восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна приведены А.Ю. Поповым и Б.Л. Никитенко. Авторами описаны минералого-петрографические и литохимические характеристики пород, реконструирован регрессивный тренд накопления волжско-валанжинской толщи. На границе буолкалахской и кигиляхской свит установлена смена условий седиментации, связанная со значительным увеличением темпов поступления терригенного вещества.

В работе А.В. Храмцовой, К.В. Зверева и А.В. Мельникова представлена классификация турбидитовых каналов клиноформного комплекса нижнего мела Западной Сибири. Известно, что типы подводных конусов выноса, их морфология и строение имеют важное значение при разведочных работах, так как эта информация дает возможность существенно повысить точность прогноза породколлекторов. В статье описаны диагностические признаки, выполнена типизация турбидитовых каналов ачимовской толщи по морфологии и литологическому заполнению, а также рассмотрено предполагаемое влияние на распределение продуктивных песчаных отложений.

Палеореконструкции условий формирования и переформирования месторождений природных битумов рассмотрены коллективом авторов под руководством Р.Х. Сунгатуллина. Ими проведен анализ литологических и петрофизических параметров битуминозных песчаников шешминского горизонта уфимского яруса на территории Республики Татарстан, а также охарактеризованы палеофациальные условия и тектонические процессы, благодаря которым происходило уникальное накопление битумов.

Большая работа по реконструкции обстановок осадконакопления верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма проделана С.Б. Шишловым, К.А. Дубковой и В.А. Чеботаревым. Авторами предложена модель, учитывающая диагенетические преобразования отложений в бескислородных условиях, выделены трансгрессивно-регрессивные последовательности и, кроме того, составлена серия палеогеографических схем для узких временных интервалов, демонстрирующих детали эволюции обстановок осадконакопления.

Статья Е.В. Бибиковой посвящена анализу геохимических характеристик нефтегазопроизводящих толщ Припятского прогиба, их классификации и связи качества нефтематеринских пород с условиями осадконакопления.

Россыпные нефриты Витимского нагорья (Республика Бурятия) и Кунь-Луня (Северо-Запад Китая) рассмотрены в работе В.Ф. Сотниковой, Р.Х. Сунгатуллина и Е.В. Кислова. В ней на основе сравнения геологических условий, минерального, петрохимического и микроэлементного состава приведены новые данные по сходству и различию нефритовых россыпей России и Китая.

О гетерогенности межпланетарного уровня идет речь в статье В.А. Цельмовича, В.Г. Шельмина и Л.П. Максе. Авторы отмечают, что вопрос о возможности диагностики кометного вещества на поверхности Земли стоит довольно остро, и приводят обзор современного состояния исследований в этом направлении. В качестве примера в данной работе проанализированы микроследы Чулымского болида и выявлен ряд диагностических признаков, позволяющих определить наличие в породах частиц кометного происхождения.

Роль микробиоты в породо- и рудонакоплении обсуждается в работе А.Ф. Георгиевского с соавторами. В статье проанализированы проблемы микробного породообразования, рассмотрена роль в этом процессе цианобактерий и доказывается биогенная (биолитная) природа магнезита Кундузакского проявления (Халиловский ультрабазитовый массив, Южный Урал).

А.В. Маслов, Л.В. Бадида, О.Ю. Мельничук, С.А. Дуб

FOREWORD

In 2024, sedimentologists were offered the topic of "Heterogeneity in Sedimentary Systems" for discussion. And that was the name of the 14th Ural Lithological Conference and the 5th All-Russian School of Students, Postgraduates, Young Specialists and Scientists in Sedimentology, were held in Yekaterinburg in October of the same year.

The organizers of meetings were the employees of the Lithology laboratory of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS. The event was held under the sign of the 300th anniversary of the Russian Academy of Sciences, the "Decade of Science and Technology of the Russian Federation" and the 85th anniversary of the Institute of Geology and Geochemistry UB RAS.

The relevance of the topic is due to the fact that recently in sedimentology, geochemistry of sedimentary rocks and metallogeny, more and more attention has been paid to the study of the heterogeneity of multicomponent deposits, both scale at the sample level and of large geological bodies. Heterogeneity (from the Ancient Greek "other + kind") is inherent in many natural objects and phenomena, from the atom to the Universe. The world is immeasurably more complex than it seems at first glance, and even to the naked eye. The study of natural objects heterogeneity is an integral part of scientific and applied work. When considering sedimentary systems, we encounter heterogeneity almost everywhere: in rock strata, in layer associations, in samples. It is heterogeneity that allows us to see and distinguish various lithofacies, their parageneses, sections and rock assemblages, search for reservoirs, seals, ore-bearing horizons and oil source strata, try to find out their genesis using various methods, including facies and post-depositional transformations analysis.

Some classes of sedimentary rocks, such as silicites or evaporites, seem fairly homogeneous at first glance, but the presence of impurities in them is all the more valuable indicator significance. Even in the most boring sedimentary section, upon detailed study, some highlight is always found, for example, a pyroclastic admixture in terrigenous deposits, siliceous concretions in pure limestones, cosmogenic material or noble metals in salt-bearing sequences. The heterolitic bedding of carbonate and terrigenous layers (probably the simplest lithological heterogeneity) in the section, as well as their lateral relationships, often allow us to understand where the coastline of the basin was and in what direction it deepened, to outline the boundaries of the delta or alongshore bodies, to draw conclusions about changes in the reservoir salinity, climate and the tectonic situation in the region. A number of authors distinguish specific facies – heteroliths or alternites, which are a fine alternation of two components corresponding to different hydrodynamic conditions of sedimentation. Another group of rocks that is attracting increasing attention from researchers are mixtolites, which are mixtures of components of different composition and genesis. Heterogeneities are also recorded in the minerals' crystal lattices, as well as at the molecular level.

Is there anything else that can be added about the relevance of various issues in studying the heterogeneity of sedimentary formations? Definitely yes, and we hope that this special issue of the journal "Lithosphere" offered to the readers' attention, which contains original articles written on the basis of reports presented at the 14th Ural Lithological Conference and the 5th All-Russian School of Lithology, is full of examples that to one degree or another illustrate the modern diversity of exogenous processes and products.

A.V. Maslov, L.V. Badida, O.Yu. Melnichuk, S.A. Dub

УДК 550.4+552.52:551.583.7 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-701-724

Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения

О. Ю. Мельничук[1], А. В. Маслов[1, 2], Л. В. Бадида[1]

[1]Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: melnichuk@igg.uran.ru; o.u.melnichuk@mail.ru
[2]Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский переулок, 7, стр. 1

Поступила в редакцию 16.02.2025 г., принята к печати 02.04.2025 г.

Объект исследования. Методика реконструкции климата палеоводосборных площадей. *Цель.* Выявить возможности и ограничения использования ряда геохимических характеристик глинистых пород (индекса CIA, RW-индекса, модулей и модульных диаграмм и пр.) при восстановлении сведений о степени увлажнения и среднегодовых температур (СГТ) в приземном слое воздуха для водосборов геологического прошлого. *Общие положения.* Рассмотрены типы классификаций климата и палеоклимата, особенности реконструкции палеоклимата с особым акцентом на геохимическом составе тонкозернистых пород. Классификация палеоклимата Н.М. Чумакова выдвинута в качестве наиболее объективной. Приведены геохимические критерии, по которым возможно реконструировать отдельные параметры, необходимые для ее применения. Так, относить различные толщи к продуктам выветривания питающих провинций в гумидном, аридном/семиаридном климате возможно не только с помощью модульных диаграмм Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис, но и при изучении геохимии титана. В дополнение недавно предложенное уравнение К. Дена с соавторами позволяет восстановить СГТ в области размыва материнских пород через величины CIA в мелководно-морских и дельтовых образованиях. Однако вычисление индекса CIA в отложениях, претерпевших литогенез, имеет ряд ограничений, многие из которых возможно преодолеть. Рассуждения подкреплены несколькими примерами рационального применения комплексного геохимического подхода к восстановлению характеристик климата в отношении верхнерифейских и верхневендских толщ, вмещающих красноцветные образования, нижневендских толщ, фиксирующих ледниковые и межледниковые события, и верхнедевонской полифациальной толщи с разнородным комплексом пород питающих провинций. *Вывод.* Реконструировать различные характеристики климата на палеоводосборах времени накопления тех или иных толщ с использованием литогеохимических характеристик глинистых пород можно только в том случае, когда выполнено их комплексное изучение, а исследователь принимает во внимание и учитывает многофакторность процессов, определяющих их состав.

Ключевые слова: *методика палеоклиматических реконструкций, глинистые породы, петрогенные оксиды, климат на палеоводосборах, верхний девон, венд, верхний рифей, Средний Урал, Южный Урал*

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6) и ГИН РАН (FMMG-2023-0004)

Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains

Oleg Yu. Melnichuk[1], Andrey V. Maslov[1, 2], Lyudmila V. Badida[1]

[1]A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: melnichuk@igg.uran.ru; o.u.melnichuk@mail.ru
[2]Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia

Received 16.02.2025, accepted 02.04.2025

Research subject. Paleoclimate reconstructions in source area. *Aim.* To identify the possibilities and constrains of using a number of geochemical characteristics of mud rocks (CIA, RW index, modules and modular diagrams, etc.) when

Для цитирования: Мельничук О.Ю., Маслов А.В., Бадида Л.В. (2025) Реконструкция климата на палеоводосборах с использованием геохимических данных для тонкозернистых обломочных пород: современные подходы, возможности и ограничения. *Литосфера*, **25**(4), 701-724. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-701-724. EDN: VJCLKZ

For citation: Melnichuk O.Yu., Maslov A.V., Badida L.V. (2025) Paleoclimate reconstructions in source area by using mud rocks geochemical composition: modern approach, possibilities and constrains. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 701-724. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-701-724. EDN: VJCLKZ

© О.Ю. Мельничук, А.В. Маслов, Л.В. Бадида, 2025

reconstructing data on the near-surface humidity and mean annual temperatures (MAT) for catchment areas of the geological past. *Key points.* The types of climate and paleoclimate classifications, features of paleoclimate reconstruction with a special emphasis on the geochemical composition of fine-grained rocks are considered. N.M. Chumakov's paleoclimate classification is put forward as the most objective. Geochemical criteria are given, according to which it's possible to reconstruct individual parameters necessary for its application. Thus, it is possible to classify various strata as weathering products of source rocks in a humid, arid/semiarid climate not only using the modular diagrams of Ya.E. Yudovich and M.P. Ketris, but also when studying the titanium geochemistry. In addition, the equation recently proposed by K. Deng et al. allows one to reconstruct the MAT in the area of source rock erosion using the CIA values in a shallow marine and deltaic sediments. However, calculating the CIA index in rocks has a number of constrains, many of which can be overcome. The discussion is supported by several examples of the rational application of the integrated geochemical approach to reconstructing the climate characteristics for Upper Riphean and Upper Vendian strata that bearing red beds, Lower Vendian strata recording glacial and interglacial events, and Upper Devonian formation with a heterogeneous complex of source rock and facies. *Conclusions*. It is possible to reconstruct various climate characteristics in paleocatchment area for certain strata using the geochemical characteristics of mud rocks only if they have been comprehensively studied and the researcher takes into account the multifactorial nature of the processes determining their composition.

Keywords: *paleoclimate reconstruction methods, mud rocks, major oxides, climate in the source area, Upper Devonian, Vendian, Upper Riphean, Middle Urals, Southern Urals*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6) and RAS Geological Institute (registration FMMG-2023-0004)

Acknowledgements

We are truly appreciate reviewers activity which made this article much more better.

ВВЕДЕНИЕ

Термин "климат", как правило, имеет два значения (Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006; Кислов, Суркова, 2023). Первое подразумевает, что климат (региональный) – это комплексная физико-географическая характеристика местности, включающая свойственный ей многолетний статистически определимый режим солнечной радиации, земного излучения, температуры воздуха и почвы, увлажнения и ветра. Под географической обстановкой в данном случае следует понимать не только положение местности (широта, долгота, высота над уровнем моря), но и характер земной поверхности. Второе определение расширяет рассматриваемый термин до планетарного масштаба, включающего изменения состояний системы "атмосфера–океан–суша–криосфера–биосфера". При этом под климатологией понимается раздел метеорологии, в котором изучаются закономерности формирования климатов, их распределение по земному шару в настоящем и прошлом и прогнозируются изменения в будущем (Хромов, Петросянц, 2006). Последнее определение ясно дает понять, что древний климат, или палеоклимат, глобальный или региональный, является предметом изучения климатологии и делает такой термин, как "палеоклиматология" как будто несколько избыточным. Тем не менее он общеупотребим и в основном используется при рассмотрении климата и климатических реконструкций в эпохи, предшествующие инструментальным измерениям (Bradley, 2015). В качестве "современного климата" – эталона, относительно которого следует рассматривать климатические изменения, согласно постановлению Всемирной метеорологической организации от 2015 г., нужно понимать набор статистических характеристик климатических переменных за 1981–2010 гг. (Кислов, Суркова, 2023), хотя для определенных целей, в том числе при палеоклиматических исследованиях, используются сведения о климате доиндустриальной эпохи (1850–1900 гг.). Последнее связано с тем, что деятельность человека в совокупности с естественными изменениями климата за последние ≈120 лет привела к изменению глобальной средней температуры земной поверхности и приземного слоя воздуха более чем на +1°C (см. различные оценки в (Gillet et al., 2021)), в частности на +1.5°C в 2023 г. по сравнению с доиндустриальным уровнем (Goessling et al., 2024).

В формировании климата Земли важнейшее значение имеет солнечная радиация, поставляющая свет и тепло и представляющая собой основную причину почти всех метеорологических явлений (Алисов, Полтараус, 1974). Годовые суммы и годовые вариации количества солнечной радиации на верхней границе земной атмосферы различны для географических широт ввиду сфероидальной формы, наличия магнитного поля и наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты. Поступающее в атмосферу солнечное излучение в разной степени поглощается и отражается ею (в том числе облаками) и земной поверхностью. Важными характеристиками при этом являются теплопроводность земной

поверхности и ее альбедо – количественный параметр, определяющий отражающую способность. Например, исключительно высоким альбедо обладают снежный покров (80–90% – свежий снег, около 50% – давно лежащий) и гладкая водная поверхность (до 70% при высоком стоянии солнца), более низким – сухой песок (до 40%), почвы и растительный покров (10–30%), наименьшим – влажный чернозем и водная поверхность при низком стоянии солнца (Хромов, Петросянц, 2006).

Земная поверхность и атмосфера постоянно отдают тепло в космос и обмениваются им друг с другом (явление теплооборота), что, в свою очередь, находит отражение в процессах влагооборота и циркуляции атмосферы, протекающих в различных географических обстановках по-разному. Наглядным результатом взаимодействия этих процессов можно назвать формирование воздушных масс с различной температурой и влажностью – континентальных и морских, которые могут быть экваториальными (циркулируют в низких широтах, до 10°), тропическими (в широтах до 40°), полярными и арктическими/антарктическими (самые высокие широты) (Алисов, Полтараус, 1974; Кислов, Суркова, 2023), а также постоянных теплых и холодных течений Мирового океана.

ТИПЫ КЛАССИФИКАЦИЙ КЛИМАТА

Сочетание всех перечисленных феноменов проявляется в наличии климатических поясов, зональность которых осложнена областями с региональным климатом. Районирование разнообразия климатов Земли возможно только с использованием классификации – генетической, основанной на типизации причин климатообразования, или эмпирической, для которой исследователь выбирает мероны с учетом наблюдаемых климатически зависимых явлений (Алисов, Полтараус, 1974; Хромов, Петросянц, 2006; Кислов, Суркова, 2023). Примечательно, что классификации второго вида среди немецкоговорящих климатологов принято называть фактическими (Effektive Klimaklassifikation). При их создании области с тем или иным климатом выделяются путем сравнения различных количественных признаков климата, например среднегодовой температуры и суммы осадков, относительно внешних признаков, на которые климат оказывает существенное влияние – растительный покров, тип почв и пр. В основном в таких классификациях во внимание принимается именно растительность (по сути они являются геоботаническими), так как она является гораздо менее инерционным компонентом ландшафта в сравнении с другими (Кислов, Суркова, 2023).

Увы, всесторонней генетической классификации климатов в настоящее время не существует (Кислов, Суркова, 2023). Одной из наиболее полных является классификация Б.П. Алисова, представленная впервые в журнале “Метеорология и гидрология” (1936) и позднее проработанная им в 50-х и 60-х гг. XX в. Она базируется на географических особенностях радиационного режима и циркуляции атмосферы в нижних слоях тропосферы. В этой классификации выделяются 7 типов климата (4 основных и 3 переходных/субтипа) в зависимости от широтной зональности. При этом тропический, субтропический и умеренный климат подразделяются на океанический, континентальный, муссонный (западных и восточных берегов) и горный подтипы. Экваториальный и субэкваториальный климаты – на 3 подтипа (океанический, континентальный и высокогорный), а субполярный и полярный – на 2 каждый – (суб)арктический и (суб) антарктический (Алисов, Полтараус, 1974). Главные типы названы по преобладающим в них в течение года воздушным массам, а переходные – в связи с сезонной сменой преобладающего типа воздушных масс. Среди других генетических классификаций климата можно отметить работу Г. Флона (Flohn, 1950), основа которой – преобладающий тип зонального ветра в нижней части тропосферы в той или иной области идеализированного континента (так называемая “климатическая свекла”). Ее более поздние модификации были построены только для континентальных (Kupfer, 1954) либо и морских, и континентальных областей (Neef, 1956) и представляли собой карты.

Одной из наиболее популярных эмпирических или фактических классификаций является классификация В.П. Кеппена (Köppen, 1884, в переводе Volken, Brönnimann, 2011). В ее изначальном виде по средней температуре самого теплого месяца и, например, количеству месяцев с той или иной средней температурой выше порогового значения выделены климат тропических, субтропических, умеренных (с теплым/холодным летом, океанический), холодных поясов и полярный. Так, В.П. Кеппеном в указанной работе климат тропического пояса характеризовался средней температурой всех месяцев >20°C (т. е. был теплым в его понимании) и температурой самого теплого месяца >30°C. Затем, в том числе при содействии Р. Гайгера, указанная классификация была усовершенствована: климатам были присвоены буквенные индексы, а детальность выделения подтипов возросла. Например, в работе 1936 г. выделяются тропический (A), сухой (B), теплый умеренный (C), снежный (D) и полярный (E) типы климата и 13 подтипов.

В более позднем варианте классификации (Geiger, 1954) подтипы охарактеризованы наиболее полно. По температурному критерию выделены жаркий аридный, холодный аридный, с теплым, жарким, прохладным летом, резко континентальный, морозный полярный, тундровый подтипы климата, а по количеству осадков – пустынный,

степной, полностью гумидный, с сухой зимой либо летом, муссонный. Все многообразие подтипов (около 30) достигается сочетанием характеристик. Например, Cwb – умеренный теплый климат (C) с сухими зимами (w) и теплым летом (b). Последующие модификации этой классификации в основном переопределяют количественные критерии для выделения типов и подтипов, а также используют более современные (с большим разрешением) навигационные сети для построения карт. Так, в модификации (Peel et al., 2007) учитываются среднегодовая температура, среднегодовая сумма осадков, температура самого теплого/холодного месяца, количество осадков самого сухого/влажного зимнего либо летнего месяца.

Среди других многочисленных эмпирических классификаций отметим лишь некоторые. Так, классификация природных зон А.А. Григорьева и М.И. Будыко (1959) разделяет наземные экосистемы 22 географических зон по степени увлажнения и показателю радиационного баланса (разница между поглощенной земной поверхностью радиацией и ее эффективным излучением). Ландшафтно-ботаническая классификация Л.С. Берга (1938) основана на его более ранней классификации ландшафтно-географических зон суши. В ней выделяются два крупных класса: климаты низин (11 типов) – океанов и суши, климаты возвышенностей – нагорий и плато (6 типов), горных систем и отдельных гор. В этой классификации в отличие от классификации Кеппена – Гайгера строго разграничены широтная и высотная климатические зональности. И, наконец, классификационная система растительности (древесной и травяной) по функциональному типу (ФТР) и приуроченности к тому или иному климатическому поясу (один из примеров см. в работе (Plant…, 1997)), которая нередко лежит в основе других, более сложных моделей. Все перечисленные эмпирические классификации имеют один недостаток, верно подмеченный Б.П. Алисовым: “Нельзя при выделении климатических областей руководствоваться исключительно ландшафтными признаками, объединяя по геоботаническим показателям территории с различным режимом инсоляции и циркуляции атмосферы. Например, не во всех случаях ландшафт тундры свидетельствует о преобладании арктических масс воздуха или наличие влажных тропических лесов – об экваториальном типе климата” (Алисов, Полтораус, 1974, с. 231).

ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ПАЛЕОКЛИМАТОВ И РЕКОНСТРУКЦИИ ИХ ПАРАМЕТРОВ

Для реконструкции палеоклимата геологи в отличие от метеорологов не могут использовать специальные инструменты для измерения температуры, давления, влажности воздуха, силы ветра и количества осадков, а также применять генетические классификации климата, в связи с чем может показаться, что реконструкция климата прошлых эпох если не невозможна, то затруднительна. Однако, как справедливо отмечено в монографии А.В. Гольберта, “…климаты геологического прошлого, в том числе весьма отдаленного, принципиально познаваемы, а проблема палеоклиматических реконструкций вполне реальна…” (1987, с. 14). К такому выводу А.В. Гольберт приходит, планомерно показывая читателю, в том числе с использованием принципа актуализма, что палеоклиматические исследования возможны по двум причинам. Первая – влияние климата и его изменения отражаются в составе горных пород и ископаемых организмов единообразно и адекватно. Вторая – древние и современные типы выветривания и осадконакопления, а также таксоны или ценозы древних флор и фаун можно если не отождествлять, то сравнивать с их современными аналогами.

Ввиду повсеместного влияния климата на процессы, происходящие и происходившие на земной поверхности, существует значительное количество индикаторов, по которым можно диагностировать палеоклимат и палеоклиматические изменения (Страхов, 1960а, 1960б, 1962; Алисов, Полтораус, 1974; Синицын, 1980; Методы…, 1985; Ясаманов, 1985; Гольберт, 1987; Климат…, 2004; Хромов, Петросянц 2006; Bradley, 2015; Paleoclimatology, 2021). Следует отметить литологические индикаторы (Страхов, 1960а, 1960б, 1962; Boucot et al., 2013; и др.): минералы и отложения-маркеры определенных типов климата, а также характерные для разных типов климата диагенетические преобразования осадков и совокупности отложений в ранге формаций. Геохимические (s. lato) (подробнее см. обзоры (Duzgoren-Aydin et al., 2002; Маслов и др., 2003; Юдович, Кетрис, 2011; Tabor, Myers, 2015; Molén, 2024)) включают в себя литохимические (как правило, для состава глинистых пород и палеопочв), изотопно-геохимические (изотопы C, O, Li) и микроэлементные индикаторы. При реконструкции палеоклиматов с использованием палеонтологических индикаторов проводится изучение как танатоценозов, так и отдельных ископаемых таксонов, в том числе их морфологических (например, те же указанные ранее ФТР) и экологических особенностей (подробнее см. (Методы…, 1985; Янин, 2009)). Наилучшими, на наш взгляд, следует признать такие реконструкции, при которых применяется комплексный подход.

Пример использования климатически чувствительных отложений в сочетании с палеогеографическими реконструкциями представлен в атласе климатов фанерозойского времени А.Дж. Буко с соавторами (Boucot et al., 2013). Тропический и субтропический климат выделяется ими по нали-

чию в разрезах углей, бокситов, каолинита, латеритов и оолитовых железных руд; теплый умеренный – по сочетанию углей и каолинита; прохладный умеренный – только углей и ледниковых отложений, холодный – только ледниковых отложений, аридный – по преобладанию эвапоритов и калькретов. Среди классификаций современного климата при реконструкциях возможно использовать распределение ассоциаций ФТР или особенности морфологии отдельных органов растений, например сохранившихся листьев, как это сделано в программе CLAMP (обзор см. (Spicer et al., 2021)), а также классификацию Кеппена – Гайгера (Yu et al., 2023). Однако ее применение становится все более неудобным, а количество выделяемых подтипов климата редуцируется в связи с тем, что далеко не все их характеристики возможно вычленить при изучении древних образований. Такая проблема в целом характерна для палеоклиматических индикаторов, поскольку при анализе все более древних отложений часть из них исчезает из летописи либо теряет значимость. Наглядно (пусть и несколько грубо) это можно продемонстрировать на примере специальной литературы, посвященной палеоклиматическим реконструкциям определенного времени. Так, для реконструкции палеоклимата четвертичного периода Р.С. Брэдли (Bradley, 2015) приводит в качестве инструментов данные, полученные с помощью изучения ледового керна Гренландии и Антарктики, донных океанических, лессовых и озерных отложений, спелеотем, биоценозов либо исследования отдельных групп фоссилий (спор и пыльцы, остатков насекомых, фауны и флоры, в том числе древесных колец). В свою очередь, при рассмотрении протерозойского палеоклимата в обзорной работе (Young, Williams, 2020) в основном обозначены литологические и геохимические индикаторы – ледниковые и эоловые отложения, эвапориты, примитивные палеопочвы, индексы химического выветривания.

Логичным упрощением классификации Кеппена – Гайгера, применимым к древним отложениям, нам видится классификация Л. Чжана с коллегами (Zhang et al., 2016), представляющая собой модификацию схемы из работы (Peel et al., 2007). Благодаря использованию статистических методов, количество характеристик палеоклимата в ней сведено к четырем. Например, авторы отмечают сильную прямую корреляцию между минимальной температурой самого холодного месяца и СГТ у земной поверхности, максимальной температурой самого теплого месяца и средней температурой самых теплых месяцев (СТТМ). По такому параметру, как СГТ, климаты разделены на тропический (тип A, СГТ ≥ 23°C), умеренный (тип C, 9 ≤ СГТ < < 23°C), континентальный (D, –10 ≤ СГТ < +9°C) и полярный (E, СГТ < –10°C). Климаты дождевых лесов (Af/Am) и саванн (As/Aw) различаются величинами среднегодовой суммы осадков (СГСО) – более 1.8 м и менее этой отметки соответственно. Умеренный и континентальный климаты подразделены по параметру СТТМ, при значениях которого ≥21°C климату присваивается литера a, от 15 до 21 – b, менее 15°C – литера c. Таким образом, можно говорить о гумидном субтропическом (Ca), приморском умеренном (Cb) и субарктическом (Cc), континентальном с жарким (Da) либо теплым (Db) летом и континентальном субарктическом (Dc) климатах. Для отечественного исследователя такая типизация будет несколько странной, поскольку субтропический и субарктический климаты в классификации Б.П. Алисова обособлены. В дополнение нужно иметь в виду, что область развития континентального климата с теплым летом (Db) во многом пересекается с областью умеренного климата Северного полушария. Для подразделения климатов аридного типа (B) в классификации Л. Чжана с соавторами используются значения индекса аридности Кеппена ($AI_{Köppen}$ = СГСО/(СГТ + 33) (Köppen, 1923)). Для типа B в целом характерны значения $AI_{Köppen} < 10.4$, степного подтипа (BS) $5.7 \le AI_{Köppen} < 10.4$, пустынного подтипа (BW) $AI_{Köppen} < 5.7$. По величине СГТ каждый из них может быть охарактеризован как теплый (h, СГТ ≥ ≥ 18°C) либо холодный (k, СГТ < 18°C).

Следует подчеркнуть, что при использовании классификации (Zhang et al., 2016) мы можем говорить лишь о том, что некий палеоклимат был похож на современный или сопоставим с ним, однако, как справедливо отмечено Н.М. Чумаковым (2004), при рассмотрении палеоклиматов (в частности мезозоя) *не всегда климатическая зональность на Земле по широтным характеристикам была сопоставима с ныне существующей*, в связи с чем названным автором предлагается характеризовать палеоклиматы, применяя однозначные термины. По палеоширотному положению: высокоширотный – от 90 до 60° палеошироты, среднеширотный – от 60 до 30°, низкоширотный – от 0 до 30°; по степени увлажнения – гумидный, аридный и семиаридный; по величинам СГТ – холодный или ледниковый (при наличии значительных ледниковых покровов или многолетней мерзлоты) с СГТ < 0°C, умеренно-холодный (0–5), умеренный (5–10), умеренно-теплый (10–15), теплый (15–20) и жаркий (>20°C). Несмотря на искусственное деление по СГТ, нижняя граница жаркого климата здесь примерно соответствует таковой тропического и теплого аридного по (Zhang et al., 2016); холодный и умеренно-холодный климат приблизительно отвечает континентальному, а умеренно-теплый и теплый – умеренному по (Zhang et al., 2016). Возможно ли сочетание этих классификаций либо уточнение температурных меронов в классификации (Чумаков, 2004) – вопрос будущего.

Все четыре перечисленных параметра (СГТ, СГСО, СТТМ, $AI_{Köppen}$) можно установить при

изучении ископаемых растительных остатков и использовании программы CLAMP, а при рассмотрении особенностей строения и геохимии палеопочв – только три (за исключением СТТМ) (Tabor, Myers, 2015). Впрочем, при отсутствии каких-либо параметров или проблем с их вычислением всегда можно обратиться к рассмотрению породных ассоциаций, вмещающих почвы либо растительные остатки. Тем не менее может возникнуть вопрос: как быть, если в изучаемом разрезе/регионе преобладают, что бывает часто, морские отложения, а их континентальных аналогов нет или они не обнажены? Не так давно появился ответ и на этот вопрос применительно к *геохимии дельтовых и эстуариевых*, а если принимать во внимание особенности накопления и перераспределения речных наносов в литоральные, сублиторальные и более глубоководные части конечного бассейна (см., например: Маслов, Мельничук, 2023, с. 71), то его можно распространить и на *геохимию морских глинистых отложений*.

В статье К. Дена с соавторами (Deng et al., 2022) приведено уравнение, описывающее зависимость величин химического индекса изменения (CIA) и СГТ, однако перед его рассмотрением следует пояснить, чем ценна указанная работа и каким незаурядным путем авторы пришли к такому результату. Использованная авторами при подготовке названной работы база данных включала содержание петрогенных оксидов для тонкозернистых отложений (взвесь и алеврито-глинистая фракция донных наносов) современных рек шести континентов – суммарно более 3.8 тыс. проб. Для всех проб были вначале определены показатели интенсивности силикатного выветривания – CIA (Nesbitt, Young, 1982) и индекс выветривания Паркера (WIP (Parker, 1970)). Затем при помощи различных баз данных, привязанных к глобальной навигационной сети, были рассчитаны актуальные для каждой пробы характеристики водосборных площадей (за исключением крупных речных сетей, которые несут смешанный сигнал), областей петрофонда и почвенных профилей, а также климатические характеристики. После этого для величин CIA и WIP, а также для 20 факторов окружающей среды, разбитых на четыре группы – климатические, геоморфологические, литологические и покровные, вычислены корреляционные связи: для большинства из них они оказались слабыми, в том числе между величинами CIA и СГСО. Главный акцент в работе (Deng et al., 2022) сделан на том, что в глобальном масштабе влияние СГТ на величину CIA является вполне очевидным, так как $r_{СГТ–CIA} = 0.60$. Более того, при температурах 0–30°C выявлена зависимость между величинами СГТ и CIA дельтовых отложений, которая выражается уравнением:

$$CIA = 1.02СГТ + 59.23, \quad (1)$$

где CIA рассчитывается как соотношение мольных долей оксидов – $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$, а CaO^*, в свою очередь, является мольной долей оксида кальция в силикатной матрице отложений (Nesbitt, Young, 1982).

Указанное уравнение было проверено (Deng et al., 2022) при вычислении глобального среднего CIA. Полученный результат (73.5) оказался близок к предыдущим оценкам (см., например: McLennan, 1993). При реконструкции палеотемператур для четвертичных, неогеновых, палеогеновых и даже пограничных пермь-триасовых отложений, фиксирующих яркие климатические события, уравнение (1) также показало хороший результат (расхождение с другими индикаторами составило <1–3°C), что позволяет нам выразить формулу (1) следующим образом:

$$СГТ = (CIA–59.23)/1.02 \pm 1–3°C. \quad (2)$$

Иными словами, авторы достигли позитивных результатов и небольшой погрешности при работе с ископаемыми осадочными архивами, а это, в свою очередь, способствовало оптимистичной оценке потенциала выведенного ими уравнения при палеореконструкциях, в том числе для более древних образований (сотни миллионов и миллиарды лет), в особенности тех, что не вмещают органические остатки.

Восстановление другого параметра, необходимого для использования классификаций (Чумаков, 2004; Zhang et al., 2016), – типа увлажнения, существовавшего в области древних водосборов, – также возможно, например, с применением геохимических индикаторов, описанных в публикациях (Юдович, Кетрис, 2000; 2011; Юдович и др., 2018). Я.Э. Юдович с соавторами отмечают, что для гумидных глинистых толщ типичны: 1) наличие в образцах каолинита, выражающееся в локализации фигуративных точек образцов в полях I и II диаграммы НКМ–ФМ ($(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_{3общ} + MnO + MgO)/SiO_2$), и сопряженная с его присутствием повышенная титанистость; 2) положительная корреляция TiO_2 с Al_2O_3 и отрицательная корреляция между TiO_2 и SiO_2 или TiO_2 и Na_2O, более выраженные в модулях НКМ и АМ (Al_2O_3/SiO_2) ввиду накопления титана именно в глинистой части пород. Для аридных (и семиаридных) глинистых толщ нередко характерно накопление калия в форме полевых шпатов (ПШ), ввиду чего могут наблюдаться необычные корреляции, например отрицательная взаимосвязь TiO_2 с K_2O. Кроме того, аттестация отложений в качестве гидролизатов (ГМ = $= (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3общ} + MnO)/SiO_2) > 0.55$) и/или красноцветность в сочетании с высокими значениями K_2O (> 5–6 мас. %) указывает на аридное выветривание (а с пониженной общей щелочностью – наоборот). Для диагностики существенного количества калиевых ПШ (КПШ) в образцах

могут быть полезны диаграммы Al_2O_3– K_2O и K/Al–K/Rb (van de Kamp, 2016).

ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ РАБОТЕ С ИНДЕКСОМ ХИМИЧЕСКОГО ИЗМЕНЕНИЯ И ПУТИ ИХ ВОЗМОЖНОГО ПРЕОДОЛЕНИЯ

В работе (Deng et al., 2022) сформулирован и ряд ограничений/требований к образцам силикокластических отложений (и разрезам), используемым для реконструкции СГТ прошлых эпох. Во-первых, для снижения эффекта минералогической дифференциации авторы рекомендуют изучать только глинистые и алевритовые образования, так как величины CIA для более грубозернистых осадков/пород приближены к CIA петрофонда (Nesbitt et al., 1997). Мы в своих работах (Маслов и др., 2024; Мельничук, Маслов, 2025а, б; Мельничук, Бадида, 2026) при составлении баз данных и соответственно в примерах, приводимых далее, опираемся на литохимические критерии, обозначенные Я.Э. Юдовичем с соавторами (2020) для глинистых пород, т. е., по сути, производим более строгий отбор. Тонкозернистые обломочные/глинистые породы в наших выборках отличаются содержаниями SiO_2 < 65–67 мас. %, Al_2O_3 > 15 мас. % и, главное, значениями ГМ > 0.30. И только для величины Na_2O/K_2O (ЩМ, щелочной модуль) мы иногда использовали более “мягкий”, нежели в публикации (Юдович и др., 2020), критерий – глинистыми породами считали образования не с ЩМ <0.50, а с ЩМ < 1.0 ± 0.1 (Юдович, Кетрис, 2000). Вполне естественно, что исследуемые образования по возможности должны отвечать глинистым породам и по минеральному составу (по результатам рентгеноструктурного и термического анализа), и, что называется, “на глаз”. Следует подчеркнуть, что по этой причине количество образцов, отобранных из гляциальных отложений, в любой рассматриваемой выборке может закономерно уменьшиться, так как, например, матрикс тиллитов зачастую не удовлетворяет перечисленным ограничениям по гранулометрическому составу и соответствующим геохимическим характеристикам.

Во-вторых, вариация состава петрофонда для исследуемого разреза (-ов) должна быть минимальна, что следует продемонстрировать с использованием независимых показателей (например, индикаторов, основанных на соотношении малоподвижных редких и рассеянных элементов). Лучше всего, если влияние этого фактора на величины CIA не будет меняться во времени для исследуемого разреза (-ов). Мы рекомендуем обращать внимание на положение точек состава глинистых пород на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993), Th/Sc–Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) и Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987), а также V–Ni–Th × 10 (Bracciali et al., 2007). Однако в последнем случае важно иметь в виду, что смещение фигуративных точек к вершине V возможно не только в результате вариации петрофонда, но и в ходе обогащения глинистых отложений V при их накоплении в бескислородных обстановках (Algeo, Li, 2020).

Рециклированная компонента в составе тонкозернистых пород выражается в их обогащении Hf и Zr, которое можно выявить при использовании диаграмм Hf–La/Th (Floyd, Leveridge, 1987) и Zr/Sc–Th/Sc (McLennan et al., 1993). Следует принимать во внимание, что для толщ, сложенных материалом первого цикла седиментации, характерно сохранение зависимостей, типичных для магматических пород петрофонда: положительной корреляции между титанистостью (ТМ = TiO_2/Al_2O_3) и железистостью (ЖМ = $(Fe_2O_{3общ} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$) и отрицательной корреляции между общей нормированной щелочностью и гидролизатностью (Юдович, Кетрис, 2000), тогда как в противном случае такие корреляционные связи будут нарушены.

При рассмотрении образований – продуктов разрушения смешанного по составу петрофонда наглядным показателем наличия в них основной вулкано- либо пирокластики и продуктов ее преобразования (Fe- и Mg-содержащих минералов) являются концентрации MgO > 3 мас. % (Юдович, Кетрис, 2000), не находящие позитивной корреляции с CaO. Искажение величины CIA в таких образцах возможно как с занижением (Babechuk et al., 2014), так и с завышением. Также возможно смещение фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород на диаграмме A–CN–K (Al_2O_3–CaO* + Na_2O–K_2O) (Fedo et al., 1995) влево (в сторону трендов выветривания основных и средних пород). Завышение величин CIA в основном наблюдается при наличии в составе глинистых пород хлорита, величина CIA для которого равна 100.

В-третьих, исследуемые отложения должны охватывать временной интервал минимум в тысячи – десятки тысяч лет, так как именно столько времени необходимо для ощутимого влияния изменений СГТ на интенсивность выветривания. Удовлетворить это требование, как правило, легко при изучении ископаемых отложений, поскольку один образец, представляющий условный сантиметр разреза, с учетом средних скоростей накопления осадков и коэффициента уплотнения глинистых образований может охватывать временной промежуток порядка 3 тыс. лет (см., например: Algeo, Li, 2020).

При изучении ископаемых глинистых пород существует еще как минимум две проблемы, которые необходимо решить перед тем, как использовать уравнение из работы (Deng et al., 2022). Первая связана с вычислением мольной доли CaO*, а вторая – с постседиментационными изменениями, в частности с необходимостью учесть влияние обогащения пород калием в ходе литогенеза (так называемый калиевый метасоматоз (Fedo et al., 1995)), ес-

ли таковое предполагается или доказано по результатам исследования минерального состава. Яркий пример – преобразование каолинита в иллит путем присоединения катионов калия.

Первая проблема решается с использованием методики, обозначенной в (McLennan, 1993), где CaO* присваивается минимальное из двух значений – ($CaO - 10/3 \times P_2O_5$) или Na_2O. Либо, если исследуемые породы изучены при помощи рентгеноструктурного (или силикатного) и термического анализа – снижением мольной доли CaO путем вычитания 10/3 мольных долей P_2O_5 (кальций в фосфатах), мольной доли CO_2 (кальций в кальците), половины мольной доли CO_2 (кальций в доломите) и 0.4 мольной доли SO_3 (кальций в сульфатах) (Babechuk et al., 2014; Gwizd et al., 2022).

При решении второй проблемы необходимо построить треугольную диаграмму A–CN–K и нанести на нее фигуративные точки образцов из предполагаемого источника сноса либо близкого к нему состава (например, гранит, андезит или известково-щелочной базальт (Condie, 1993)), линию предполагаемого (Nesbitt, Young, 1984) либо фактического тренда выветривания. Последний для кислых пород (гранита и гранодиорита, выветривавшихся в умеренном климате) представлены в работе (Meunier et al., 2013). Затем следует соединить каждую фигуративную точку, отклоняющуюся от тренда выветривания вниз и/или вправо с вершиной K и спроецировать на тренд выветривания, а затем на ось A–CN, получив скорректированную величину CIA ($CIA_{корр}$). При использовании предполагаемого тренда выветривания (Nesbitt, Young, 1984) можно опираться на методику, описанную в работе (Panahi et al., 2000).

Однако если для исследуемых образований предполагается/доказана только, например, трансформация смектита в иллит через вермикулит и смешаннослойные фазы, то в обозначенной процедуре нет особой необходимости (Fedo et al., 1995). Всегда важно помнить, что возможна и обратная трансформация. В таких случаях фигуративные точки тонкозернистых обломочных/глинистых образований в основном смещаются вдоль/субгоризонтально стороне CN–K треугольной диаграммы и величина CIA при этом не изменяется или изменяется незначительно. Связано это с тем, что в ходе аградации происходит замена ионов Na, Mg, Fe, Si в пакетах кристаллической решетки глинистых минералов на ионы K и отчасти Al либо, в случае деградации, наоборот (см., например: Япаскурт, 2008, гл. 5).

Ряд этих многочисленных условностей, как нам представляется, можно было бы избежать, используя в оригинальной работе (Deng et al., 2022) не CIA, а более современный, так называемый "надежный" RW-индекс выветривания (Cho, Ohta, 2022) либо такой индикатор, как $\ln(Al_2O_3/Na_2O)$ (Lipp et al., 2020). Авторами работы (Cho, Ohta, 2022) составлена база данных, включающая стандартизированные образцы и усредненные составы основных, средних и кислых магматических пород (порядка 100 фигуративных точек на каждый тип), а также образцы (всего 273 шт.) по профилям выветривания такого рода пород. К этой базе данных они применяли метод независимых компонент в сочетании с изометрическим преобразованием на основе логарифмических соотношений (isometric logratio (ilr) transformation). В итоге названными авторами были получены две независимые компоненты, одна из которых отвечала степени выветрелости пород, а другая характеризовала вариацию петрофонда. Для представления результатов исследования в виде треугольной диаграммы Mafic–Felsic–RW эти компоненты были инвертированы путем вычисления экспонент. Последнее и обусловливает громоздкость формулы RW-индекса:

$$RW = \exp(rw)/(\exp(m) + \exp(f) + \exp(rw)) \times 100, \quad (3)$$

где $m = 0.051 \times \ln(TiO_2) - 0.120 \times \ln(Al_2O_3) + 0.018 \times \times \ln(Fe_2O_{3общ}) + 0.33 \times \ln(MgO) + 0.193 \times \ln(Na_2O) - - 0.392 \times \ln(K_2O) + 0.330$, $f = -0.204 \times \ln(TiO_2) - - 0.0002 \times \ln(Al_2O_3) - 0.166 \times \ln(Fe_2O_{3общ}) - 0.177 \times \times \ln(MgO) + 0.311 \times \ln(Na_2O) + 0.236 \times \ln(K_2O) + + 0.176$, $RW = 0.152 \times \ln(TiO_2) + 0.198 \times \ln(Al_2O_3) + + 0.148 \times \ln(Fe_2O_{3общ}) - 0.152 \times \ln(MgO) - 0.503 \times \times \ln(Na_2O) + 0.156 \times \ln(K_2O) - 0.506$. Значение каждого петрогенного оксида в формулах рассчитывается как доля от ($TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_{3общ} + MgO + + Na_2O + K_2O$), умноженная на 100. За деталями вычислений мы рекомендуем обратиться в Supplementary S2 к (Cho, Ohta, 2022). В этом же приложении представлен удобный шаблон для расчетов, в котором автоматически вычисляется как сам RW-индекс, так и две другие компоненты – M (mafic apex) и F (felsic apex), необходимые для построения треугольной диаграммы.

RW-индекс еще нуждается в тестировании и, возможно, доработке, в том числе с помощью массива данных по осадочным породам, но даже сейчас он представляет особый интерес, так как предполагается (Cho, Ohta, 2022), что его использование лишено ряда неудобств, присущих CIA: на его величину не влияют вариации состава пород петрофонда, концентраций CaO и P_2O_5, а при расчетах нет необходимости вычислять мольные доли. Также применение RW-индекса возможно для решения второй из обозначенных проблем (вариация состава петрофонда).

Использование величины $\ln(Al_2O_3/Na_2O)$, на наш взгляд, сделало бы предполагаемую (при ее наличии) зависимость $\ln(Al_2O_3/Na_2O)$–СГТ применимой для расчета палеотемператур при работе с тонкозернистыми образованиями смешанного состава ("баженитами", доманикитами, "оскобитами" и пр.). Однако исследований в этом направлении пока нет.

Перед рассмотрением различных примеров из практики подчеркнем, что помимо оптимизма и ограничений в работе (Deng et al., 2022) есть место и вполне уместному пессимизму, выраженному в предложении рассматривать только относительные изменения значений CIA (ΔCIA) и СГТ (ΔСГТ = ΔCIA/1.02), так как влияние региональных геологических особенностей и искажение в расчете палеотемператур, является более или менее постоянным для одной осадочной последовательности.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ РАССМОТРЕННОЙ КОМПЛЕКСНОЙ МЕТОДИКИ

Верхнерифейские и верхневендские красноцветные образования палеоклиматов с различным увлажнением. В качестве примеров подобного рода образований нами выбраны два объекта. Первый – красноцветные тонкозернистые обломочные/глинистые породы из бирьянской (RF_3zl_1) и бедерышинской (RF_3zl_4) подсвит зильмердакской свиты Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Второй – верхневендские (верхняя часть редкинского и нижняя часть котлинского регионгоризонтов (Гражданкин и др., 2010)) аргиллиты крутихинской (V_2ck_6) и кобылоостровской (V_2ck_7) подсвит чернокаменской свиты сылвицкой серии, обнажающейся на западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий). Не все образцы чернокаменской свиты отобраны из красноцветных интервалов, однако нет оснований полагать, что образцы, взятые из зеленоцветных пачек, не имели до постседиментационных преобразований схожих окрасок (Гражданкин и др., 2010). В дополнение нет никаких существенных различий между ними, а также красно- и сероцветными аргиллитами тех же толщ верхнего венда и в геохимическом отношении (Маслов, 2020).

Общим для рассматриваемых верхневендских и верхнерифейских толщ является накопление в результате размыва в основном кислых пород (Гражданкин и др., 2010; Маслов, 2022), в связи с чем при корректировке величин CIA на диаграмме A–CN–K нами были выбраны тренды (Meunier, 1980; White et al., 2002), представленные в работе (Meunier et al., 2013), а также для наглядности на указанную диаграмму нанесены средние составы протерозойских гранитов и кислых магматических пород по (Condie, 1993). Степень постседиментационных изменений оценивается как позднекатагенетическая (Анфимов, 1997; Гражданкин и др., 2010). Некоторые различия рассматриваемых толщ заключаются в их фациальной природе. Так, тонкозернистые обломочные/глинистые образования в составе бирьянской подсвиты накапливались в основном в дельтовых (приустьевых частях) и литоральных (периодически заливавшихся и осушавшихся отмелях) обстановках, тогда как более удаленные от побережья сублиторальные обстановки с низкой гидродинамической активностью среды имели подчиненное значение (Маслов, 1988). Применительно к бедерышинской подсвите накопление тонкой алюмосиликокластики предполагается в литоральных (полуизолированных частях побережья) и более удаленных от побережья мелководно-морских обстановках (дистальных и медиальных частях сублиторали) (Маслов, 1988). Аргиллиты крутихинской подсвиты отвечают фациям дистальной части дельтовой равнины (осушавшейся, но и испытывавшей воздействие волнений), кобылоостровской подсвиты – подводных илистых равнин сублиторали (Гражданкин и др., 2010). Более существенные различия, на наш взгляд, связаны со степенью увлажнения на палеоводосборах во время формирования рассматриваемых толщ зильмердакской и чернокаменской свит.

Основные геохимические характеристики объектов 1 и 2 приведены в табл. 1. При этом заметно, что большинство образцов бирьянской и бедерышинской подсвит по сравнению с таковыми верхневендских толщ, вмещающих красноцветы, обогащены калием (K_2O > 5 мас. %), что также отражается в положении их фигуративных точек на диаграммах НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000) и Al_2O_3–K_2O (van de Kamp, 2016) (рис. 1): они, как правило, отклоняются от линии K/Al = 0.28 (линия мусковита) вверх и в сторону линии K/Al = 0.8 (линия КПШ), обладают величиной НКМ > 0.4 и попадают в поле глинистых пород, содержащих тонкорастертый ПШ. Некоторые из глинистых пород зильмердакской свиты являются гидролизатами с величинами ГМ > 0.55. При этом какие-либо геохимически значимые корреляционные связи между концентрациями оксида титана и других оксидов, а также модулей, характерные для образований гумидного климата (см. ранее), для них не обнаружены. Все это позволяет предполагать, что климат на водосборах во время накопления указанных подсвит зильмердакской свиты, скорее всего, был семиаридным/аридным, нежели иным. Это предположение, в свою очередь, находит отражение в строении и литохимических особенностях примитивных палеопочв, которые вмещают названные толщи (Маслов и др., 2013).

Аргиллиты крутихинской и кобылоостровский подсвит (объект 2) концентрируются в области пересечения двух полей – многокомпонентной смеси “хлорит + смектит + иллит” (V) и поля VI (глинистых пород, в основном иллитов с примесью тонкорастертого ПШ) – либо попадают в поле V близко к полю VI (см. рис. 1б). В случае кобылоостровской подсвиты можно предполагать накопление титана именно в глинистой составляющей, при отсутствии

Таблица 1. Описательные статистические характеристики основных породообразующих оксидов и некоторых индикаторных соотношений, а также корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или их модульными соотношениями для глинистых пород верхнего рифея западного склона Южного Урала и верхнего венда западного склона Среднего Урала

Table 1. Descriptive statistical characteristics for major oxides and some indicator ratios, plus some correlations between major oxides and/or their ratios for the Upper Riphean and Vendian mudrocks in the Southern and Middle Urals eastern slope accordingly

Компонент, индикатор, корреляционная пара оксидов	Подсвита			
	Бирьянская	Бедерышинская	Крутихинская	Кобылоостровская
SiO_2, мас. %	51.6–65.9 (59.0)	56.9–63.8 (59.5)	56.4–63.1 (59.8)	59.5–65.1 (61.0)
TiO_2	0.35–0.90 (0.69)	0.67–0.90 (0.82)	0.85–0.98 (0.91)	0.76–0.92 (0.90)
Al_2O_3	15.0–26.3 (17.6)	15.0–17.7 (16.6)	16.4–18.4 (17.1)	15.2–17.0 (16.7)
$Fe_2O_{3общ}$	4.71–8.69 (6.77)	3.98–8.41 (5.43)	6.26–10.9 (8.05)	6.66–8.16 (7.52)
MnO	0.01–0.29 (0.02)	0.00–0.10 (0.01)	0.03–0.04 (0.05)	0.06–0.20 (0.06)
MgO	1.29–3.57 (2.38)	1.98–4.25 (3.56)	1.77–2.56 (2.11)	1.94–2.46 (2.28)
CaO	0.07–1.35 (0.21)	0.74–1.14 (0.97)	0.17–0.57 (0.42)	0.33–0.44 (0.39)
Na_2O	0.08–1.08 (0.15)	0.71–1.09 (0.96)	0.60–1.80 (1.39)	1.15–2.00 (1.95)
K_2O	5.84–9.93 (7.92)	4.45–9.89 (6.65)	3.19–5.26 (4.30)	3.16–4.30 (3.98)
P_2O_5	0.03–0.38 (0.16)	0.13–0.43 (0.20)	0.08–0.34 (0.16)	0.14–0.17 (0.15)
П. п. п.	2.50–5.75 (3.93)	3.30–4.68 (4.40)	4.30–6.70 (5.40)	3.30–4.90 (4.40)
$Na_2O + K_2O$	5.98–11.0 (8.07)	5.35–10.7 (7.64)	4.74–6.26 (5.60)	5.10–6.20 (5.57)
АМ, д. ед.	0.23–0.51 (0.30)	0.24–0.30 (0.27)	0.27–0.32 (0.29)	0.23–0.28 (0.27)
ГМ	0.33–0.62 (0.43)	0.33–0.44 (0.40)	0.38–0.52 (0.44)	0.35–0.44 (0.41)
ФМ	0.11–0.21 (0.16)	0.12–0.21 (0.16)	0.13–0.23 (0.18)	0.13–0.18 (0.16)
ТМ	0.02–0.05 (0.04)	0.04–0.06 (0.05)	0.05–0.06 (0.05)	0.05–0.05 (0.05)
ЖМ	0.18–0.50 (0.36)	0.22–0.50 (0.31)	0.34–0.63 (0.46)	0.42–0.46 (0.44)
НКМ	0.32–0.60 (0.46)	0.33–0.63 (0.48)	0.27–0.39 (0.33)	0.30–0.37 (0.35)
ЩМ	0.01–0.11 (0.02)	0.08–0.20 (0.15)	0.11–0.50 (0.33)	0.29–0.64 (0.47)
CIA	59–74 (66)	56–69 (61)	67–74 (71)	67–72 (68)
$CIA_{корр}$	69–86 (84)	67–72 (70)	67–77 (72)	67–72 (68)
$CIA_{корр}$ по КПШ	69–83 (80)	63–71 (65)	–	–
TiO_2–SiO_2	–0.31	–0.11	–0.34	**–0.97**
TiO_2–Al_2O_3	0.27	–0.11	0.33	0.93
TiO_2–Na_2O	0.03	0.22	**0.53**	–0.22
TiO_2–K_2O	0.26	0.58	0.34	**0.98**
TiO_2–НКМ	–0.06	0.61	–0.20	0.24
TiO_2–АМ	0.29	–0.02	0.42	**0.95**
Количество проб	24	8	30	4

Примечание. Для петрогенных оксидов и индикаторных отношений значения приведены в форме “минимальное–максимальное (медианное)”. П. п. п. – потери при прокаливании. Здесь и в табл. 3, 4 для корреляционных связей полужирным отмечены геохимически значимые (Юдович и др., 2018) корреляционные связи ($r \geq r_{0.05}$). Прочерк – значения отсутствуют либо не вычислялись.

Note. Major oxide and indicator ratio values are in the form “minimum–maximum (median)”. П. п. п. – loss of ignition. Here and in tables 3, 4 geochemically significant (Yudovich et., 2018), correlations ($r \geq r_{0.05}$) are boldfaced. Dash showning data absence or lack of data calculation.

существенного обогащения пород калием и КПШ (см. рис. 1а) мы склонны считать, что она образована за счет материала, который испытывал воздействие на палеоводосборах в основном гумидного климата. С такой же уверенностью судить о степени увлажнения на палеоводосборах применительно к крутихинской подсвите сложно: отрицательные корреляции TiO_2–SiO_2 и TiO_2–НКМ, а также положительные связи между TiO_2 и Al_2O_3, АМ для нее не являются геохимически значимыми, а корреляция TiO_2–Na_2O и вовсе значимая положительная. Кроме того, редкие образцы в ее выборке пусть и слабо, но обогащены K_2O и КПШ (см. рис. 1а и табл. 1). Возможно, применительно к этому стратону следует говорить о дезинтеграции материнских пород в условиях семиаридного и семигумидного (?) климата.

Перед тем как перейти к следующему примеру, нужно остановиться на нескольких фактах и ограничениях, связанных с обогащением пород КПШ. Во-первых, фигуративные точки пород бирьянской и бедерышинской подсвит не просто отклоняются к вершине K на диаграмме A–CN–K, а скорее тяготеют к точке идеализированного состава КПШ

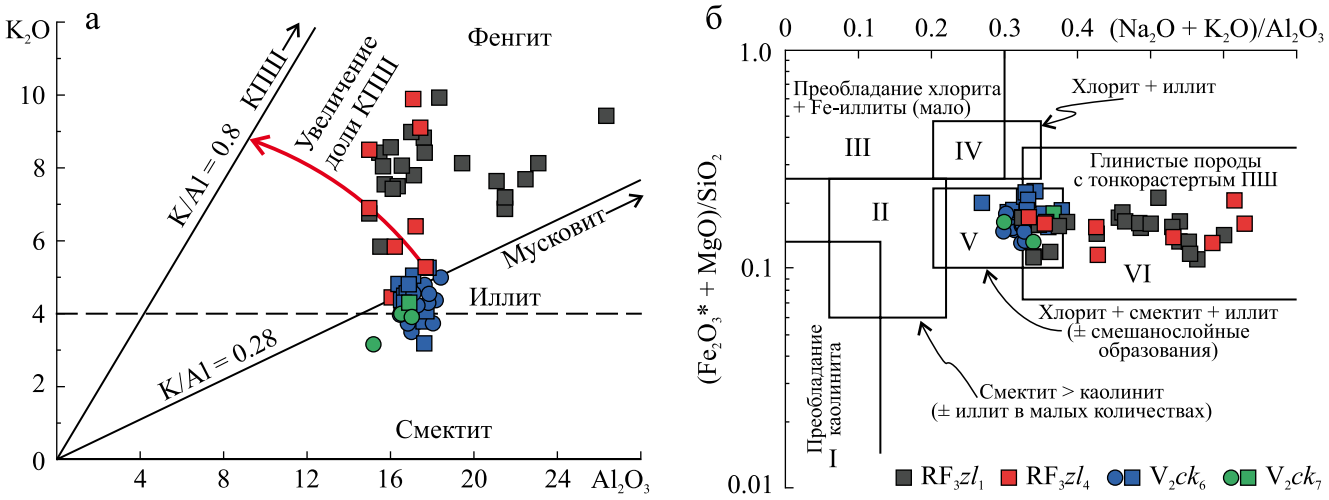


Рис. 1. Положение точек состава глинистых пород зильмердакской и чернокаменской свит на диаграммах Al_2O_3–K_2O (van de Kamp, 2016) (а) и $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_{3общ} + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (б).

Кружки – образцы, отобранные из обычно окрашенных пород, квадраты – из красноцветных интервалов. Поля на диаграмме (Юдович, Кетрис, 2000) приведены с использованием характерных значений.

Fig. 1. Position of mudrocks data points of the Zilmerdak Fm (Riphean stratotype) and Chernyi Kamen Fm (Middle Urals eastern slope) in the diagrams K_2O–Al_2O_3 (van de Kamp, 2016) (a) and $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_3* + MgO)/SiO_2$ (Yudovich, Ketris, 2000) (б).

Round points – samples from the common-colored bedsets, square points – from red beds. The fields in the diagram (Yudovich, Ketris, 2000) are given using characteristic values.

(рис. 2), и это заметное отклонение, уводящее точки состава ниже линии фактического тренда выветривания гранодиорита (White et al., 2002). Однако не все точки опускаются ниже этой линии, поэтому мы скорректировали их значения ранее в работе (Мельничук, Маслов, 2025б) по линии фактического выветривания гранита (Meunier, 1980). Тем не менее указанный методический прием на данный момент не кажется нам единственно возможным. В настоящей работе мы также скорректировали значения CIA двумя способами: 1) соединяя фигуративные точки глинистых пород с вершиной К; 2) соединяя их с точкой КПШ. Последний подход представляется более логичным, так как в действительности мы не имеем дела с калиевым метасоматозом, а рассматриваем продукты докембрийских кор выветривания аридного/семиаридного климата. Условно назовем этот вариант корректировки пессимистичным.

Во-вторых, часть фигуративных точек тонкозернистых обломочных пород бирьянской подсвиты (13 из 24) находятся близко к стороне А–К (см. рис. 2), что делает невозможным корректное вычисление $CIA_{корр}$ с использованием фактического тренда выветривания гранита, как и предполагаемого тренда выветривания средних составов протерозойских кислых магматических пород и гранитов. Причина заключается в том, что одной и той же величине CIA может соответствовать широкий интервал значений $CIA_{корр}$ (подробнее см.: Fedo et al., 1995). В нашем случае такие точки глинистых пород бирьянской подсвиты обладают величинами соотношения мольных долей оксидов $(CaO* + Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO* + Na_2O + K_2O) < 0.15$.

Применение комплексной методики, представленной в настоящей статье, позволяет реконструировать по данным о валовом химическом составе глинистых пород умеренно теплый и умеренный, реже теплый климат для водосборных площадей во время накопления крутихинской (гумидный режим) и кобылоостровской (семиаридный и семигумидный?) подсвит чернокаменской свиты (см. рис. 2). Принимая во внимание положение Балтики на реконструкциях, охватывающих интервал 540–580 млн лет (Li et al., 2023), следует дополнить эту характеристику прилагательным “низкоширотный”. Климат в области древних водосборных площадей был в основном жарким, теплым и умеренно-теплым (бирьянское время), умеренно-теплым и умеренным, либо, если принимать в расчет более пессимистичные оценки, – теплым и умеренно-теплым, умеренным и умеренно-холодным аридным/семиаридным соответственно (см. рис. 2). Однако и те и другие оценки плохо сочетаются с тем, что во время, приблизительно отвечающее накоплению бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, блоки коры, за счет разрушения которых они возникли, перемещались из высоких

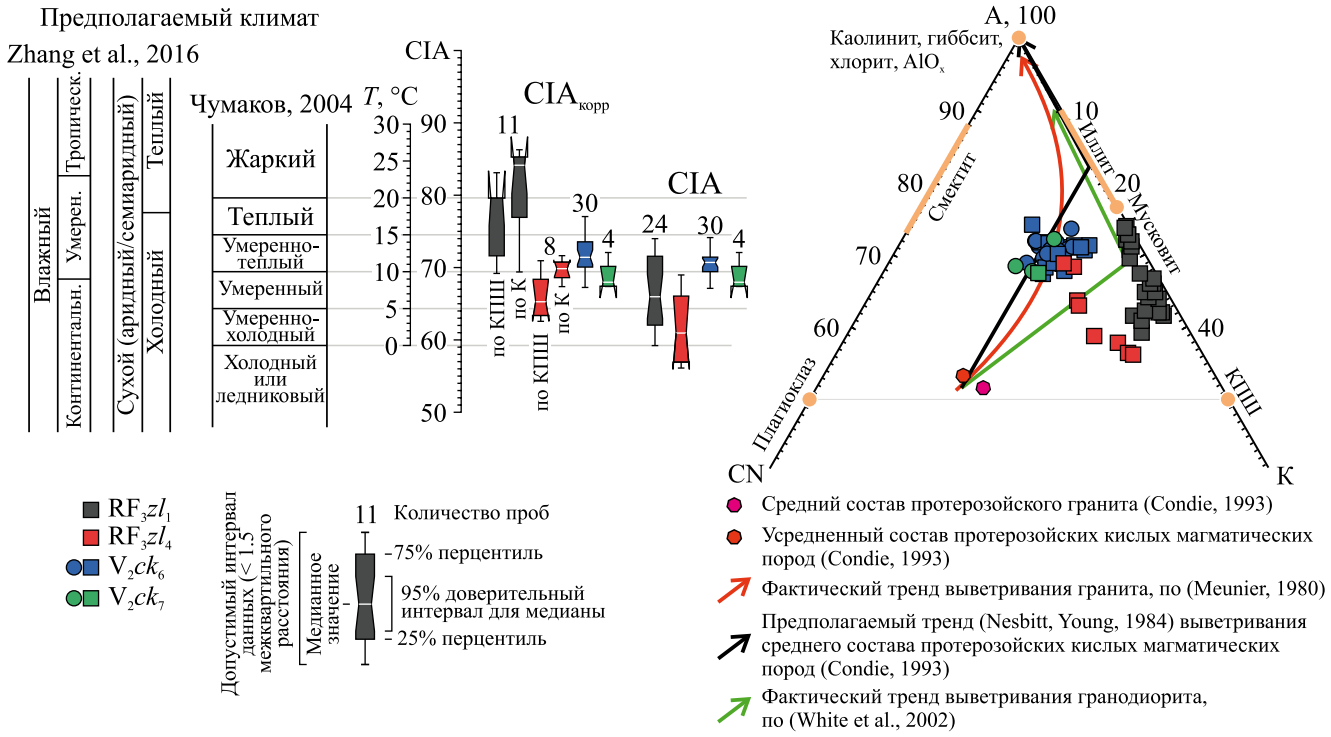


Рис. 2. Диаграмма A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для подсвит зильмердакской и чернокаменской свит, вмещающих красноцветные образования, а также сравнение значений CIA и CIA$_{корр}$ и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

Fig 2. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Zilmerdak and Chernyi Kamen Fm members, which bear red beds, as well as comparison of the CIA и CIA$_{корр}$ values and proposed climate type in the paleocatchments.

широт (≈1 млрд лет назад) в более низкие (900 млн лет). Возможно, иной способ корректировки, например на линию выветривания гранодиорита, будет более правильным.

Нижневендские ледниковые и ассоциирующиеся с ними образования. Обозначенные ограничения для вычисления СГТ с использованием индекса химического изменения и уравнения (2) делают эту процедуру для ледниковых и ассоциирующихся с ними образований холодного климата (Чумаков, 2004) неперспективной. Это обусловлено двумя явлениями: морозным выветриванием и ледовой экзарацией, которые не только не способствуют интенсивному химическому преобразованию протолита, но и благоприятны для переотложения материала. В качестве примеров рассмотрим далее нижневендские отложения (основные характеристики приведены в табл. 2). Первый объект – аргиллиты танинской свиты (V$_1$*tn*) серебрянской серии западного склона Среднего Урала, представляющие как гляциогенные (матрикс тиллитовидных конгломератов), так и негляциогенные (межледниковые) образования. Второй объект – аргиллиты глусской свиты (V$_1$*gl*) вильчанской серии Беларуси (Припятский прогиб). Малое количество образцов в этих выборках обусловлено тем, что мы исследуем именно тонкозернистые/глинистые породы, а матрикс конгломератов, к сожалению, зачастую не удовлетворяет геохимическим критериям пелитолитов (Юдович и др., 2018).

Танинская свита образовалась в результате размыва пород кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, в меньшей степени – рифейских магматических комплексов разного состава, т. е. на палеоводосборах во время ее формирования присутствовали магматические породы кислого и, вероятно, среднего состава, также в породах свиты присутствует литогенная компонента (Маслов и др., 2006, 2011). Глусская свита характеризуется (Kuzmenkova et al., 2018; Paszkowski et al., 2019) в основном как результат локального переотложения/ассимиляции ледником среднерифейских красноцветных пород пинской и оршанской свит. Важно иметь в виду, что в пинской свите преобладают олиго- и мезомиктовые алевролиты и тонко- и мелкозернистые песчаники, а глинистые породы имеют подчиненное значение. Оршанская свита практически полностью сложена кварцевыми и олигомиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками (Геология…, 2001). Все эти особенности вещественного состава материнских пород в той или иной степени отражаются и на распределе-

Таблица 2. Описательные статистические характеристики для основных породообразующих оксидов, их модульных соотношений, некоторых редких и рассеянных элементов глинистых пород нижнего венда западного склона Среднего Урала и юга Беларуси

Table 2. Descriptive statistical characteristics for major oxides, their module ratios, some trace elements for the Lower Vendian mudrocks in the Middle Urals and south Belarus

Компонент, модуль	Свита		
	Танинская*	Танинская**	Глусская
SiO_2, мас. %	57.1–64.1 (59.9)	54.6–64.5 (58.2)	59.0–63.3 (60.9)
TiO_2	0.66–0.84 (0.76)	0.83–1.26 (0.93)	0.73–0.96 (0.86)
Al_2O_3	17.3–20.6 (18.2)	15.6–20.2 (17.9)	13.7–17.8 (14.5)
$Fe_2O_{3общ}$	6.23–8.01 (7.24)	6.26–8.15 (7.01)	8.46–9.29 (8.9)
MnO	0.03–0.07 (0.06)	0.03–0.13 (0.04)	0.05–0.98 (0.05)
MgO	1.43–2.27 (1.73)	2.47–4.89 (3.02)	1.60–2.15 (1.74)
CaO	0.21–1.26 (0.32)	0.12–1.38 (0.41)	0.27–0.47 (0.40)
Na_2O	0.50–1.46 (1.23)	1.59–2.61 (1.82)	0.20–0.26 (0.26)
K_2O	3.63–6.36 (4.7)	3.40–5.59 (4.35)	5.39–5.82 (5.71)
P_2O_5	0.08–0.86 (0.19)	0.16–0.54 (0.23)	0.11–0.15 (0.14)
П. п. п.	3.00–4.20 (3.70)	3.35–6.59 (4.24)	3.96–5.54 (4.75)
$Na_2O + K_2O$	4.27–6.98 (5.93)	5.22–7.18 (6.18)	5.65–6.02 (5.97)
АМ, д. ед.	0.27–0.36 (0.30)	0.24–0.36 (0.31)	0.22–0.30 (0.24)
ГМ	0.38–0.49 (0.45)	0.35–0.52 (0.45)	0.38–0.46 (0.42)
ФМ	0.13–0.17 (0.15)	0.14–0.21 (0.18)	0.17–0.20 (0.17)
ТМ	0.04–0.04 (0.04)	0.05–0.06 (0.05)	0.04–0.07 (0.06)
ЖМ	0.30–0.43 (0.37)	0.33–0.44 (0.38)	0.46–0.64 (0.64)
НКМ	0.23–0.38 (0.33)	0.32–0.39 (0.34)	0.32–0.44 (0.41)
ЩМ	0.08–0.38 (0.25)	0.28–0.77 (0.41)	0.03–0.05 (0.05)
CIA	70–78 (71)	66–71 (69)	66–73 (67)
RW	39–63 (45)	28–42 (35)	74–78 (74)
n	9	66–73 (69)	3
Zr, г/т	133–226 (180)	–	145–268 (230)
Sc	2.4–12.3 (6.1)	–	10.7–11.5 (11.5)
Th	4.5–10.5 (8.7)	–	12.6–14.1 (13.9)
Cr	84.1–137.5 (123.1)	–	34.8–41.2 (41.2)
La	16.4–32.3 (24.8)	–	47.7–73.7 (69.1)
Hf	3.89–6.37 (4.81)	–	4.66–7.56 (6.73)
Rb	37–197 (88)	–	151–164 (157)
n	7	–	3

*Ледниковые и ассоциирующие с ними образования танинской свиты.
**Негляциогенные отложения в составе танинской свиты.
Примечание. Также см. пояснения к табл. 1.

*Tany Formation glacial and associated rocks.
**Tany Formation non-glacial rocks.
Note. See Table 1 notes.

нии фигуративных точек аргиллитов глусской свиты на диаграммах, предназначенных для идентификации минерального состава отложений (рис. 3) и петрофонда (рис. 4), а также на диаграммах A–CN–K (рис. 5) и “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (рис. 6).

При этом два образца из гляциогенных пачек танинской свиты и все образцы глусской свиты демонстрируют (см. рис. 3а, в) обогащение КПШ на диаграммах Al_2O_3–K_2O и K/Al–K/Rb (van de Kamp, 2016), в основном за счет отношения K/Al > 0.48. На диаграмме A–CN–K (см. рис. 5) они занимают положение, схожее с таковым красноцветных глинистых пород зильмердакской свиты, т. е. расположены вблизи точки излома линии фактического выветривания гранодиорита либо отклоняются от нее к вершине K (или КПШ?). Можно предположить, что они являются продуктами морозного выветривания образований, подобных бирьянской и бедерышинской подсвитам зильмердакской свиты верхнего рифея Южного Урала. Обогащение калием способствует и увеличению в рассматриваемых образцах значений RW-индекса, что делает их выше, чем у танинских межледниковых образований (см. рис. 6). В случае танинской свиты эти величины как будто бы позволяют сравнивать аргиллиты с почвами умеренного, а для глусской свиты – тропического климата. Вклад литогенной компонен-

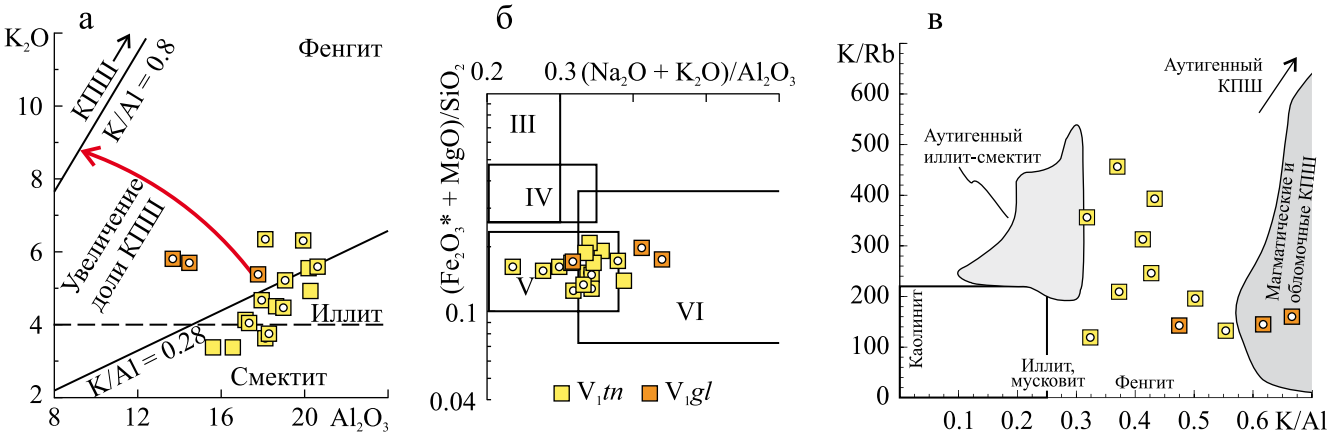


Рис. 3. Положение точек состава глинистых пород танинской и глусской свит на диаграммах Al_2O_3–K_2O (van de Kamp, 2016) (а); $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_{3общ} + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (б); K/Al–K/Rb (van de Kamp, 2016) (в).

Квадраты с белыми точками внутри – ледниковые и ассоциирующие с ними образования танинской и глусской свит. Также см. пояснения к рис. 1.

Fig. 3. Position of data points of the Tany and Glussk formations mudrocks in the Al_2O_3–K_2O (van de Kamp, 2016) (a); $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_{3общ} + MgO)/SiO_2$ (Yudovich, Ketris, 2000) (б); K/Al–K/Rb (van de Kamp, 2016) (в).

Square points with white rounds – Tany and Glussk glaciogenic rocks and associated strata. Also see Fig. 1 explanation text.

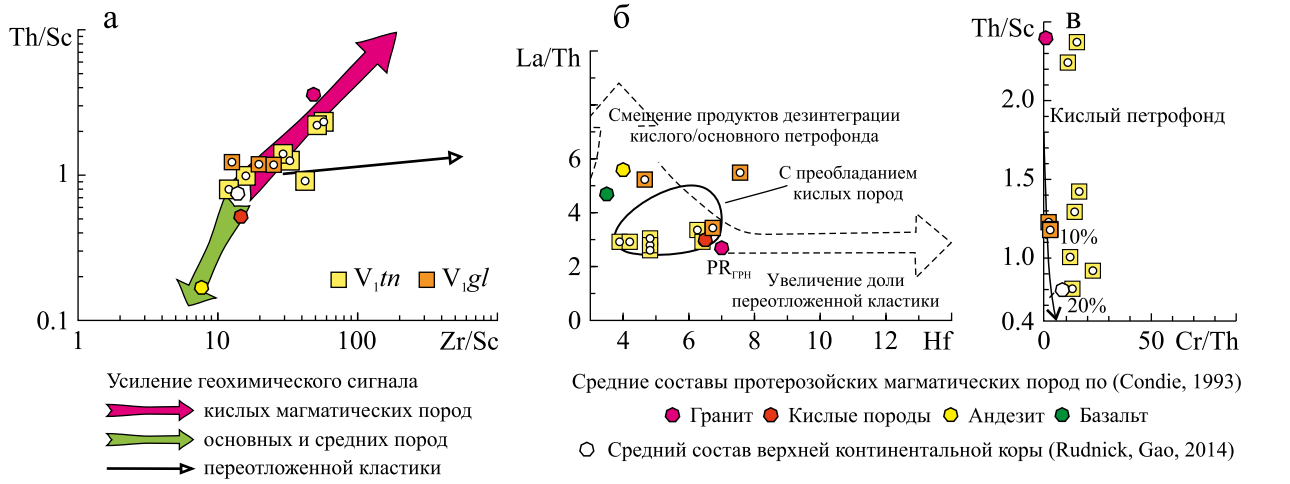


Рис. 4. Распределение фигуративных точек глинистых пород танинской и глусской свит на диаграммах, предназначенных для диагностики петрофонда и рециклированной компоненты.

На рис. “в” обозначена предполагаемая доля основных пород в петрофонде, %.

Fig. 4. Tany and Glussk formation data point distribution in the diagrams, aimed on the source rocks and recycled material diagnostics.

In the Figure part “в” percents – suggested amount of the mafic rocks in source area.

ты для танинских ледниковых и ассоциирующих с ними образований выражается в основном в отсутствии статистически значимых корреляционных связей НКМ–ГМ и ТМ–ЖМ (табл. 3).

Любопытно, что пробы аргиллитов, отобранных из межледниковых пачек танинской свиты, в сравнении с пробами гляциогенных тонкозернистых пород той же свиты являются более титанистыми и более магнезиальными, в них в целом выше концентрации Na_2O (см. табл. 2), ниже отношение K/Al (см. рис. 3а) и, соответственно, выше величины ЩМ. На диаграммах A–CN–K и “основной

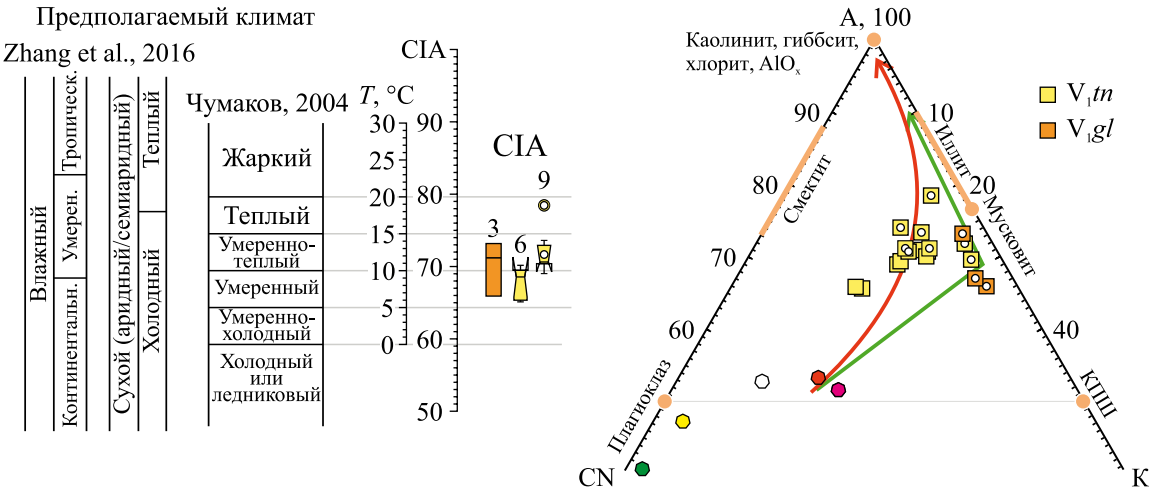


Рис. 5. Диаграмма A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для танинской и глусской свит, а также сравнение значений индекса CIA и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

См. пояснения к рис. 2, 4.

Fig. 5. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Tany and Glussk formations, as well as CIA values and proposed climate type in the paleocatchments.

Also see Fig. 2, 4 explanation text.

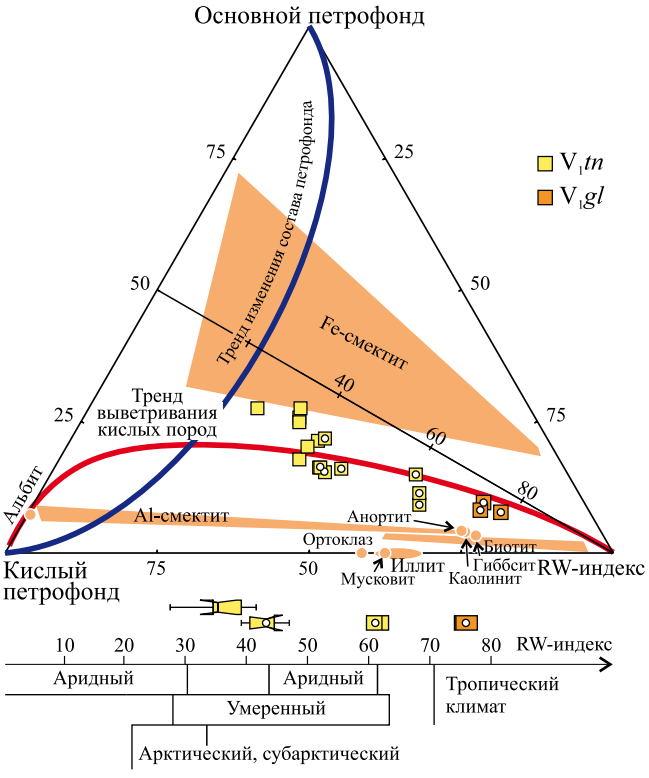


Рис. 6. Диаграмма “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (Cho, Ohta, 2022) и сравнение значений индекса RW, рассчитанного для глинистых пород нижнего венда западного склона Среднего Урала и Беларуси.

См. пояснения к рис. 2.

Fig. 6. Mafic – Felsic – RW-index diagram (Cho, Ohta, 2022) and comparison of RW values, calculated for Lower Vendian mudrocks in the Middle Urals eastern slope and Belarus south.

Also see explanation text for Fig. 2.

петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” их фигуративные точки нередко отклоняются от трендов выветривания кислых пород. Все это позволяет предполагать для них более интенсивное преобразование основных пород в областях палеоводосборов и делает дальнейшее сравнение реконструируемых СГТ неактуальным. Если посмотреть исключительно на совокупность образцов глинистых пород из неледниковых пачек танинской свиты, то их геохимические характеристики позволяют реконструировать гумидный, ввиду корреляций, отражающих накопление титана в глинистой части пород (см. табл. 3), и умеренный палеоклимат в пределах водосборных площадей как по величинам CIA (см. рис. 5), так и при сравнении со значениями RW-индекса в современных почвах (см. рис. 6).

Влияние фациального фактора на величины CIA. Еще одним примером, показывающим необходимость рационального использования индекса химического изменения, являются реконструкции условий формирования глинистых пород верхнефранской кодинской свиты восточного склона Среднего Урала. Породы представляют собой претерпевшие поздний катагенез и наложенные изменения аргиллиты, образовавшиеся за счет разруше-

Таблица 3. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или соотношениями модулей в глинистых породах танинской свиты Среднего Урала

Table 3. Some correlations for major oxides and/or their module ratios for Tany Formation mudrocks in the Middle Urals

Образец	n	TiO_2–SiO_2	TiO_2–Al_2O_3	TiO_2–Na_2O	TiO_2–K_2O	TiO_2–НКМ	TiO_2–АМ	НКМ–ГМ	ТМ–ЖМ
ΣV_1tn	15	**–0.69**	0.39	0.40	0.17	0.29	0.56	0.01	0.00
V_1tn	6	–0.71	**0.84**	–0.65	**0.91**	–0.06	**0.92**	–0.41	–0.38
V_1tn*	9	**–0.82**	**0.94**	–0.08	0.42	0.09	**0.82**	0.24	0.04

Примечание. ΣV_1tn – все пробы свиты, включая V_1tn* – гляциогенные и ассоциирующие с ними образования – и V_1tn – негляциогенные.

Note. ΣV_1tn – all Tany Formation samples, including V_1tn* – Tany Formation glacial and associated sediments, and V_1tn – Tany Formation non-glacial rocks.

ния аккреционного орогена на окраине Восточно-Европейской платформы, в состав которого входили островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора, что находит выражение в полимиктовом составе песчаников (Мельничук, 2024). Тонкозернистые породы кодинской свиты на диаграммах Zr/Sc–Th/Sc, Th/Sc–Cr/Th и Hf–La/Th, а также V–Ni–Th × 10 образуют скопления фигуративных точек, близкие к среднему составу палеозойского андезита (Condie, 1993). Исключение составляет положение фигуративных точек на диаграммах Th/Sc–Cr/Th (рис. 7а) и V–Ni–Th × 10 (рис. 7б). В дополнение вариация петрофонда заметна на диаграмме “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс”, где часть франских составов стремится к вершине “основной петрофонд” (рис. 7в).

Большая часть фигуративных точек глинистых пород кодинской свиты на диаграмме V–Ni–Th × 10 отклоняется от линии средних составов “верхняя континентальная кора – палеозойский базальт” в районе точки среднего состава палеозойского андезита к вершине Ni, что позволяет предполагать для части кодинских тонкозернистых пород усиление геохимического сигнала ультраосновных пород в источниках сноса. Подобным образом можно трактовать незначительное отклонение этих же точек от линии “кислый петрофонд – основной петрофонд” на диаграмме Cr/Th–Th/Sc вверх и вправо. Все перечисленные особенности обусловлены в первую очередь неравномерным распределением в породах Ni и Cr – элементов, которые типичны для продуктов разрушения основных и ультраосновных магматических пород (Юдович, Кетрис, 2011). Так, коэффициенты обогащения пород Ni относительно среднего состава верхней континентальной коры (UCC (Rudnick, Gao, 2014)) и Cr изменяются в пределах 0.9–6.6 и 0.7–3.3 соответственно (см. рис. 7г). Носителем этих элементов, вероятно, является хлорит: $r_{0.05}$Cr–Chl = 0.34, $r_{0.05}$Cr–MgO = 0.60, $r_{0.05}$Ni–Chl = 0.41, $r_{0.05}$Ni–MgO = 0.64, при этом все корреляционные связи, кроме Cr–Chl, являются геохимически значимыми.

Однако интерес вызывает не только положение фигуративных точек аргиллитов кодинской свиты на обсуждаемых диаграммах, но и их распределение в стратотипическом разрезе на р. Исеть и фациальная приуроченность. При анализе распределения точек заметно, что пробы, отобранные из глинистых пачек, накапливавшихся в условиях фронта дельты/продельты либо демонстрирующих усиление влияния реки на область сублиторали, обладают бóльшими концентрациями Ni и Co, содержат больше хлорита (9–20 мас. % против 3–10 мас. %), в них в целом больше и плагиоклаза (9–17 мас. % против 3–14 мас. %), чем образцы аргиллитов из той части разреза, что формировалась в литоральных и сублиторальных обстановках. Это в итоге приводит к тому, что величина CIA для толщ, испытывавших ощутимое влияние речных выносов ниже, чем для мелководно-морских, – 67–78 (медианное 74) и 76–80 (медианное 78) соответственно (рис. 8). В существенной корректировке эти величины не нуждаются, так как обогащение пород калием происходило в рассмотренном примере только за счет трансформации смектита в иллит (Мельничук, Рянская, 2017). Корреляционные связи, которые могли бы указывать на накопление Ti в глинистой составляющей, для кодинской свиты, как для всей выборки, так и для отдельных типов фаций за редким исключением, нарушены (табл. 4).

Если подходить формально к реконструкции интенсивности выветривания и палеоклиматических характеристик на палеоводосборах, то можно предполагать, что кодинская свита образовалась за счет материала, дезинтегрировавшегося в условиях умеренного (при накоплении дельтовых фаций), умеренно теплого и теплого (характерен для всех фаций), реже жаркого (сублиторальные образования) семиаридного/аридного климата низких широт. Такая интерпретация плохо сопоставляется с глобальными климатическими реконструкциями (Boucot et al., 2013), согласно которым аккреционная окраина Восточно-Европейской платформы в позднем девоне находилась в области тропического климата. Возможно, указанные нестыковки имеют аклима-

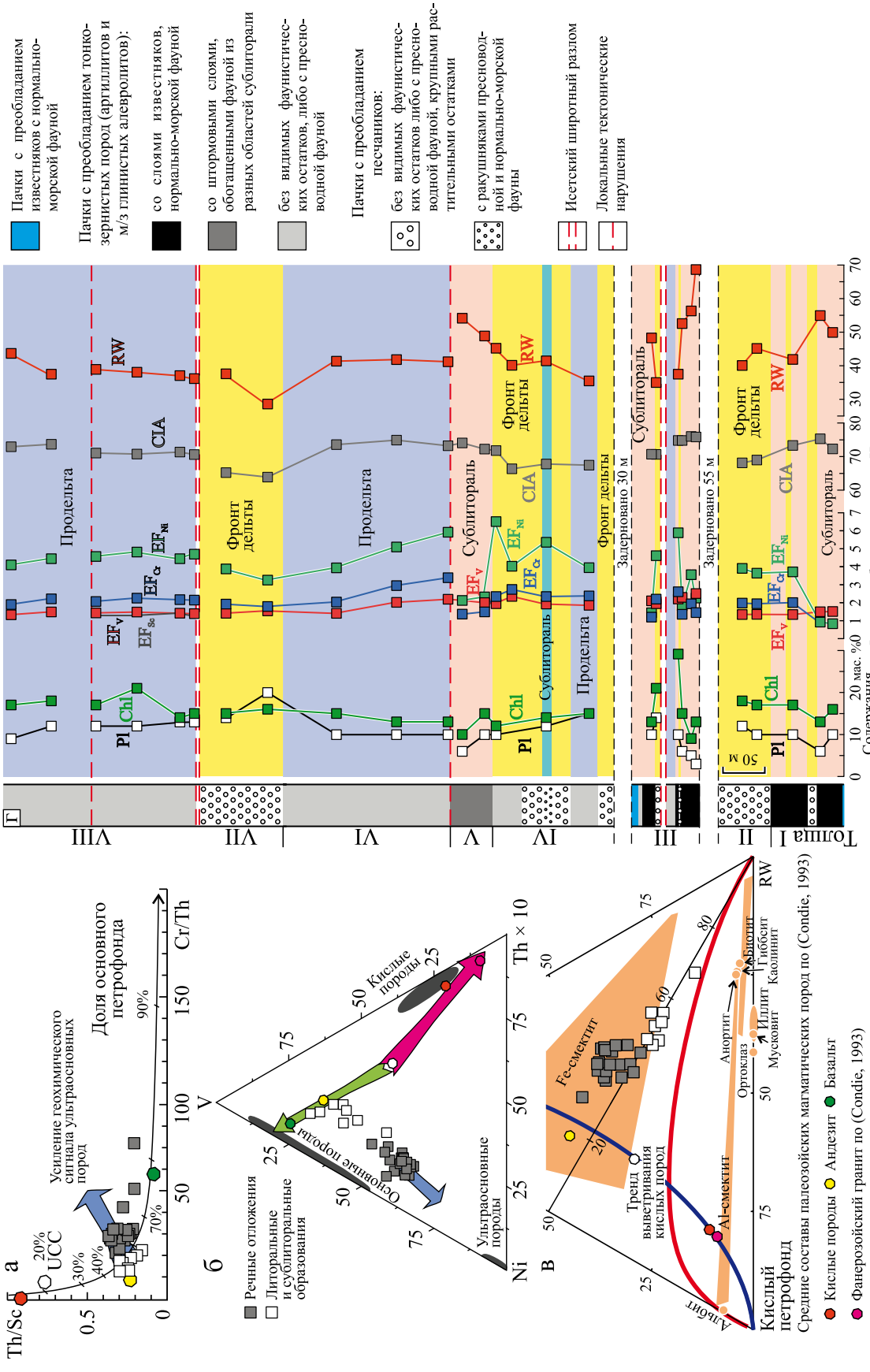


Рис. 7. Положение точек составов аргиллитов кодинской свиты из разреза на р. Исеть на диаграммах Th/Sc–Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) (а); V–Ni–Th × 10 (Bracciali et al., 2007) (б); “основной петрофонд – кислый петрофонд – RW-индекс” (Cho, Ohta, 2022) (в) и распределение некоторых характеристик их вещественного состава в разрезе (г).

Fig. 7. Kodinka mudstones datapoints (Iset section) in the Th/Sc–Cr/Th (Condie, Wronkiewicz, 1990) (a); V–Ni–Th × 10 (Bracciali et al., 2007) (б); Mafic – Felsic – RW-index (Cho, Ohta, 2022) (в), and distribution of some composition features of the Kodinka mudstones in the section (г).

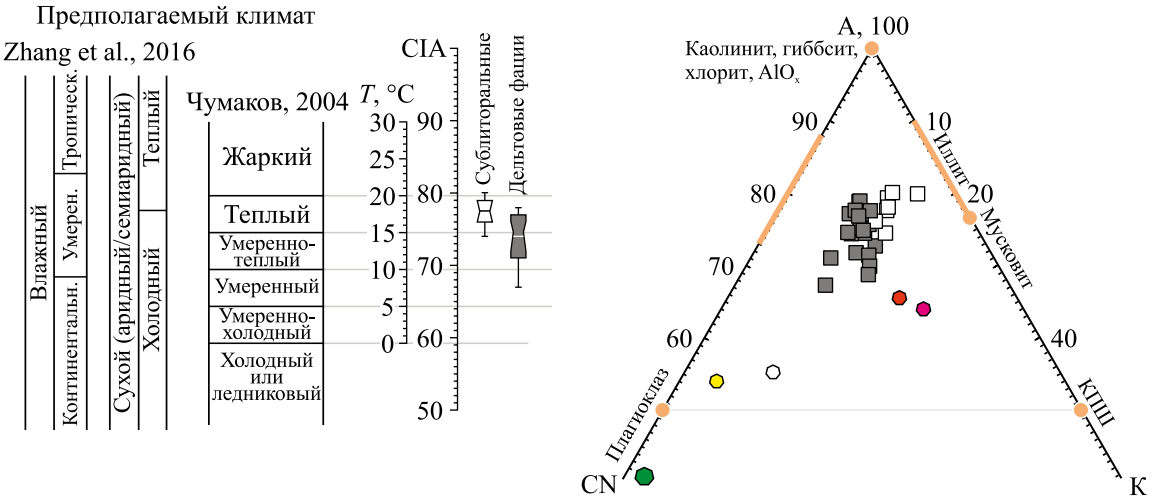


Рис. 8. Диаграмма A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для кодинской свиты Среднего Урала, а также сравнение значений CIA и предполагаемые типы климата на палеоводосборах.

См. пояснения к рис. 2, 7.

Fig. 8. A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) for Kodinka Fm (Middle Urals), as well as comparison of the CIA values and proposed climate type in the paleocatchments.

Also see Fig. 2, 7 explanation text.

Таблица 4. Некоторые корреляционные связи между породообразующими оксидами и/или их модульными соотношениями для стратотипического разреза кодинской свиты

Table 4. Some correlations for major oxides and/or their module ratios for Kodinka Formation stratotype

Пробы	n	TiO_2–SiO_2	TiO_2–Al_2O_3	TiO_2–Na_2O	TiO_2–K_2O	TiO_2–НКМ	TiO_2–АМ	НКМ–ГМ	ТМ–ЖМ
Все	28	–0.34	0.36	0.01	0.25	0.14	0.04	0.04	**0.54**
Дельтовые фации	20	0.08	–0.01	–0.07	–0.15	–0.19	–0.07	0.12	**0.68**
Прочие сублиторальные и литоральные	8	–0.31	–0.23	0.32	0.12	0.36	0.35	–0.23	0.51

тическую причину. Так, накопление дельтовых отложений/усиление влияния речной системы на рассматриваемую область приемного бассейна вполне могло происходить при усилении тектонической активности и/или регрессии уровня моря, в результате которых на эрозионный срез выходили ультраосновные породы, интенсивность химического выветривания падала, а физического, наоборот, возрастала. Все это способствовало усилению геохимического сигнала ультраосновных пород в конечном осадке. Иными словами, речные образования в данном случае малопригодны, а сублиторальные необходимо использовать с особой осторожностью для реконструкции СГТ и степени увлажнения на водосборных площадях.

Казалось бы, разрешить подобную проблему можно с использованием RW-индекса, поскольку на его величину мало влияют разного рода аклиматические факторы (см. рис. 7в). Однако и здесь мы видим специфику состава глинистых пород различных фаций. Так, сублиторальные и литоральные аргиллиты обладают величинами RW-индекса, равными 48–69, тогда как дельтовые – 29–45. Свидетельствует ли это в пользу более интенсивного выветривания или более теплого климата? Скорее всего, в обоих случаях нет, так как большинство мелководно-морских отложений из стратотипического разреза кодинской свиты содержат смешанослойные образования ряда иллит – смектит и меньшее (в сравнении с речными образованиями) количество плагиоклаза и хлорита, а для RW-индекса характерны отрицательная геохимически значимая корреляционная связь с Na_2O (–0.93), MgO (–0.72). Впрочем, увеличение значений RW-индекса можно наблюдать и при обогащении пород КПШ (см. рис. 6), что также усиливает скепсис у исследователя при его использовании.

ВЫВОДЫ

Реконструировать различные характеристики климата на палеоводосборах времени накопления тех или иных толщ с использованием литогеохимических характеристик глинистых пород можно только в том случае, когда исследователь выполнил их комплексное (седиментологическое, минералогическое, петрографическое, геохимическое) изучение, а также принимает во внимание и учитывает следующие факторы.

Корреляции геохимических параметров, свидетельствующие о выветривании петрофонда в гумидных обстановках, могут быть нарушены не только при размыве материнских пород в аридном/семиаридном климате, но и при ледниковом выветривании, а также в ходе интенсивной тектонической активности в источниках обломочного материала.

Индекс химического изменения (CIA), как и подавляющее большинство других подобных индексов, разработан для палеопочв, а отложения, пригодные для восстановления СГТ, существовавших на палеоводосборных площадях, с помощью уравнения (2) (Deng et al., 2022) в ходе литогенеза могут изменять свои литохимические характеристики. Кроме того, на величину CIA и распределение фигуративных точек на диаграмме A–CN–K влияют не только постседиментационные преобразования глинистых пород, но и вариация петрофонда и фациальная приуроченность отложении. Все эти факторы должны учитываться и в итоговой аналитической выборке должны быть “зафиксированы”. В том числе для этого необходимо комплексное исследование пород.

Пробы с величинами соотношения мольных долей оксидов $(CaO^* + Na_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) < 0.15$ при рассмотрении специфических докембрийских образований, обогащенных калием и КПШ, необходимо исключать из выборки, как это было сделано нами для бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты верхнего рифея, некоторых проб нижневендских танинской и глусской свит. При этом для оставшихся образцов возможно несколько вариантов коррекции значений CIA – относительно фактических и предполагаемых трендов выветривания кислых магматических пород, а также с коррекцией на вершину K или точку КПШ диаграммы A–CN–K.

Морозное выветривание и ледовая экзарация далеко не всегда приводят к тому, что продукты их воздействия обладают низкими значениями CIA.

Благодарности

Авторы искренне признательны рецензентам, работа которых с рукописью способствовала ее улучшению.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алисов Б.П. (1936) Географические типы климатов. *Метеорология и гидрология*, (6), 16-34.

Алисов Б.П., Полтараус Б.В. (1974) Климатология. 2-е изд., перераб. и доп. М.: МГУ, 298 с.

Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 290 с.

Берг Л.С. (1938) Основы климатологии. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: ГУПИ Наркомпроса РСФСР, 455 с.

Геология Беларуси (2001) (Под ред. А.С. Махнача, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева). Минск: ИГН НАН Беларуси, 815 с.

Гольберт А.В. (1987) Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 222 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.

Григорьев А.А., Будыко М.И. (1959) Классификация климатов СССР. *Изв. АН СССР. Сер. География*, (3), 3-19.

Кислов А.В., Суркова Г.В. (2023) Климатология. 4-е изд., испр. и доп. М.: Инфра-М, 324 с.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. (2004) (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 299 с.

Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.

Маслов А.В. (2020) Литогеохимия глинистых пород и вулканических туфов в разрезах венда западного склона Среднего Урала: черты сходства и различия. *Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле*, **65**(3), 577-599. https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309

Маслов А.В. (2022) Источники кластики для верхнерифейского аркозового комплекса Южного Урала: некоторые геохимические ограничения. *Геохимия*, **67**(11), 1124-1141. https://doi.org/10.31857/S0016752522110073

Маслов А.В., Мельничук О.Ю. (2023) Существуют ли ограничения при реконструкции категорий рек, связанные с появлением высшей растительности? *Литология и полез. ископаемые*, (1), 69-95. https://doi.org/10.31857/S0024497X23010056

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011) Литогеохимия алюмосиликластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. (2013) Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты Южного Урала (текстурный и литогеохимический аспекты). *Литосфера*, (2), 45-64.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003) Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), 427-446.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. (2024) Литогеохимия верхнедокембрийских отложений Беларуси. Сообщ. 2. Петрофонд, палеогеодинамика, палеогеография и палеоклимат. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 515-543. https://doi.org/10.31857/S0024497X24050019

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Корнилова А.Ю., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006) Систематика редкоземельных элементов, Th, Hf, Sc, Co, Cr и Ni в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серии венда западного склона Среднего Урала – инструмент мониторинга состава источников сноса. *Геохимия*, (6), 610-632.

Мельничук О.Ю. (2024) Первые следы разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена на восточном склоне Среднего Урала. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 168, 37-46. https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46

Мельничук О.Ю., Бадида Л.В. (2026) Опыт реконструкции климата на палеоводосборах верхнефранской кодинской свиты (восточный склон Среднего Урала). *Russ. J. Earth. Sci.* (В печати).

Мельничук О.Ю., Маслов А.В. (2025а) Химический состав глинистых пород венда Среднего Урала и некоторые количественные характеристики палеоклимата. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 273-295. https://doi.org/10.31857/S0024497X25030026

Мельничук О.Ю., Маслов А.В. (2025б) Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата. *Литосфера*, **25**(4), 725-747. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747

Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. (2017) Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала). *Литосфера*, **17**(3), 71-86.

Методы реконструкции палеоклиматов. (1985) (Отв. ред. А.А. Величко). М.: Наука, 197 с.

Синицын В.М. (1980) Введение в палеоклиматологию. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Недра, 248 с.

Страхов Н.М. (1960а) Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: АН СССР, 212 с.

Страхов Н.М. (1960б) Основы теории литогенеза. Т. 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: АН СССР, 574 с.

Страхов Н.М. (1962) Основы теории литогенеза. Т. 3. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: АН СССР, 550 с.

Хромов С.П., Петросянц М.А. (2006) Метеорология и климатология. 7-е изд. М.: МГУ; Наука, 582 с.

Чумаков Н.М. (2004) Общий обзор позднемезозойского климата и событий. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек.* (Гл. ред. Ю.Г. Леонов). М.: Наука, 44-51.

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

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2011) Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 742 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2018) Геохимия титана. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 432 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2020) Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 512 с.

Янин Б.Т. (2009) Палеобиогеография. М.: Академия, 256 с.

Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: Эслан, 356 с.

Ясаманов Н.А. (1985) Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 294 с.

Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.*, **363**, 56-75. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027

Boucot A.J., Shen X., Scotese C.R., Morley R.J. (2013) Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **11**, 30. https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins. Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap*., **420**, 73-93. https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)

Bradley R.S. (2015) Paleoclimatology. Reconstructing climates of the quaternary. 3rd ed. Oxford, Elsevier, Academic Press, 675 p. https://doi.org/10.1016/C2009-0-18310-1

Cho T., Ohta T. (2022) A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288

Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E

Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett*., **97**(3-4), 256-267. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z

Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun.*, **13**(1), 1781. http://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0

Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**(1-2), 99-119. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**(10), 921-924. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2

Flohn H. (1950) Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, (4), 141-162.

Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531-542. http://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531

Geiger R. (1954) Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3.* Berlin: Springer, 603-607.

Gillet N.P., Kirchmeier-Young M., Ribes A., Shiogama H.,

Hegerl G.C., Knutti R., Gastineau G., John J.G., Li L., Nazarenko L., Rosenbloom N., Seland Ø., Wu T., Yukimoto S., Ziehn T. (2021) Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Chang.*, **11**, 207-212. https://doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9

Goessling H.F., Rackow T., Jung T. (2024) Recent global temperature surge intensified by record-low planetary albedo. *Science*, **387**(6729), 68-73. https://doi.org/10.1126/science.adq7280

Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernández F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., O'Connell-Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**(8), e2022JE007280. https://doi.org/10.1029/2022JE007280

Köppen W. (1884) Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world). *Meteorol.*, **1**, 215-226 (translated and ed. by E. Volken, S. Brönnimann (2011) *Meteorol.*, **20**(3), 351-360). https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/105

Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin, Leipzig: De Gruyter, 369 p. https://doi.org/10.1515/9783111491530

Kupfer E. (1954) Entwurf einer Klimakarte auf genetischer Grundlage. *Zeitschr. Erdkundeunterr*, (6), 5-13.

Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M. (2018) Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orshanskya Depth and the Zlobin Saddle (Bykhovskaya parametric borehole). *Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий.* Мат-лы междунар. науч. конф., посвящ. 100-лет. со дня рождения академика НАН Беларуси А.С. Махнача. (Ред. А.А. Махнач). Минск: СтройМедиаПроект, 101-105.

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth Sci. Rev.*, **238**, 104336. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336

Lipp A.G., Shorttle O., Syvret F., Roberts G.G. (2020) Major Element Composition of Sediments in Terms of Weathering and Provenance: Implications for Crustal Recycling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **21**(6), e2019GC008758. https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2

McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**(2), 295-303. https://doi.org/10.1086/648222

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **285**, 21-40. http://doi.org/10.1130/SPE284-p21

Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80.

Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013) The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**(2), 113-143. https://doi.org/10.2475/02.2013.03

Molén M.O. (2024) Geochemical proxies: Paleoclimate or paleoenvironment? *Geosyst. Geoenviron.*, **3**, 100238. https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100238

Neef E. (1956) Die Erde Klimazonen. Wandkarte 1 : 15 000 000. Gotha, 7 p.

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

Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(7), 1523-1534. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3

Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non Steady State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**(2), 173-192. https://doi.org/10.1086/515908

Paleoclimatology. (2021) (Ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin). Cham: Springer, 485 p. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3

Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H. (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(13), 2199-2220. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00420-2

Parker A. (1970) An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geol. Mag.*, **107**(6), 501-504. https://doi.org/10.1017/S0016756800058581

Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Srodon J., Dhuime B., Kedzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. (2019) Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Res.*, **331**, 105352. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352

Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. (2007) Updated world map of the Koppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**(5), 1633-1644. https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007

Plant Functional Types: Their Relevance to Ecosystem Properties and Global. (1997) (Ed. by T.M. Smith, H.H. Shugart, F.I. Woodward). Cambridge: Cambridge University Press, 369 p.

Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford: Elsevier, 1-51. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A. (2021) Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **562**, 110138. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138

Tabor N.J., Myers T.S. (2015) Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **43**, 333-361. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355

van de Kamp P.C. (2016) Potassium distribution and meta-

somatism in pelites and schists: how and when, relation to postdepositional events. *J. Sediment. Res.*, **86**(6), 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2016.44

White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (7), 37-59.

Young G.M., Williams G.E. (2020) Proterozoic Climates. *Encyclopedia of Geology. 2nd ed. V. 5. Climates*. (Ed. by S. Elias, D. Alderton). Amsterdam: Elsevier, 557-570. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12540-0

Yu C., Zhang L., Hou M., Yang J., Zhong H., Wang C. (2023) Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications. *Geosci. Front.*, **14**, 101450. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450

Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041

REFERENCES

Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055

Alisov B.P. (1936) Geographical climate types. *Meteorologiya i Gidrologiya*, (6), 16-34. (In Russ.)

Alisov B.P., Poltaraus B.V. (1974) Climatology. 2nd ed. Moscow, MGU, 298 p. (In Russ.)

Anfimov L.V. (1997) Riphean sedimentary stata diagenesis in the Baskirian megaaticlinorium (South Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 290 p. (In Russ.)

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol.*, **363**, 56-75. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027

Belarus geology. (2001) (Ed. by A.S. Makhnach, R.G. Garetsky, A.V. Matveev). Minsk, IGN NAN Belarus, 815 p. (In Russ.)

Berg L.S. (1938) Cliamtology basics. 2nd ed. Leningrad, GUPI Narkomprosa RSFSR, 455 p. (In Russ.)

Boucot A.J., Shen X., Scotese C.R., Morley R.J. (2013) Phanerozoic Paleoclimate: An Atlas of Lithologic Indicators of Climate. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **11**, 30. https://doi.org/10.2110/sepmcsp.11

Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. (2007) Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins. Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap*., **420**, 73-93. https://doi.org/10.1130/2006.2420(06)

Bradley R.S. (2015) Paleoclimatology. Reconstructing climates of the quaternary. 3rd ed. Oxford, Elsevier, Academic Press, 675 p. https://doi.org/10.1016/C2009-0-18310-1

Cho T., Ohta T. (2022) A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288

Chumakov N.M. (2004) General review of the Upper Mesozoic climate and. *Climate in the epochs of the major biospheric transformations.* (Ed. by Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 44-51. (In Russ.)

Climate in the epochs of major biospheric transformations. (2004) (Ed. by Yu.G. Leonov). Moscow, Nauka Publ., 299 p. (In Russ.)

Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**(1-4), 1-37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E

Condie K.C., Wronkiewicz D.J. (1990) The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution. *Earth Planet. Sci. Lett*., **97**(3-4), 256-267. https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90046-Z

Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun.*, **13**(1), 1781. http://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0

Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**(1-2), 99-119. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**(10), 921-924. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2

Flohn H. (1950) Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. *Erdkunde*, (4), 141-162.

Floyd P.A., Leveridge B.E. (1987) Tectonic Environment of the Devonian Gramscatho Basin South Cornwall: Framework Mode and Geochemical Evidence from Turbiditic Sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531-542. http://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531

Geiger R. (1954) Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, alte Serie V. 3.* Berlin, Springer, 603-607.

Gillet N.P., Kirchmeier-Young M., Ribes A., Shiogama H., Hegerl G.C., Knutti R., Gastineau G., John J.G., Li L., Nazarenko L., Rosenbloom N., Seland Ø., Wu T., Yukimoto S., Ziehn T. (2021) Constraining human contributions to observed warming since the pre-industrial period. *Nat. Clim. Chang.*, **11**, 207-212. https://doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9

Goessling H.F., Rackow T., Jung T. (2024) Recent global temperature surge intensified by record-low planetary albedo. *Science*, **387**(6729), 68-73. https://doi.org/10.1126/science.adq7280

Golbert A.V. (1987) Regional paleoclimatology basics. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)

Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylvitsa Group (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 280 p. (In Russ.)

Grigoriev A.A., Budyko M.I. (1959) Classification of the USSR climates. *Izv. AN SSSR. Ser. Geographiya*, (3), 3-19. (In Russ.)

Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernández F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., O'Connell-

Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**(8), e2022JE007280. https://doi.org/10.1029/2022JE007280

Khromov S.P., Petrosyants M.A. (2006) Meteorology and climatology. 7th ed. Moscow, MGU; Nauka Publ., 582 p. (In Russ.)

Kislov A.V., Surkova G.V. (2023) Climatology. 4th ed. Moscow, Infra-M Publ., 324 p. (In Russ.)

Köppen W. (1884) Die Wärmezonen der Erde, nach der Dauer der heissen, gemässigten und kalten Zeit und nach der Wirkung der Wärme auf die organische Welt betrachtet (The thermal zones of the earth according to the duration of hot, moderate and cold periods and to the impact of heat on the organic world). *Meteorol.*, **1**, 215-226 (translated and ed. by E. Volken, S. Brönnimann (2011) *Meteorol.*, **20**(3), 351-360). https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/105

Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin, Leipzig, De Gruyter, 369 p. https://doi.org/10.1515/9783111491530

Kupfer E. (1954) Entwurf einer Klimakarte auf genetischer Grundlage. *Zeitschr. Erdkundeunterr*, (6), 5-13.

Kuzmenkova O.F., Laptsevich A.G., Streltsova G.D., Minenkova T.M. (2018) Riphean and Vendian of the conjugation zone of the Orshanskya Depth and the Zlobin Saddle (Bykhovskaya parametric borehole). *Belarus and adjacent territory geology problems.* Proceedings of Int. sci. conf. (Ed. by A.A. Makhnach). Minsk, StrojMediaProekt Publ., 101-105.

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth Sci. Rev.*, **238**, 104336. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336

Lipp A.G., Shorttle O., Syvret F., Roberts G.G. (2020) Major Element Composition of Sediments in Terms of Weathering and Provenance: Implications for Crustal Recycling. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **21**(6), e2019GC008758. https://doi.org/10.1038/s41467-020-18258-2

Maslov A.V. (1988) Lithology of the Upper Riphean in the Bashkirian meganticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)

Maslov A.V. (2020) Lithogeochemistry of clayey rocks and volcanic tuffs in the Vendian succession of the western slope of the Middle Urals: similarities and differences. *Vestn. Sankt-Peterburgskogo un-ta. Nauki o Zemle*, **65**(3), 577-599. (In Russ.) https://doi.org/10.21638/spbu07.2020.309

Maslov A.V. (2022) Clastic Sources for the Upper Riphean Arkose Complex of the Southern Urals: Some Geochemical Constraints. *Geochem. Int*., **60**, 1136-1152 (translated from *Geokhimiya*, **67**(11), 1124-1141). https://doi.org/10.1134/S0016702922110076

Maslov A.V., Melnichuk O.Yu. (2023) Are There Restrictions Related to the Presence of Land Plants for Reconstructing Rivers of Different Categories? *Lithol. Miner. Res*., **58**, 60-83 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 69-95). https://doi.org/10.1134/S0024490223010054

Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Goj Yu.Yu. (2013) Primitive paleosols in South Urals Zilmerdak Formation (structural and lithogeochemical aspects). *Lithosphere (Russia)*, (2), 45-64. (In Russ.)

Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011) Lithogeochemistry of the fine-grained siliciclastic rocks of the Vendian Serebryanka group of the Central Urals. *Geochem. Int.*, **49**(10), 974-1001 (translated from *Geokhimiya*, (10), 1032-1062).

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, Lithochemical, and Geochemical Indicators of Paleoclimate: Evidence from Riphean of the Southern Urals. *Lithol. Miner. Res*., **38**, 427-446 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 427-446). https://doi.org/10.1023/A:1025575120343

Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N. (2024) Lithogeochemistry of Upper Precambrian Terrigenous Rocks of Belarus: Communication 2. Provenance, Paleogeodynamics, Paleogeography, and Paleoclimate. *Lithol. Miner. Res*., **59**, 479-503 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 515-543). https://doi.org/10.1134/S002449022470069X

Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Petrov G.A., Kornilova A.Yu., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006) Systematics of rare earth elements, Th, Hf, Sc, Co, Cr, and Ni in the vendian pelitic rocks of the Serebryanka and Sylvitsa groups from the western slope of the Central Urals: A tool for monitoring provenance composition. *Geochem. Int.*, **44**, 559-580 (translated from *Geokhimiya*, (6), 610-632). https://doi.org/10.1134/S0016702906060036

McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**(2), 295-303. https://doi.org/10.1086/648222

McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993) Geochemical Approaches to Sedimentation, Provenance and Tectonics. Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap*., **285**, 21-40. http://doi.org/10.1130/SPE284-p21

Melnichuk O.Yu. (2024) First destruction traces of the Upper Paleozoic accretionary orogene in the Middle Urals eastern slope. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 168, 37-46. https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46 (In Russ.)

Melnichuk O.Yu., Badida L.V. (2026) Catchment Areas Climate Reconstruction Attempt by the Example of Upper Frasnian Kodinka Formation in the Middle Urals. *Russ. J. Earth. Sci.* (In press). (In Russ.)

Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. (2025a) Chemical Composition of Vendian Mudrocks (Middle Urals) and Some Quantitative Features of Paleoclimate. *Lithol. Miner. Res*., **60**, 267-287. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 273-295). https://doi.org/10.1134/S0024490225700063

Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. (2025б) Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 725-747. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747

Melnichuk O.Yu., Ryanskaya A.D. (2017) Specific composition features of the Kodinka Formation mudstones (Upper Devonian in the Middle Urals eastern slope. *Lithosphere (Russia)*, **17**(3), 71-86. (In Russ.)

Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80.

Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D.

(2013) The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**(2), 113-143. https://doi.org/10.2475/02.2013.03

Molén M.O. (2024) Geochemical proxies: Paleoclimate or paleoenvironment? *Geosyst. Geoenviron.*, **3**, 100238. https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2023.100238

Neef E. (1956) Die Erde Klimazonen. Wandkarte 1 : 15 000 000. Gotha, 7 p.

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

Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**(7), 1523-1534. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3

Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non Steady State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**(2), 173-192. https://doi.org/10.1086/515908

Paleoclimate reconstruction methods. (1985) (Ed. by A.A. Velichko). Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)

Paleoclimatology. (2021) (Ed. by G. Ramstein, A. Landais, N. Bouttes, P. Sepulchre, A. Govin). Cham, Springer, 485 p. https://doi.org/10.1007/978-3-030-24982-3

Panahi A., Young G.M., Rainbird R.H. (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Québec, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **64**(13), 2199-2220. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00420-2

Parker A. (1970) An Index of Weathering for Silicate Rocks. *Geol. Mag.*, **107**(6), 501-504. https://doi.org/10.1017/S0016756800058581

Paszkowski M., Budzyn B., Mazur S., Sláma J., Shumlyanskyy L., Srodon J., Dhuime B., Kedzior A., Liivamägi S., Pisarzowska A. (2019) Detrital zircon U–Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, Belarus. *Precambrian Res.*, **331**, 105352. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105352

Peel M.C., Finlayson B.L., McMahon T.A. (2007) Updated world map of the Koppen–Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**(5), 1633-1644. https://doi.org/10.5194/hess-11-1633-2007

Plant Functional Types: Their Relevance to Ecosystem Properties and Global. (1997) (Ed. by T.M. Smith, H.H. Shugart, F.I. Woodward). Cambridge, Cambridge University Press, 369 p.

Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). 2nd ed. Oxford, Elsevier, 1-51. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

Sinitsyn V.M. (1980) Paleoclimatology introduction. 2nd ed. Leningrad, Nedra Publ., 248 p. (In Russ.)

Spicer R.A., Yang J., Spicer T.E.V., Farnsworth A. (2021) Woody dicot leaf traits as a palaeoclimate proxy: 100 years of development and application. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **562**, 110138. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110138

Strakhov N.M. (1960a) Diagenesis theory basics. V. 1. Diagenesis types and their Earth surface distribution. Moscow, AN SSSR, 212 p. (In Russ.)

Strakhov N.M. (1960б) Diagenesis theory basics. V. 2. Humid sediments consistent patterns of the composition and distribution. Moscow, AN SSSR, 574 p. (In Russ.)

Strakhov N.M. (1962) Diagenesis theory basics. V. 3. Arid sediments consistent patterns of the composition and distribution. Moscow, AN SSSR, 550 p. (In Russ.)

Tabor N.J., Myers T.S. (2015) Paleosols as Indicators of Paleoenvironment and Paleoclimate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **43**, 333-361. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355

van de Kamp P.C. (2016) Potassium Distribution and Metasomatism In Pelites and Schists: How and When, Relation To Postdepositional Events. *J. Sediment. Res.*, **86**, 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.081

White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (7), 37-59.

Yanin B.T. (2009) Paleobiogeography. Moscow, Akademiya Publ., 256 p. (In Russ.)

Yapaskurt O.V. (2008) Genetical mineralogy and stadium analysis of the rock and ore forming processes. Moscow, Eslan Publ., 356 p. (In Russ.)

Yasamanov N.A. (1985) Earth`s ancient climates. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 294 p. (In Russ.)

Young G.M., Williams G.E. (2020) Proterozoic Climates. *Encyclopedia of Geology. 2nd ed. V. 5. Climates*. (Ed. by S. Elias, D. Alderton). Amsterdam, Elsevier, 557-570. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12540-0

Yu C., Zhang L., Hou M., Yang J., Zhong H., Wang C. (2023) Climate paleogeography knowledge graph and deep time paleoclimate classifications. *Geosci. Front.*, **14**, 101450. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2022.101450

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Lithochemistry basics. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Lithogenesis geochemical proxies (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2018) Titan geochemistry. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 432 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) Phosphorus geochemistry. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 512 p. (In Russ.)

Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041

УДК 550.4+552.52:551.583.7 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-725-747

Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата

О. Ю. Мельничук, А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: o.u.melnichuk@mail.ru; amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 14.03.2024 г., принята к печати 15.04.2024 г.

Объектом исследования являются глинистые породы нижнего, среднего и верхнего рифея стратотипической местности – Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Всего в данной работе проанализирован валовый химический состав (основные породообразующие оксиды) 154 проб глинистых сланцев, аргиллитов и глинистых алевролитов. *Методика исследований.* С использованием ряда современных подходов проведено вычисление среднегодовых палеотемператур (СГТ) водосборов, а также суммы атмосферных осадков (СГСО) и индекса аридизации Кёппена ($AI_{Köppen}$). Основой для указанных вычислений являлись значения величины $CIA_{корр}$, полученные при корректировке значений CIA с учетом положения точек составов глинистых пород стратотипа рифея на диаграмме Al_2O_3–(CaO* + Na_2O)–K_2O по реальному (не предполагаемому) тренду выветривания гранитов в умеренном климате. Кластеризация базы данных осуществлена не только по стратонам, но и с использованием величин RW-индекса. *Результаты*. На основании палеотемпературных характеристик водосборные площади различных эпох рифея можно рассматривать как существовавшие главным образом в умеренных либо сухих холодных климатических обстановках. Однако вычисленные нами значения СГСО и $AI_{Köppen}$ не представляются хоть сколько-нибудь валидными ввиду прямой корреляционной связи между величинами СГСО и СГТ, рассчитанными с помощью применяемых в настоящей статье подходов. Приведено несколько примеров вычисления СГСО с использованием величин СГТ и пограничных значений $AI_{Köppen}$ для позднерифейского времени. *Выводы*. Наиболее полезной тактикой при реконструкции количественных характеристик палеоклимата докембрийских (и, скорее всего, не только) водосборных площадей, на наш взгляд, являются вычисление палеотемператур и последующее использование минеральных индикаторов палеоклимата вместе с индексом аридизации Кёппена для расчета минимальных для гумидного климата либо максимально возможных среднегодовых сумм атмосферных осадков для сухого климата.

Ключевые слова: *рифей, Башкирский мегантиклинорий, глинистые породы, петрогенные оксиды, палеоклимат, среднегодовая температура, среднегодовая сумма атмосферных осадков*

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (номер госрегистрации 123011800013-6)

Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics

Oleg Yu. Melnichuk, Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: o.u.melnichuk@mail.ru; amas2004@mail.ru

Received 14.03.2024, accepted 15.04.2024

The *object of research* is Lower, Middle and Upper Riphean mudrocks in the stratotype area – southern Urals western slope Bashkirian megaanticlinorium. We analyzed major element oxides composition of the 154 samples selected from shales and mudstones. *Research method*. Mean annual temperature (MAT) and precipitation (MAP), also as Köppen aridity index ($AI_{Köppen}$) was calculated by using different modern approach for ancient catchments. Such computations became possible thanks to CIA values corrected via Al_2O_3–(CaO* + Na_2O)–K_2O diagram and granites actual (not predicted) weathering

Для цитирования: Мельничук О.Ю., Маслов А.В. (2025) Химический состав глинистых пород стратотипа рифея и некоторые количественные характеристики палеоклимата. *Литосфера*, **25**(4), 725-747. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747. EDN: VFXEJM

For citation: Melnichuk O.Yu., Maslov A.V. (2025) Riphean stratotype mudrocks composition and some paleoclimate quantitative characteristics. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 725-747. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-725-747. EDN: VFXEJM

© О.Ю. Мельничук, А.В. Маслов, 2025

trend in humid temperate climate. In addition, we apply not only strata but RW-index value clusterization for our data base. *Results*. According to estimated paleotemperature values different Riphean catchment areas may be considered as the they existed in humid temperate or cold arid climate. However calculated MAP and $AI_{\text{Köppen}}$ are more likely to be invalid through positive correlation between MAP and MAT variables. That is why we also present few examples of MAP estimation for Upper Riphean era by using $AI_{\text{Köppen}}$ boundary values and MAT values. *Conclusions*. We think that such reconstruction tactics as paleotemperature evaluation in complex with subsequent applying of Köppen aridity index and the paleoclimate mineral proxies are the best for the quantitative paleoclimate characteristics estimation for Precambrian and, more than likely, beyond. This approach makes possible computation of the MAP lower limit for humid climates and MAP upper limit for arid climates.

Keywords: *Riphean, Bashkirian meganticlinorium, mudrocks, major element oxides, paleoclimate, mean annual temperature, mean annul precipitation*

Funding information

The research was carried out in accordance with the State Contract No. 123011800013-6 of the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS

Acknowledgements

In preparing this work, a number of data were used, kindly provided to the authors by E.Z. Gareev and M.T. Krupenin. Analytical materials obtained from samples of mudrocks selected by V.M. Gorozhanin and S.G. Kovalev were also involved. Illustrations for the article were made by N.S. Glushkova. The authors are sincerely grateful to all of the listed colleagues, as well as to the anonymous reviewers who took the trouble to familiarize themselves with the text and contributed to its improvement.

ВВЕДЕНИЕ

Давно и хорошо известно, что для реконструкции климата прошлых геологических эпох используются в основном разнообразные приемы и подходы, основывающиеся на анализе литологического состава осадочных последовательностей (породы – прямые индикаторы палеоклимата, минералы – индикаторы палеоклимата и др.) (Страхов, 1963 и др.; Синицын, 1967; Негруца, 1985; Методы…, 1985; Ясаманов, 1985; Гольберт, 1987; и др.). Параллельно с ними, а в последние несколько десятилетий и более активно, развиваются различные литогеохимические методы, среди которых есть как уже традиционные/широко используемые (например, анализ присущих обломочным породам значений различных модулей и индексов) (Ронов, Хлебникова, 1961; Ruxton, 1968; Parker, 1970; Мележик, Предовский, 1982; Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988; Юдович, Кетрис, 2000; Duzgoren-Aydin et al., 2002; Babechuk et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Маслов, Подковыров, 2023а; и др.), так и экзотичные. К ним, на наш взгляд, можно отнести публикации Г. Реталляка начала и середины 1980-х гг. по докембрийским почвам (Retallack et al., 1984; Retallack, 1986а, 1986б; и др.), актуалистические реконструкции начала XXI в. палеоклиматических обстановок накопления осадочных последовательностей надсерии Белт (Gonzalez-Alvarez, 2005; Gonzalez-Alvarez, Kerrich, 2012), исследования взаимосвязи количественных характеристик палеоклимата, в том числе среднегодовых температур (СГТ) и/или среднегодовых суммарных норм осадков (СГСО) и химического состава почв Северной Америки (Sheldon et al., 2002), речных осадков Китая (Li, Yang, 2010), нижнепермских ледниковых и постледниковых отложений различных палеоширот (Yang et al., 2014, 2016), приведшие в итоге к рассмотрению глобальной взаимосвязи интенсивности силикатного выветривания и различных факторов окружающей среды (Deng et al., 2022). Кроме того, в последние десятилетия рядом специалистов используются индексы химического выветривания, рассчитанные с помощью метода главных компонент, и “обученные” на выборках аналитических данных для кор выветривания по кислым, средним и основным магматическим породам, сформированным в различных климатических условиях (Ohta, Arai, 2007; Cho, Ohta, 2022). Очевидно, что не все из перечисленных экзотичных практик будут широко применяться при палеоклиматических реконструкциях, но посмотреть – что они дают или могут дать на примере хорошо исследованного в настоящее время по многим направлениям стратотипического разреза рифея – целесообразно. В этом и состоит цель нашей работы.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СТРАТОТИПА РИФЕЯ

Стратотип рифея, объединяющий три крупные осадочные серии – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (рис. 1), расположен в пределах западной и центральной зон Башкирского мегантиклинория на западном склоне Южного Урала. Названные серии сложены разнообразными терригенны-

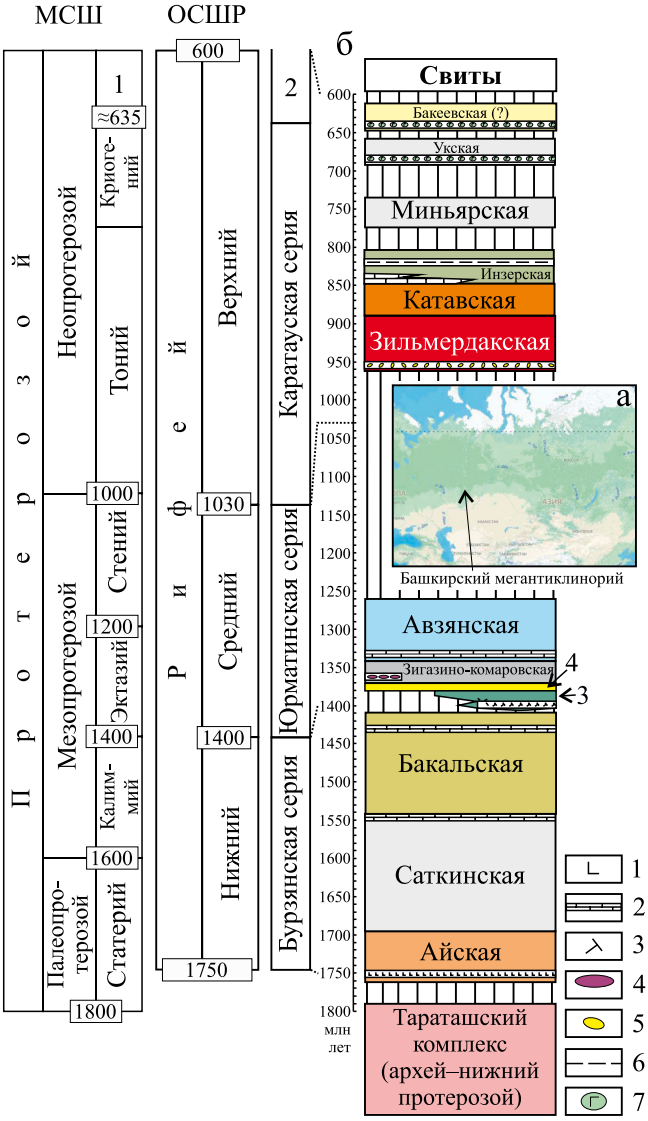


Рис. 1. Обзорная схема (а) и сводная стратиграфическая колонка стратотипа рифея (б).

а: географическая основа заимствована с сайта www.yandex.ru/maps/?ll=48.507137%2C56.097075&z=3.16; б: 1 – эдиакарий, 2 – ашинская серия, 3 – машакская свита, 4 – зигальгинская свита. Вертикальная штриховка – перерывы. МСШ – Международная стратиграфическая шкала (версия v2020/03, www.stratigraphy.org). ОСШР – Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала России (по состоянию на 2022 г., www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); возраст нижних границ среднего и нижнего рифея показан в соответствии с представлениями (Краснобаев и др., 2013а, б; Семихатов и др., 2015). Объекты датирования: 1 – циркон метабазальтов; 2 – карбонатные породы; 3 – циркон метариолитов; 4 – конкреции фосфоритов; 5 – обломочный циркон; 6 – разноразмерные фракции глинистых пород; 7 – глауконит.

Fig. 1. Overview diagram (a) and a summary stratigraphic column of the Riphean stratotype (б).

a: geographical basis taken from the site www.yandex.ru/maps/?ll=48.507137%2C56.097075&z=3.16; б: 1 – Ediacaran, 2 – Asha Group, 3 – Mashak Formation, 4 – Zigalga Formation. Vertical shading – hiatuses. МСШ – International Stratigraphic Scale (version v2020/03, www.stratigraphy.org). ОСШР – General stratigraphic (geochronological) scale of Russia (as of 2022, www.vsegei.com/ru/info/stratigraphy/stratigraphic_scale/); the age of the lower boundaries of the Middle and Lower Riphean is shown in accordance with the ideas (Krasnobaev et al., 2013a, б; Semikhatov et al., 2015). Dating objects: 1 – zircon of metabasalts; 2 – carbonate rocks; 3 – zircon of metarhyolites; 4 – phosphorite nodules; 5 – detrital zircon; 6 – different-sized fractions of mudrocks; 7 – glauconite.

ми и карбонатными породами. В основании бурзянской и юрматинской серий среди них встречаются вулканиты (Стратотип…, 1983). Подробная послойная характеристика подавляющего большинства естественных разрезов всех трех указанных серий приведена в четырехтомной монографии (Маслов и др., 2001). Исходя из современных представлений о возрасте нижней границы венда (600 млн лет (Стратиграфический…, 2019)), можно предполагать, что рифейский возраст имеет также бакеевская свита ашинской серии, хотя существуют и другие точки зрения.

В бурзянии и юрматинии на востоке Восточно-Европейской платформы (в области сочленения ее с современным Башкирским мегантиклинорием) существовали, по всей видимости, относительно небольшие эпикратонные/надрифтовые бассейны, а для позднего рифея как будто бы может быть реконструирован латеральный ряд формаций, напоминающий последовательность отложений пассивной континентальной окраины (Пучков, 2010 и ссылки в этой работе).

Источником подавляющей массы кластики в рифее являлись кислые магматические/метаморфические породы цоколя Восточно-Европейской платформы (Стратотип…, 1983; Маслов, 1988; Маслов и др., 2001, 2016, 2018, 2022; Зайцева и др., 2022; см. также ссылки в этих работах).

Бурзянская серия (мощность 4000–7000 м) несогласно залегает на архейско-раннепротерозойских образованиях тараташского комплекса и объединяет по периферии Тараташского антиклинория айскую, саткинскую и бакальскую свиты. Айская свита представлена терригенными и (в нижней части) вулканогенными породами. Возраст циркона из последних составляет 1752 ± 11 млн лет (Краснобаев и др., 2013б). Саткинская свита сложена преимущественно доломитами; резко подчиненную роль играют в ее разрезах глинистые сланцы. Возраст раннего диагенеза известняков, залегающих у кровли свиты, равен 1550 ± 30 млн (Кузнецов и др., 2008). Бакальская свита объединяет в нижней части низкоуглеродистые глинистые сланцы, а в верхней – несколько терригенных и карбонатных пачек. Возраст раннего диагенеза известняков этого стратона – 1430 ± 30 млн лет (Кузнецов и др., 2003). В центральной части Башкирского меганти-

клинория с названными свитами коррелируют соответственно большеинзерская, суранская и юшинская свиты (Стратотип…, 1983). Возрастные датировки для них отсутствуют.

Юрматинская серия (мощность 4500–6000 м) по периферии Тараташского антиклинория объединяет зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Зигальгинская свита сложена почти исключительно кварцевыми кварцитовидными песчаниками и кварцитопесчаниками. Зигазино-комаровская свита состоит из пачек переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Pb-Pb изотопный возраст раннедиагенетических фосфоритов из основания свиты равен 1330 ± 20 млн лет (Овчинникова и др., 2013). Авзянская свита включает несколько карбонатных и терригенных толщ. Исходя из С-хемостратиграфических данных считается, что формирование авзянской свиты происходило не позже ≈1270 млн лет назад (Bartley et al., 2007). В центральной части Башкирского мегантиклинория ниже зигальгинской свиты (согласно с ней и несогласно на подстилающих образованиях юшинской свиты) залегает машакская свита, сложенная терригенными породами, метабазальтами и метариолитами. Циркон из последних имеет U-Pb возраст 1383 ± 3, 1386 ± 5 и 1386 ± 6 млн лет (Краснобаев и др., 2013а). По данным (Ковалев и др., 2019), начало “машакского магматического события” имело место 1409 ± 89 млн лет назад (Sm-Nd метод).

Каратауская серия (мощность 3500–6000 м) в западной и центральной зонах Башкирского мегантиклинория объединяет зильмердакскую, катавскую, инзерскую, миньярскую и укскую свиты. Зильмердакская свита включает аркозовые песчаники (бирьянская подсвита), пачки переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (нугушская и бедерышинская подсвиты), а также толщу кварцевых песчаников (лемезинская подсвита). U-Pb изотопный возраст самого молодого зерна обломочного циркона из песчаников бирьянской подсвиты составляет 964 ± 57 млн лет (Маслов и др., 2018). Катавская свита сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями. Авторы публикации (Golovanova et al., 2023, p. 14) считают, что “the actual age of the Katav Formation is closer to 800 Ma”. Инзерская свита представлена пачками переслаивания глауконито-кварцевых песчаников, алевролитов и аргиллитов; в основании свиты в ряде ее западных и северо-западных разрезов присутствуют известняки (подинзерские слои). Изотопный возраст раннедиагенетического иллита из глинистых сланцев инзерской свиты (Rb-Sr метод) варьирует между 836 ± 5 и 803 ± 5 млн лет (Горохов и др., 2019). Ранний диагенез подинзерских известняков имел место 844 ± 24 млн лет назад (Kuznetsov et al., 2017). Миньярская свита сложена в основном доломитами, их Pb-Pb изотопный возраст, по современным представлениям, равен 820 ± 77 млн лет (Kuznetsov et al., 2017). Укская свита объединяет терригенные и карбонатные породы. Al-разности глауконита из нижней ее подсвиты имеют возраст 660–690 млн лет (Зайцева и др., 2008). Бакеевская свита, перекрывающая с размывом укскую свиту (в ряде мест размыв затрагивает и породы катавского уровня), представлена разнообразными терригенными породами. Rb-Sr изотопный возраст глауконита бакеевской свиты оценивается как 642 ± 9 млн лет (Зайцева и др., 2019).

Свойственные глинистым породам стратотипа рифея величины $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ и $(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (рис. 2а), в соответствии с представлениями авторов монографии (Юдович, Кетрис, 2000), дают основание считать их исходно каолинитовыми (?), смектитовыми с примесью каолинита и иллита, хлорит-смектит-иллитовыми и иллитовыми глинами (Маслов, Подковыров, 2023б). На графике K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) фигуративные точки глинистых пород тяготеют к референтной точке иллита (рис. 2б); определенная роль в их составе принадлежит также каолиниту, смектиту и, вероятно, тонкорастертому калиевому полевому шпату (КПШ, см. также рис. 2в). В работе (Маслов и др., 2016) на основе анализа свойственных глинистым породам стратотипа рифея величин K_2O/Al_2O_3 и Ga/Rb сделан вывод, что в их составе преобладает иллит, т. е. указанные глинистые породы сложены в основном материалом, поступавшим в области седиментации из областей холодного или аридного/семиаридного климата. Интересно, что в подавляющем большинстве глинистых пород рифея, за исключением бакальской свиты, величины индекса химического преобразования (CIA) и содержание Al_2O_3 меньше, чем в PAAS (Taylor, McLennan, 1985). Это также, по всей видимости, свидетельствует о слабой преобразованности слагающей их тонкой алюмосиликокластики процессами химического выветривания.

Степень постседиментационных изменений пород рифея Башкирского мегантиклинория варьирует от метагенеза до начального катагенеза (Анфимов, 1997; Кагарманова, 1998). Процессами калиевого метасоматоза глинистые породы стратотипа рифея затронуты довольно слабо (Маслов, 2025).

ПАЛЕОКЛИМАТ ЭПОХ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ СТРАТОТИПА РИФЕЯ (РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ)

Реконструкции климатических обстановок накопления осадочных последовательностей стратотипа рифея опираются как на результаты разнообразных собственно литологических методов, так и на данные, полученные с использованием литогеохимических приемов и подходов. Обзоры их можно найти в публикациях (Маслов и др., 1999,

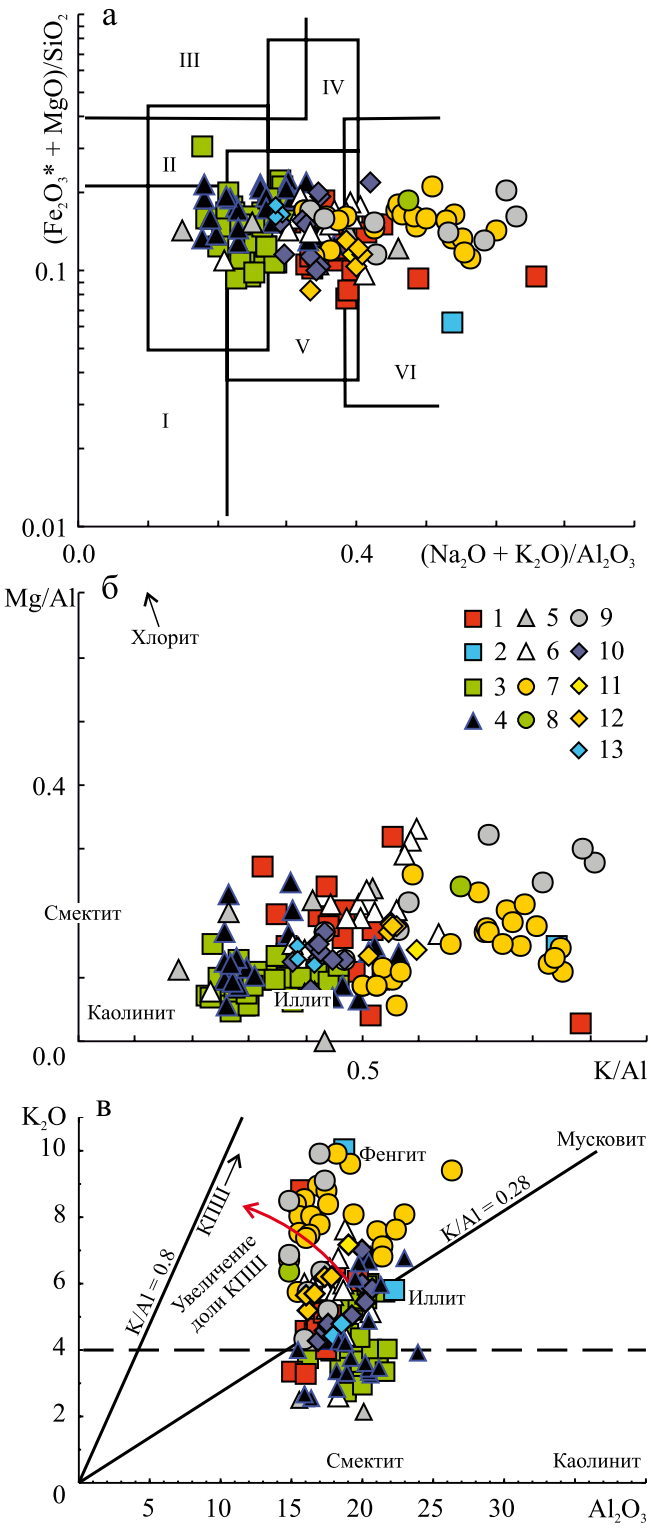


Рис. 2. Положение точек состава глинистых пород стратотипа рифея на диаграммах $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (Юдович, Кетрис, 2000) (а), K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) (б), K_2O–Al_2O_3 (van de Kamp, 2016) (в).

Свиты, подсвиты: 1 – айская (RF_1ai); 2 – саткинская (RF_1st); 3 – бакальская (RF_1bk); 4 – машакская (RF_2ms); 5 – зигазино-комаровская (RF_2zk); 6 – авзянская (RF_2av); 7 – бирьянская (RF_3zl_1); 8 – нугушская (RF_3zl_2); 9 – бедерышинская (RF_3zl_4); 10 – инзерская (RF_3in); 11 – миньярская (RF_3mn); 12 – укская (RF_3uk); 13 – бакеевская (RF_3bak). Глинистые породы (а): I – с преобладанием каолинита; II – смектитовые с хлоритом и каолинитом; III – с преобладанием хлорита и наличием Fe-иллита; IV – хлорит-иллитовые; V – хлорит-иллит-смектитовые; VI – преобладание иллита, наличие тонкорастертого КПШ.

Fig. 2. Position of data points of mudrocks of the Riphean stratotype on the diagrams $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$–$(Fe_2O_3^* + MgO)/SiO_2$ (Yudovich, Ketris, 2000) (a), K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006) (б), K_2O–Al_2O_3 (van de Kamp, 2016) (в).

Formations, subformations: 1 – Ai (RF_1ai); 2 – Satka (RF_1st); 3 – Bakal (RF_1bk); 4 – Mashak (RF_2ms); 5 – Zigaza-Komarovo (RF_2zk); 6 – Avzyan (RF_2av); 7 – Biryan (RF_3zl_1); 8 – Nugush (RF_3zl_2); 9 – Bederysh (RF_3zl_4); 10 – Inzer (RF_3in); 11 – Minyar (RF_3mn); 12 – Uk (RF_3uk); 13 – Bakeevo (RF_3bak). Mudrocks (a): I – with a predominance of kaolinite; II – smectite with chlorite and kaolinite; III – with a predominance of chlorite and the presence of Fe-illite; IV – chlorite-illite; V – chlorite-illite-smectite; VI – predominance of illite, presence of finely ground K-fs.

2003, 2016; Маслов, Подковыров, 2023а). В предельно кратком виде они суммированы в табл. 1, из которой очевиден характерный для большинства подобных исследований вывод – представления различных авторов о палеоклимате разных эпох рифея далеки от консенсуса.

В одной из недавних работ (Маслов, 2025) по валовому химическому составу глинистых пород ряда литостратиграфических подразделений стратотипа рифея рассчитаны величины $\alpha^{Al}E$ (подробнее см.: Garzanti et al., 2013, 2014), позволяющие судить об интенсивности выветривания материнских пород на палеоводосборах. Выполнено также сопоставление значений $\alpha^{Al}E$, характерных для илов и взвеси ряда современных рек Южной Африки, Северной Евразии и Северной Америки, и глинистых пород ряда свит рифея Южного Урала. В результате установлено, что кривые $\alpha^{Al}E$ для глинистых пород различных стратиграфических уровней стратотипа рифея в существенной степени похожи друг на друга. Для всех из них характерны умеренные величины $\alpha^{Al}Na$, достаточно высокие $\alpha^{Al}Ca$ и $\alpha^{Al}Sr$ и преимущественно низкие значения других $\alpha^{Al}E$. Для глинистых пород большинства стратонов $\alpha^{Al}Na_{ср}$ близки или сопоставимы с теми, что свойственны взвеси рек умеренного климата. Величины $\alpha^{Al}K_{ср}$ в глинистых сланцах и аргиллитах сопоставимы со значениями данного параметра, рассчитанными для взвеси рек умеренного климата, таких как, например, Лена или Гудзон, но они в ряде случаев, вероятно, занижены. Илы рек Южной Африки обладают, напротив, несколько более высокими $\alpha^{Al}K$. Если считать “прямое” сопоставление рядов подвижности $\alpha^{Al}E$ для глинистых пород стратоти-

Таблица 1. Краткая сводка о представлениях относительно палеоклиматических условий формирования палеоводосборов рифейских толщ стратотипической местности

Table 1. Brief summary about paleoclimate conditions for catchments of the Riphean units in stratotype area

Серия	Свита	Представления о климате	Источники
Ашинская	Бакеевская	Холодный?	(Келлер и др., 1984; Маслов, 2000, 2014; Пучков и др., 2014; Горожанин и др., 2019)
Каратауская	Укская	Гумидный	(Гареев, 1982; Маслов, Горожанин, 1998; Маслов и др., 2003)
	Миньярская	Аридный	(Маслов, 1988)
	Инзерская	Гумидный	(Гареев, 1988; Маслов, 1988; Маслов и др., 2003)
	Катавская	Аридный или близкий к нему или гумидный	(Раабен, 1975; Гареев, 1982, 1989; Карта..., 1983; Гареев, Веретенникова, 1987; Маслов, Гареев, 1988; Парначев, 1988; Маслов, 1988)
	Зильмердакская	Гумидный или аридный/ семиаридный	(Гареев, 1987, 1989; Маслов, 1988; Маслов и др., 2003, 2013)
Юрматинская	Авзянская	Аридный или гумидный	(Парначев, 1987; Гареев, 1989; Широбокова, 1992; Подковыров, Гареев, 1995; Маслов, Гареев, 1999; Маслов и др., 1999; Крупенин и др., 2002)
	Зигазино-комаровская	Семиаридный или гумидный	(Подковыров, Гареев, 1995; Маслов и др., 2003)
	Зигальгинская	Гумидный тропический или теплый	(Т.Ф. Негруца, В.З. Негруца, 2000; Маслов и др., 2003)
	Машакская	Гумидный тропический	(Маслов и др., 2003)
Бурзянская	Бакальская	Гумидный или аридный или холодный	(Сульман и др., 1974; Карпова, Тимофеева, 1975; Генетические…, 1984; Парначев, 1987; Шевелев, 1997; Крупенин, 1999; Маслов, Гареев, 1999; Маслов и др., 1999; Т.Ф. Негруца, В.З. Негруца, 2000)
	Саткинская	Аридный или гумидный	(Парначев, 1987; Шевелев, 1997; Т.Ф. Негруца, В.З. Негруца, 2000)
	Айская	Аридный или холодный	(Сульман, Демчук, 1978; Маслов и др., 2003)

па рифея и таковых для илов и взвеси ряда рек Южной Африки, Северной Евразии и Северной Америки корректным, то можно сделать вывод (не совпадающий со многими предшествующими), что для эпох накопления терригенных отложений рифея Южного Урала был характерен климат, напоминавший современный умеренный климат северного полушария.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗУЕМОЙ БАЗЫ ДАННЫХ

Для расчета различных индикаторов и параметров палеоклимата применялась база данных о валовом химическом составе тонкозернистых отложений – аргиллитов, глинистых сланцев и глинистых алевролитов, включающая сведения о содержании основных породообразующих оксидов в 154 образцах, отобранных из хорошо известных естественных разрезов рифея Башкирского мегантиклинория и керна некоторых скважин. К их числу принадлежат разрезы айской свиты по р. Ай выше г. Куса и в окрестностях гор Бол. и Мал. Миасс, разрез половинкинской подсвиты саткинской свиты в окрестностях г. Сатка, разрез макаровской (нижней) подсвиты бакальской свиты на окраине г. Бакал и разрезы малобакальской (верхней) подсвиты той же свиты в карьерах Бакальского рудоуправления, обнажения и фрагменты разрезов машакской свиты на хр. Бол. Шатак, обнажения зигазино-комаровской и авзянской свит в районе хут. Катаскин, разрезы и их фрагменты зильмердакской свиты на восточном склоне хр. Зильмердак западнее пос. Инзер, на левом и правом бортах долины р. Мал. Инзер ниже д. Реветь, на южной окраине г. Миньяр, по правому борту долины р. Лемеза выше устья руч. Шаркраук, по левому и правому берегам р. Сатки в районе д. Пороги, фрагменты разрезов и обнажения инзерской свиты в окрестностях пос. Инзер, г. Катав-Ивановск и ж/д ст. Бьянка, разрезы миньярской свиты выше ж/д ст. Бьянка и в бассейне р. Бол. Инзер выше д. Усмангали, фрагменты разрезов нижней подсвиты укской свиты в окрестностях хут. Кулмас и на восточной окраине г. Усть-Катав и разрез бакеевской свиты там же. Информацию о послойном строении большинства

названных разрезов можно найти в четырехтомной монографии (Маслов и др., 2001).

Определение содержания основных породообразующих оксидов в глинистых породах проведено в разные годы в ПГО "Башкиргеология" (г. Уфа), ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) и ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) методами "мокрой химии" и рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Точность исследований методом РФА в ИГГ УрО РАН составляла 1–5% для элементов с содержанием выше 1–5 мас. %, и до 12–15% для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Пределы обнаружения для SiO_2 и Al_2O_3 составляли 0.22 и 0.16 мас. %, для MgO и MnO – 0.37 и 0.02, суммарного железа (Fe_2O_3*) – 0.06, K_2O и Na_2O – 0.04 и 0.15, P_2O_5 – 0.03 мас. %.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой нами в данной работе выборки варьирует от ≈51.63 до ≈66.20 мас. % (среднее – 60.55 ± ± 3.12 мас. %). Среднее содержание TiO_2 составляет 0.81 ± 0.18 мас. %. Величина $Al_2O_{3ср}$ равна 18.58 ± 2.00 мас. % (минимум – 14.98, максимум – 26.34 мас. %). Минимальное количество суммарного железа в виде Fe_2O_3 равно 1.33 мас. %, максимальное достигает 13.97 мас. % (Fe_2O_3*$_{ср}$ = 6.76 ± ± 1.89 мас. %). Среднее содержание оксидов магния и кальция составляет 2.26 ± 0.92 и 0.60 ± 0.68 мас. % соответственно (пределы вариаций – 0.01–5.10 и 0.02–4.04 мас. %). Величина $Na_2O_{ср}$ равна 0.73 ± 0.52, а $K_2O_{среднее}$ – 5.42 ± 1.79 мас. %. Потери при прокаливании (п.п.п.) варьируют от 0.90 до 6.95 мас. %. Таким образом, вся выборка образцов отвечает критериям, характеризующим глинистые породы (Юдович и др., 2020), а именно – содержание SiO_2 < 65–67 мас. %, содержание Al_2O_3 > 15 мас. %, величина Na_2O/K_2O (ЩМ, щелочной модуль) < 0.50. Для свит, представленных в нашей выборке пятью образцами и более, среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов и величины ЩМ приведено в табл. 2.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Реконструкция количественных характеристик палеоклимата. В статье К. Дена с соавторами (Deng et al., 2022) приведено уравнение взаимосвязи между величиной химического индекса изменения (CIA) и среднегодовыми палеотемпературами (СГТ), однако перед его рассмотрением следует пояснить, чем ценна указанная работа и каким (незаурядным) путем авторы пришли к такому результату. Используемая ими база данных включала содержание петрогенных оксидов для тонкозернистых отложений (взвесь и алевритоглинистую фракцию донных наносов) современных рек шести континентов – суммарно более 3.8 тыс. проб. Для всех проб были вначале определены такие показатели интенсивности силикатного выветривания, как CIA (Nesbitt, Young, 1982) и индекс выветривания Паркера (WIP (Parker, 1970)). Затем при помощи различных баз данных, привязанных к глобальной навигационной сети, авторами были рассчитаны актуальные для каждой пробы характеристики водосборных площадей (за исключением крупных речных сетей, которые несут смешанный сигнал), областей петрофонда и почвенных профилей, а также климатические характеристики.

После этого для величин CIA и WIP, а также 20 факторов окружающей среды, разбитых на четыре группы – климатические, геоморфологические, литологические и "покровные", вычислены корреляционные связи: для большинства из них они оказались слабыми. Например, для геоморфологических характеристик водосборных площадей, за исключением толщины почв на возвышениях, корреляционная связь |R| с величиной CIA, как правило, составляет менее 0.2. Позитивная корреляция интенсивности выветривания и толщины почв R= 0.49 в глобальных масштабах объяснена тем, что наиболее мощные почвы обычно сильнее обогащены глинистыми минералами. Значения |R| <0.2 также характерны для литологических факторов, под которыми авторами понимаются площадь распространения материнских пород разного состава и их соотношение, для "поверхностных" факторов – площади покрытия земной поверхности в области палеоводосборов льдом, деревьями и лесом в целом. Однако при этом авторы указанной работы не отрицают, что при региональных исследованиях с использованием небольших выборок вариации состава петрофонда и/или проявления ледовой экзарации могут иметь не подчиненное, а главенствующее значение, ведущее к занижению или завышению величин CIA.

Главный акцент при исследовании влияния тех или иных факторов в работе (Deng et al., 2022) сделан на том, что в глобальном масштабе влияние СГТ на величину CIA является вполне очевидным, так как $R_{СГТ–CIA}$ = 0.60. Более того, при температурах 0–30°C выявлена зависимость между величиной СГТ и CIA речных отложений, которая выражается следующим уравнением:

$$CIA = 1.02СГТ + 59.23. \quad (1)$$

Эмпирическое уравнение (1) было проверено авторами при вычислении глобального среднего CIA, и полученный результат (73.5) оказался близок к предыдущим оценкам (см., например: McLennan, 1993; Li, Yang, 2010). При реконструкции палеотемператур для четвертичных, неогеновых, палеоценовых и даже пограничных пермь-трисовых отложений, фиксирующих яркие климатические события, выражение (1) также показало хороший результат: расхождение с другими палеотемпературными индикаторами составило менее 1–3°C. Иные-

Таблица 2. Среднее, минимальное и максимальное содержание основных породообразующих оксидов в глинистых породах ряда свит рифея Южного Урала

Table 2. Average, minimum and maximum contents of the major element oxides in mudstones and shales of a number of Riphean units of the Southern Urals

Компонент, мас. %	Свита, подсвита								
	Айская	Бакальская	Машакская	Зигазино-комаровская	Авзянская	Бирьянская	Бедерышинская	Инзерская	Укская
SiO_2	63.74 ± 1.95 59.38–66.00	60.34 ± 2.56 54.57–66.09	60.78 ± 3.20 53.79–66.20	63.71 ± 1.85 60.95–65.80	59.24 ± 2.41 56.18–65.00	59.14 ± 3.70 51.63–65.86	60.30 ± 2.60 56.93–63.80	59.81 ± 3.70 53.50–65.00	61.35 ± 2.24 59.05–64.44
TiO_2	0.68 ± 0.11 0.45–0.90	0.80 ± 0.08 0.63–1.03	0.94 ± 0.25 0.58–1.62	0.88 ± 0.09 0.78–0.99	0.90 ± 0.10 0.79–1.13	0.68 ± 0.10 0.35–0.90	0.80 ± 0.09 0.67–0.90	0.91 ± 0.25 0.29–1.18	0.93 ± 0.07 0.85–1.03
Al_2O_3	17.04 ± 1.06 15.00–19.63	19.48 ± 1.18 16.23–21.77	19.42 ± 1.92 15.59–23.94	17.44 ± 1.71 15.70–20.20	18.34 ± 1.23 16.00–20.60	18.65 ± 3.05 14.98–26.34	16.45 ± 1.07 14.98–17.68	18.88 ± 1.42 17.00–20.81	16.91 ± 0.78 16.17–17.95
Fe_2O_3*	5.15 ± 1.30 3.36–7.75	7.68 ± 1.88 4.77–13.97	8.23 ± 1.53 5.73–12.17	6.19 ± 1.32 4.01–7.38	5.75 ± 1.12 3.00–7.19	6.66 ± 1.10 4.71–8.69	6.02 ± 1.71 3.98–8.41	6.60 ± 1.86 3.55–9.18	4.26 ± 0.54 3.52–4.85
MnO	0.03 ± 0.01 0.01–0.05	0.05 ± 0.04 0.01–0.18	0.03 ± 0.03 0.01–0.11	0.04 ± 0.03 0.01–0.08	0.01 ± 0.04 0.01–0.16	0.04 ± 0.06 0.01–0.29	0.06 ± 0.04 0.02–0.10	0.04 ± 0.02 0.02–0.09	0.01 ± 0.01 0.01–0.02
MgO	2.46 ± 1.16 0.40–5.10	1.60 ± 0.36 0.90–2.53	2.07 ± 0.87 1.07–4.29	2.34 ± 1.44 0.01–3.67	3.36 ± 1.01 1.26–5.08	2.28 ± 0.60 1.29–3.57	3.31 ± 0.90 1.98–4.25	2.32 ± 0.54 1.20–3.29	2.53 ± 0.39 1.90–2.90
CaO	0.59 ± 0.34 0.18–1.40	0.42 ± 0.67 0.07–4.04	0.36 ± 0.32 0.06–1.20	0.29 ± 0.21 0.02–0.56	1.13 ± 1.06 0.30–3.78	0.35 ± 0.35 0.07–1.35	0.93 ± 0.15 0.74–1.14	0.60 ± 0.23 0.27–0.84	2.09 ± 1.27 0.38–3.36
K_2O	5.16 ± 1.27 3.30–8.85	4.17 ± 0.94 2.71–5.99	4.44 ± 1.39 2.70–6.87	3.97 ± 1.48 2.28–5.76	5.73 ± 1.13 2.74–7.65	7.95 ± 0.97 5.84–9.93	7.05 ± 1.93 4.45–9.89	5.29 ± 0.85 4.38–7.06	5.87 ± 0.41 5.30–6.29
Na_2O	1.59 ± 0.45 0.69–2.67	0.64 ± 0.38 0.13–1.37	0.48 ± 0.31 0.11–1.19	1.51 ± 0.62 0.76–2.23	0.66 ± 0.36 0.11–1.19	0.27 ± 0.25 0.08–1.08	0.95 ± 0.13 0.71–1.09	1.11 ± 0.23 0.62–1.41	0.67 ± 0.32 0.13–0.89
P_2O_5	0.17 ± 0.07 0.09–0.30	0.09 ± 0.05 0.04–0.30	0.11 ± 0.05 0.03–0.26	0.08 ± 0.04 0.02–0.11	0.07 ± 0.03 0.04–0.14	0.17 ± 0.07 0.03–0.38	0.22 ± 0.10 0.13–0.43	0.11 ± 0.05 0.02–0.23	0.10 ± 0.02 0.07–0.11
П.п.п.	3.40 ± 0.49 2.08–4.10	4.91 ± 0.65 3.44–6.95	3.52 ± 1.48 0.90–5.32	3.97 ± 0.89 3.32–5.34	4.81 ± 0.81 3.40–5.93	4.02 ± 0.87 2.50–5.75	4.23 ± 0.49 3.30–4.68	4.42 ± 0.33 3.94–5.00	5.70 ± 0.86 4.40–6.70
ЩМ (Na_2O/K_2O)	0.33 ± 0.13 0.13–0.62	0.18 ± 0.12 0.02–0.43	0.13 ± 0.10 0.02–0.35	0.39 ± 0.10 0.25–0.48	0.13 ± 0.11 0.01–0.42	0.03 ± 0.03 0.01–0.11	0.15 ± 0.05 0.08–0.20	0.21 ± 0.04 0.14–0.29	0.11 ± 0.05 0.02–0.15
n	17	37	27	5	14	24	8	10	5

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное значение. n – число проанализированных образцов. П.п.п. – потери при прокаливании.

Note. The numerator contains the arithmetic mean and standard deviation, the denominator contains the minimum and maximum values. n – number of analyzed samples. П.п.п. – loss on ignition.

ми словами, авторы достигли позитивных результатов и небольшой погрешности при работе с ископаемыми осадочными архивами, а это, в свою очередь, нашло отражение в оптимизме в отношении потенциала уравнения (1) при палеореконструкциях, в том числе для более древних образований (возраст – сотни миллионов и миллиардов лет), в особенности тех, что не вмещают органические остатки и/или вещество.

Однако при этом в работе (Deng et al., 2022) сформулирован и ряд ограничений/требований к пробам силикластических отложений (и разрезам), применяемым для реконструкции СГТ прошлых эпох. Во-первых, для снижения эффекта минералогической дифференциации авторы рекомендуют использовать только глинистые образования, так как величины CIA для более грубозернистых осадков/пород приближены к CIA петрофонда (Nesbitt et al., 1997). Во-вторых, вариация состава петрофонда для исследуемого разреза/-ов должна быть минимальна и это следует продемонстрировать с помощью независимых показателей (например, индикаторов, использующих концентрации редких и рассеянных элементов). Лучше всего, если влияние этого фактора на величины CIA не будет меняться во времени для исследуемого/-ых разреза/-ов. В-третьих, изучаемые отложения должны охватывать временной интервал минимум в тысячи – десятки тысяч лет, так как именно столько времени необходимо для ощутимого влияния изменений СГТ на интенсивность выветривания (см., например: Penman et al., 2020).

Используемая нами выборка полностью удовлетворяет первому из перечисленных условий. Третье условие также достаточно легко удовлетворить, так как даже одна проба, представляющая условный сантиметр разреза, может охватывать временной промежуток порядка 3 тыс. лет (Algeo, Li, 2020). Многим сложнее в настоящем исследовании соответствовать второму требованию, поскольку помимо преобладания кислых магматических пород в составе петрофонда ряд эпох рифея характеризовался привносом в бассейны седиментации ювенильного материала (Маслов и др., 2022), что особенно характерно для свит, залегающих в основании нижнего (айская свита), среднего (машакская и зигазино-комаровская (?) свиты) и верхнего рифея (зильмердакская свита).

Помимо “оптимизма” и ограничений в работе (Deng et al., 2022) есть место и уместному “пессимизму”. Это выражается в предложении рассматривать только относительные изменения значений CIA (ΔCIA) и СГТ (ΔСГТ = ΔCIA/1.02), так как влияние региональных геологических особенностей и искажение в расчете палеотемператур, на взгляд авторов, является более или менее постоянным для одной осадочной последовательности. Учитывая это, а также принимая во внимание не совсем однородный состав рифейских глинистых пород, далее мы в основном будем оперировать усредненными величинами CIA для каждого из стратонов.

Кроме того, при рассмотрении столь большой выборки авторами публикации (Deng et al., 2022) не установлено никаких глобальных зависимостей между величинами CIA и среднегодовыми суммарными нормами осадков (СГСО). Значения CIA могут как уменьшаться, так и увеличиваться совместно с изменениями величин СГСО. Так, например, медианные значения CIA уменьшаются в интервале СГСО 0.2–0.8 м/год, затем увеличиваются (для 0.8–1.4 м/год) и демонстрируют почти одни и те же величины – от 50 до 95 при медианном порядка 85 – при СГСО > 2 м/год (Deng et al., 2022, Fig. 4b). Тем не менее исследования в этой области (климатофункций (Retallack, 2005)) ведутся и сегодня – в одной из последних работ подобной тематики (Gillot et al., 2022) можно найти уравнения взаимосвязи отношения кремнезема к глинозему в почвенных горизонтах и СГСО. По вполне понятным причинам для нас это исследование совсем не подходит, поэтому мы вынуждены обратиться к другим работам данного направления.

Одной из широко известных публикаций по изучению взаимосвязи состава глинистых пород и палеоклимата является работа (Sheldon et al., 2002). В ней на примере 126 проб палеопочв Северной Америки установлена закономерность, описанная следующим уравнением:

$$P = 221.12e^{0.0197(\text{CIA-K})}, \quad (2)$$

где P – СГСО, CIA-K – индекс химического изменения за вычетом калия. Авторы указанной работы отмечают, что параметр P непригоден для работы с почвами болотных, пустынных и тропических (с интенсивным выветриванием) регионов. Позже, при изучении кор выветривания гранитоидов Южной Италии, Ф. Перри (Perri, 2020) модифицировал уравнение (2) и оно приобрело следующий вид:

$$\text{СГСО} = 169e^{0.0271(\text{CIA})}. \quad (3)$$

Принимая во внимание преобладание кислых пород среди петрофонда рифейских толщ Башкирского мегантиклинория (Маслов и др., 2022), мы считаем модификацию (3) уравнения (2) предпочтительной, хотя в целом отдаем себе отчет в том, что методика использования химического состава глинистых пород для реконструкции СГСО еще далека от совершенства.

Наконец, при помощи таких параметров, как СГТ и СГСО, можно также рассчитать индекс аридизации Кёппена (Köppen, 1923):

$$AI_{\text{Köppen}} = \text{СГСО}/(\text{СГТ} + 33), \quad (4)$$

который даже спустя столетие остается одним из самых приемлемых показателей, использующих

величины температуры и суммы атмосферных осадков (Quan et al., 2013). При $AI_{Köppen} < 5.7$ климат считается аридным, а при $5.7 \le AI_{Köppen} < 10.4$ – семиаридным (Quan et al., 2013; Zhang et al., 2016).

Вычисление CIA. В соответствии с представлениями авторов работы (Nesbitt, Young, 1982), индекс CIA вычисляется по формуле:

$$CIA = Al_2O_3/(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*) \quad (5)$$

с применением мольных долей оксидов, при этом CaO* – величина мольной доли оксида кальция в некарбонатной составляющей породы. Существует несколько подходов к расчету CaO* (McLennan, 1993; Babechuk et al., 2014; Gwizd et al., 2022), среди которых наиболее подходящим для нас является тот, что предложен в работе (McLennan, 1993), так как для использования других нужны данные карбонатометрии либо рентгеноструктурного анализа и, например, сведения о концентрации сульфат-иона, которыми мы не располагаем либо располагаем не для всех проб нашей выборки.

Суть подхода С.М. Макленнана (McLennan, 1993) заключается в следующем. Содержание CaO уменьшается путем вычитания 10/3 мольной доли P_2O_5 там, где это возможно. Если оставшаяся мольная доля CaO ниже, чем таковая Na_2O, то такие значения считаются подходящими для дальнейших реконструкций. В противном случае вклад CaO считается существенным и величина CaO* принимается равной значению мольной доли Na_2O, так как подобное значение соотношения Ca/Na приемлемо для силикатных минералов. В работе (McLennan, 1993) отмечается, что эти поправки могут привести к занижению величин CIA, если потери кальция при выветривании были значительнее, чем потери натрия. В нашей базе данных к корректировке, при которой $CaO^* = Na_2O$, пришлось прибегнуть в отношении 33 проб, среди которых обе пробы из саткинской, 4 – бакальской, 6 – машакской, 7 – авзянской, 4 – бирьянской, 1 – из нугушской, бедерышинской, миньярской и почти все пробы укской и бакеевской свит/подсвит. Если рассмотреть "откорректированную" подвыборку отдельно, то можно заметить геохимически значимые ($p < 0.05$) корреляционные связи между п.п.п. и содержанием CaO ($R = 0.56$), Na_2O (0.60), а также между CaO и Na_2O (0.52). Это позволяет думать, что в указанных породах присутствуют смектит или смешаннослойные образования и/или Ca-содержащие ПШ.

Второй проблемой, с которой, как правило, сталкиваются исследователи, использующие CIA, является обогащение пород калием в ходе постседиментационных преобразований – калиевого метасоматоза (Fedo et al., 1995). Он может выражаться в обогащении алюмосиликатов калием как без замены ионов кальция и натрия, так и с их заменой. Мы, вслед за авторами книги (Юдович, Кетрис, 2000; см. также ссылки в этой работе), также считаем, что обогащение докембрийских красноцветных пород калием (в том числе КПШ) возможно вследствие щелочного аридного/семиаридного выветривания. Однако если в случае постседиментационного обогащения калием ход действий исследователя вполне понятен – использовать предполагаемый тренд выветривания исходных пород на диаграмме Al_2O_3–(CaO* + Na_2O)–K_2O (Nesbitt, Young, 1984; Fedo et al., 1995), то что делать во втором случае – не совсем ясно. За неимением лучшего мы также воспользовались корректировкой по тренду, принимая во внимание важное замечание, сделанное в публикации (Meunier et al., 2013) с использованием материалов (Meunier, 1980; White et al., 2002). Оно заключается в том, что предполагаемый тренд выветривания, по крайней мере для кислых пород, таких как граниты и гранодиориты, отличается от действительного.

Еще одним "врожденным" недостатком CIA является то, что он не учитывает выветривание Fe- и Mg-содержащих минералов, характерных для основного петрофонда. Это приводит к искажению его величины с занижением (Babechuk et al., 2014) либо завышением, а также смещению фигуративных точек на диаграмме A–CN–K влево (в сторону трендов выветривания основных и средних пород). Завышение величин главным образом наблюдается при наличии в составе глинистых пород хлорита, величина CIA для которого равна 100. Для диагностики подобных образцов мы воспользовались двумя критериями – содержанием MgO > 3 мас. %, свидетельствующем о наличии в глинистых породах основной вулкано- либо пирокластики и продуктов ее преобразования (Юдович, Кетрис, 2000), и положением фигуративных точек на диаграмме "кислый петрофонд – основной петрофонд – RW" (Cho, Ohta, 2022) с нанесенным на нее трендом выветривания кислых пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

При корректировке величин CIA (вычислении $CIA_{корр}$) с помощью реальных/действительных трендов выветривания (рис. 3) нами были отмечены особенности, которые в разной степени повлияли на итоговый подсчет палеотемператур. Первая – это, вероятно, занижение величин $CIA_{корр}$ для некоторых образцов айской, машакской, зигазино-комаровской свит и в меньшей степени бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, содержащих MgO > 3 мас. % и отклоняющихся вверх от тренда выветривания кислых пород к вершине "основной петрофонд" на диаграмме "кислый петрофонд – основной петрофонд – RW" (рис. 4). Оценить подобное искажение количественно не представляется возможным. Вторая особенность заключается в том, что некоторые точки состава глинистых пород бакальской, машакской, авзянской и укской свит, а

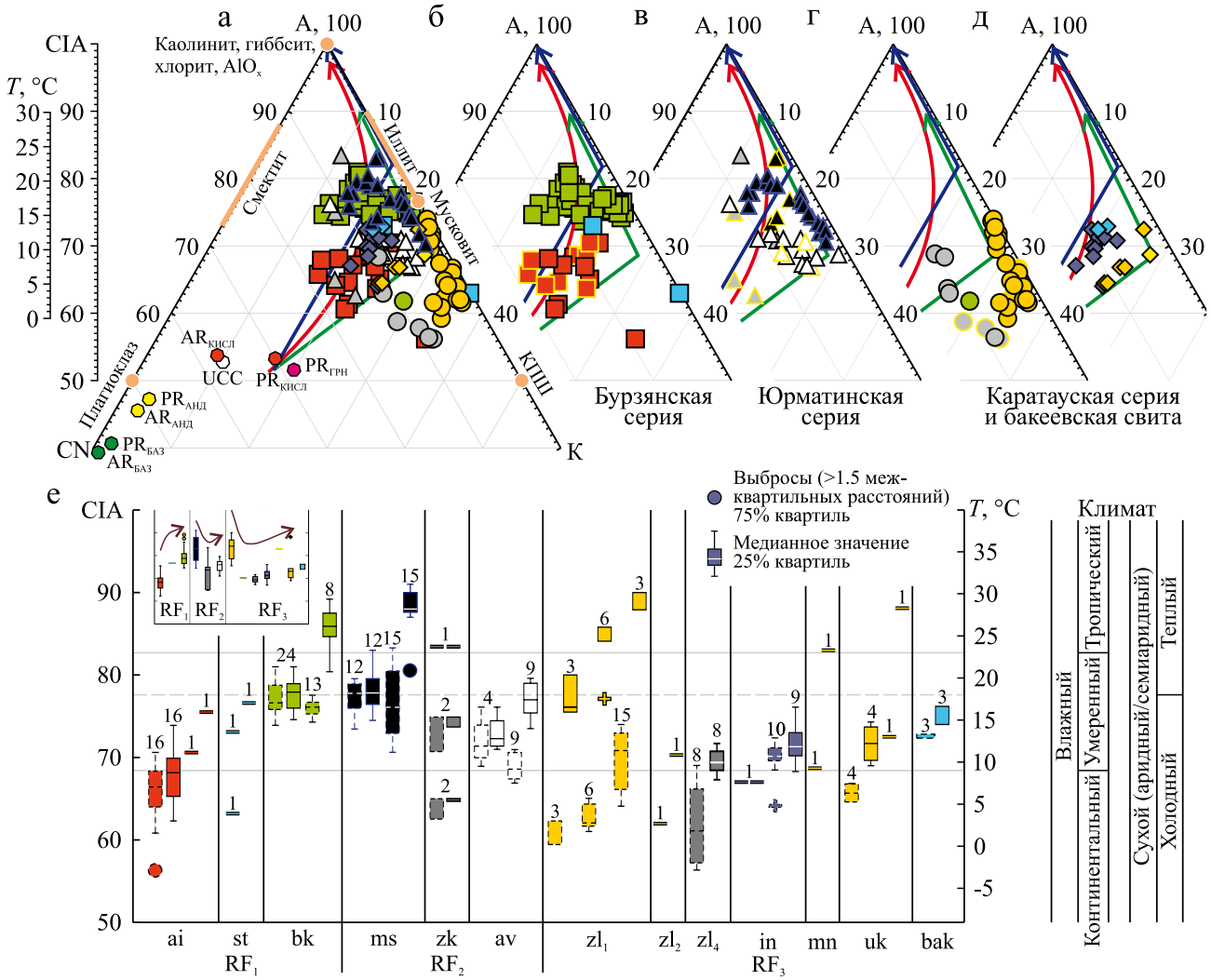


Рис. 3. Диаграмма A–CN–K (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) для глинистых пород стратотипа рифея (а–д), а также сравнение значений индекса CIA и $CIA_{корр}$ (е).

а – вся выборка, б – нижнерифейские глинистые породы, в – среднерифейские глинистые породы, г – глинистые породы зильмердакской свиты, д – верхнерифейские глинистые породы (без зильмердакской свиты). Для составов с желтым контуром характерны концентрации MgO > 3 мас. % (также см. текст). Тренды выветривания: синяя линия – предполагаемый тренд выветривания петрофонда (Nesbitt, Young, 1984); красная – тренд выветривания гранитов в приморском умеренном климате (Meunier, 1980); зеленая – тренд выветривания гранодиорита в умеренном (гумидном субтропическом) климате (White et al., 2002). Средние составы архейских (AR) и протерозойских (PR) гранитов (ГРН) кислых пород (КИСЛ), андезитов (АНД) и базальтов (БАЗ) нанесены с использованием значений по (Condie, 1993), верхней континентальной коры (UCC) – по (Rudnick, Gao, 2014).
е – коробчатые диаграммы со штриховыми контурами построены по распределению значений CIA до корректировки, со сплошными контурами – после ($CIA_{корр}$), цифра над наблюдаемым максимумом – число образцов, попадающих в подвыборку по величине RW-индекса. На врезке показаны коробчатые диграммы без разделения свит по RW-индексу.
Классификация палеоклимата по (Zhang et al., 2016). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 3. A–CN–K diagram (Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995) of Riphean stratotype mudrocks (а–д) and comparison of CIA and $CIA_{корр}$ value variation (е).

а – whole dataset, б – Lower Riphean mudrocks, в – Middle Riphean mudrocks, г – mudrocks of the Zilmerdak Fm, д – Upper Riphean mudrocks without Zilmerdak Fm. Yellow outline points display samples with MgO > 3 wt % (also see text). Source rocks weathering trends: blue – predicting trend (Nesbitt, Young, 1984); red – actual trend of granites in maritime temperate climate (Meunier, 1980); green – actual trend of granodiorite in temperate (humid subtropical) (White et al., 2002). Average chemical composition of Archean (AR) and Proterozoic (PR) granites (ГРН) felsic rocks (КИСЛ), andesites (АНД) and basalts (БАЗ) plotted with using values – (Condie, 1993), upper continental crust (UCC) – (Rudnick, Gao, 2014).
e – box plots with dashed line display CIA values, with full line – $CIA_{корр}$, number above upper whisker equal to number of analyzed samples. Inset boxplots represents $CIA_{корр}$ of every unit without RW index value portioning.
Paleoclimate classification after (Zhang et al., 2016). Also see Fig. 2 legend.

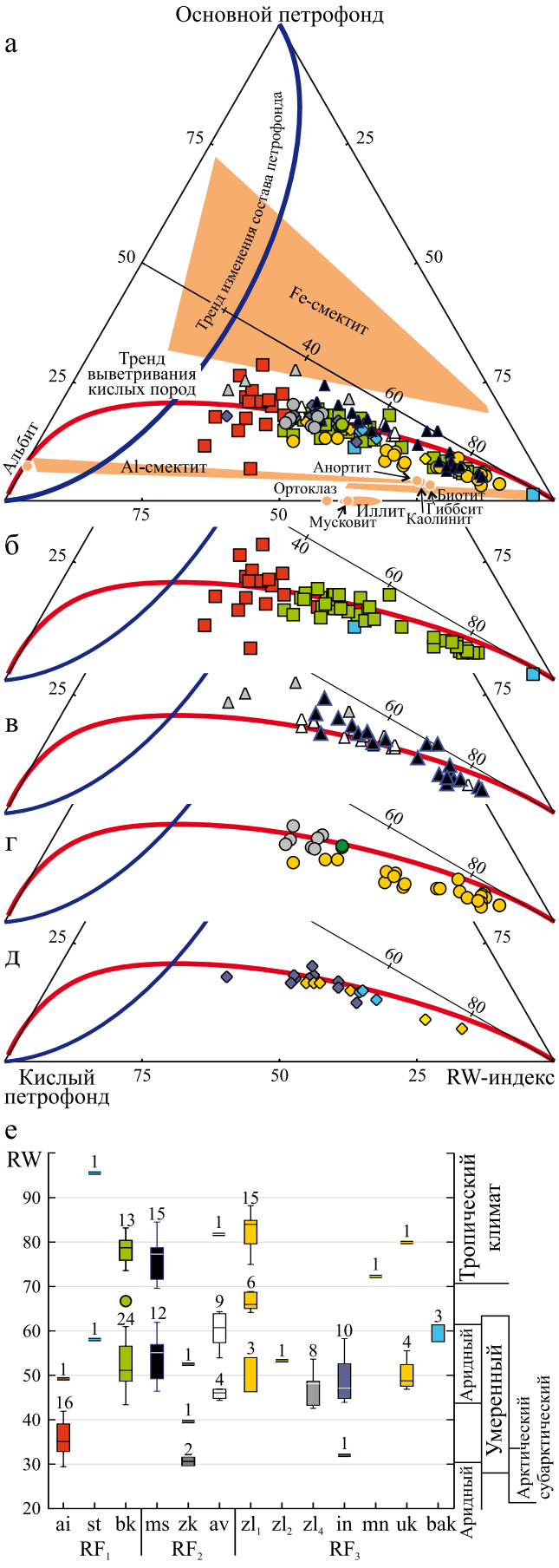


Рис. 4. Диаграмма “кислый петрофонд – основной петрофонд – RW” (Cho, Ohta, 2022) (а–д) и сравнение значений индекса RW (е) для глинистых пород стратотипа рифея.

а – вся выборка, б – нижнерифейские глинистые породы, в – глинистые породы среднего рифея, г – глинистые породы зильмердакской свиты, д – верхнерифейские глинистые породы (без зильмердакской свиты). Также см. условные обозначения к рис. 2, 3.

Fig. 4. Mafic–felsic–RW diagram (Cho, Ohta, 2022) (а–д) and comparison of RW index value variation (е) of Riphean stratotype mudrocks.

а – whole dataset, б – Lower Riphean mudrocks, в – Middle Riphean mudrocks, г – mudrocks of the Zilmerdak Fm, д – Upper Riphean mudrocks without Zilmerdak Fm. Also see legend to Fig. 2, 3.

также бирьянской подсвиты зильмердакской свиты практически идеально ложатся на тренд выветривания гранодиорита, но мы были вынуждены скорректировать их положение на диаграмме A–CN–K ввиду обогащения калием. Последнее находит отражение на диаграмме K_2O–Al_2O_3 (см. рис 2в), в частности в отклонении от линии мусковита и области иллита ближе к линии КПШ и точке фенгита. Некоторые из этих проб пришлось исключить из расчетов, так как на треугольнике A–CN–K они располагались достаточно близко к стороне A–K, что вносит неясности при корректировке (см. подробнее: Fedo et al., 1995). Так, например, из 13 проб бакальской свиты мы были вынуждены оставить только 8 (см. рис. 3е) Третья особенность анализируемой нами выборки глинистых пород стратотипа рифея – пробы, явно обогащенные КПШ. Эти единичные пробы из айской и саткинской свит, а также бирьянской и бедерышинской подсвит зильмердакской свиты, заметно отклоняющиеся к вершине K треугольника A–CN–K и вниз от тренда выветривания гранодиорита, были скорректированы нами по линии гранита, как и остальные пробы из названных свит. Не исключено, что величины $CIA_{корр}$ таких проб несколько завышены.

Следует подчеркнуть, что обогащенные калием пробы, за исключением проб авзянской свиты, на диаграмме “кислый петрофонд – основной петрофонд – RW” резко отличаются от остальных из тех же свит (см. рис. 4). Для этих проб значение RW-индекса, как правило, превышает 65 (до 95 и более, см. рис. 4б). Подобные величины характерны для почв, развитых в тропическом климате (oxisols и ultisols). Практически вся остальная часть выборки (RW = 40–65) ближе по значениям к почвам аридного (vertisols) либо умеренного (mollisols и alfisols) климата, а глинистые породы айской свиты (RW = = 29–49, в среднем 36) – не только к почвам умеренного, но и бореального (подзолы) климата. По этому критерию (положению на линии тренда вы-

ветривания кислых пород) пробы практически каждой свиты, представленной в нашей базе данных, были разделены на отдельные кластеры, что дало интересные результаты. В частности, оказалось возможным утверждать, что величины RW-индекса хорошо коррелируют со значениями $CIA_{корр}$.

Для раннерифейского времени в отношении образований исследуемой тектонической структуры можно предполагать потепление на водосборных площадях с 3–16°C при накоплении айской свиты до более чем 15°C, максимум 29°C для бакальской свиты. Средне- и позднерифейские образования демонстрируют одинаковый тренд изменения медианных величин СГТ (см. врезку рис. 3е): похолодание, сменяющееся некоторым потеплением в пределах палеоводосборов. При этом палеоводосборы машакского и бирьянского времени отличались примерно одинаковыми величинами температур, составлявших 15–31°C (медиана ≈23°C) и 8–30°C (медиана ≈24°C) соответственно. Валовый химический состав глинистых пород авзянской свиты позволяет предполагать, что они накапливались из материала, выветривавшегося при СГТ порядка 11–20°C (медианное ≈16°C), тогда как пробы зигазино-комаровской свиты в этом плане более разнородны – порядка 6°C (2 пробы), 14–15 (2 пробы) и около 18°C (1 проба). Следует отметить также сопоставимость палеотемпературных характеристик для нугушской (СГТ = 11°C), бедерышинской (8–12) подсвит зильмердакской свиты, инзерской (8–17, медиана 12) и укской (10–15°C) свит. Лишь некоторые пробы глинистых пород верхнего рифея имеют химический состав, отвечающий относительно высоким величинам среднегодовых палеотемператур (миньярская свита – 23°C, укская – порядка 28°C). Бакеевская свита, являющаяся, вероятно, продуктом ледовой экзарации подстилающих толщ (Маслов и др., 2022), демонстрирует более высокие величины $CIA_{корр}$ и палеотемператур (14–17°C) по сравнению с другими верхнерифейскими отложениями (кроме бирьянской подсвиты), что может быть следствием накопления богатых Fe/Mg глинистых минералов в таких климатических условиях (Deng et al., 2022; см. также ссылки в этой работе).

Постепенное потепление, происходившее в раннем рифее, мы с некоторой осторожностью склонны связывать с различными тектоническими событиями, сопровождавшимися выделением углекислого газа в атмосферу, в том числе сборкой суперконтинента Нуна, а также смещением блоков земной коры, за счет разрушения которых сформировались рассматриваемые толщи, из низких широт в приэкваториальные (Li et al., 2023). Все последующие температурные изменения также, вероятно, связаны с проявлениями вулканизма и дрейфом террейнов/континентов, за исключением наиболее верхней части разреза рифея.

Вычисление СГСО и индекса аридизации при помощи формул (3) и (4) позволяет получить некие результаты, но есть сомнения относительно их использования, так как фактически при применении уравнения (3) более теплые обстановки на палеоводосборных площадях “автоматически” определяются как в среднем более влажные (рис. 5а) и в большинстве своем гумидные (рис. 5б), что при таком подходе актуально и для рассматриваемых нами образований ($AI_{Köppen}$ > 10.4), а менее теплые – семиаридными и аридными. Более продуктивным, на наш взгляд, будет не только использовать RW-индекс и уравнение (1), но и учитывать другие индикаторы палеоклимата (для докембрийских образований – в первую очередь минералогические – и таким образом вычислять пороговые значения СГСО из выражения (3). Далее рассмотрены два примера подобного подхода.

Первый пример – красноцветные образования в составе зильмердакской свиты, которые обогащены калием (тонкорастертым КПШ). Как мы уже упоминали, подобное сочетание (красноцветность и высокие, более 4–6 мас. %, концентрации K_2O) в большей степени характерно для аридных/семиаридных обстановок (Юдович, Кетрис, 2000). Принимая во внимание пограничные значения $AI_{Köppen}$ для семиаридных климатических условий, можно предполагать, что палеотемпературному диапазону в 16–30°C (бирьянская подсвита) отвечает СГСО менее 0.51–0.66 м/год (см. рис. 5в), а 8–12°C (бедерышинская подсвита) – менее 0.43–0.47 м/год. Иными словами, подобные оценки сильно отличаются (более чем на 0.5–0.6 м/год) от тех, что можно получить, используя уравнение (Perri, 2020) (см. рис. 5а). Климат для бирьянских палеоводосборов можно охарактеризовать в основном как сухой теплый (СГТ ≥ 18°C), бедерышинских – сухой холодный (СГТ < 18°C).

Вторым примером являются толщи, для которых нет каких-либо особых сомнений относительно гумидного/субгумидного палеоклимата на водосборных площадях во время их накопления (см. табл. 1), т. е. это инзерская и укская свиты. В обоих случая минимальная сумма среднегодовых атмосферных осадков на водосборах должна была составлять >0.42–0.52 м/год (см. рис. 5в), для того чтобы в соответствии с (Quan et al., 2013; Zhang et al., 2016) считать палеоклимат субгумидным, либо быть примерно в 1.5 раза больше, чтобы можно было аттестовать его как гумидный. Только для единичной пробы, отобранной из укской свиты, эта величина должна была превышать 0.63 (либо ≈0.9) м/год (см. рис. 5в). Таким образом, те оценки, что вычислены по уравнению (Perri, 2020), вполне имеют право на существование (см. рис. 5а). Климат для водосборов инзерского и укского времени можно считать умеренным (9°C ≤ СГТ < 23°C) и иногда тропическим (СГТ = 28°C), но последний вывод

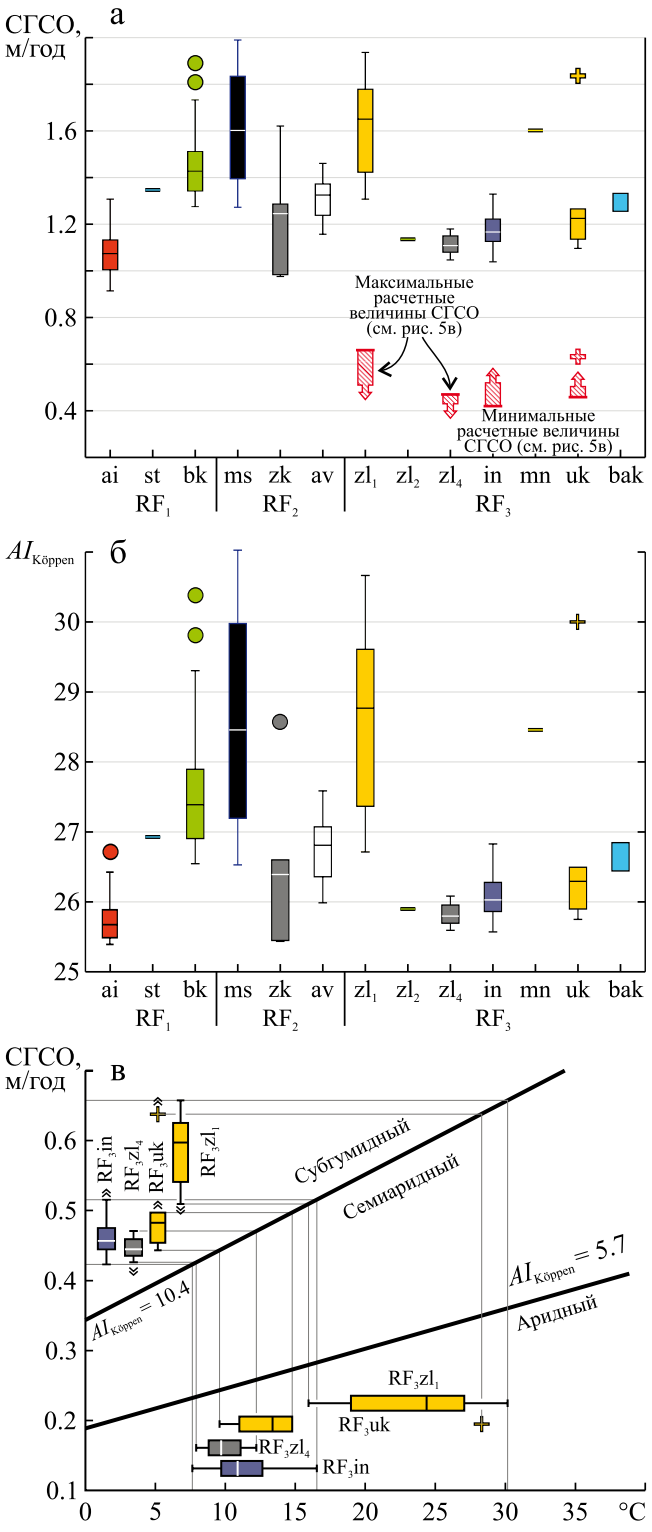


Рис. 5. Сравнение величин СГСО (а) и индекса аридизации Кёппена (б) для стратонов стратотипа рифея, а также пример расчета минимальных и максимальных величин СГСО (в).

Fig. 5. Comparison of mean annual precipitation (a) and Köppen aridity index (б) of Riphean stratotype units and example of minimum and maximum mean annual precipitation calculation (в).

сделан только по одной пробе и, конечно, нуждается в верификации.

ВЫВОДЫ

В настоящей работе на примере бурзянской, юрматинской и каратауской серий стратотипа рифея (западный склон Южного Урала) показаны возможности и ограничения методов расчета количественных палеоклиматических характеристик водосборных площадей (среднегодовых температур и суммы осадков) на основе данных о валовом химическом составе глинистых пород. При этом важно подчеркнуть следующее.

Так как изменение значения индекса CIA на одну единицу примерно равно изменению СГТ на 1°С, то для палеотемпературных реконструкций критически важны: 1) оценка влияния смешения источников сноса на состав глинистых пород; 2) методика расчета составов глинистых пород до их постседиментационного обогащения калийсодержащими минералами. В связи с этим нам представляется необходимым в будущем подробнее рассмотреть тренды выветривания различных магматических и силикластических пород на диаграмме A–CN–K, как предполагаемые, так и реальные. Также существует настоятельная необходимость разработки уравнения, которое выражало бы зависимость между другим, более надежным, индексом выветривания пород и СГТ.

Величины RW-индекса хорошо коррелируют со значениями индекса CIA, для которых внесены поправки ($CIA_{корр}$). Необходимо дальнейшее тестирование RW-индекса, так как, например, красноцветные толщи, предположительно накапливавшиеся в семиаридном/аридном климате (яркий пример – зильмердакская свита), характеризуются величинами RW, типичными для тропического климата. Есть вероятность (также см. нижневендскую глусскую свиту в (Маслов и др., 2024)), что для докембрийских красноцветных отложений, обогащенных калием, характерны определенные паттерны поведения на диаграмме A–CN–K и “кислый петрофонд – основной петрофонд – RW”.

Вычисление СГСО с помощью формулы, предлагаемой Ф. Перри (Perri, 2020), имеет свои сложности и проблемы. Нам представляется более уместным сначала вычислять палеотемпературы, а затем, используя различные палеоклиматические индикаторы (минеральные либо литологические), производить расчет минимальных или максимально возможных величин СГСО, принимая во внимание пограничные значения индекса Кёппена (Quan et al., 2013; Zhang et al., 2016). Только так можно в первом приближении воспользоваться классификациями климата для дочетвертичных образований, например той, что приведена в работе (Zhang et al., 2016).

Палеотемпературные характеристики в совокупности с величинами RW-индекса и использованием классификации палеоклимата (Zhang et al., 2016) в первом приближении позволяют предполагать накопление осадочных последовательностей стратотипа рифея за счет материала, формировавшегося в основном в умеренном либо холодном сухом климате (СГТ от 9 до 18°С). Исключение составляют некоторые пробы бакальской, машакской свит и бирьянской подсвиты зильмердакской свиты (СГТ более 18–23°С), для которых рассчитанные нами параметры отвечают тропическому либо теплому сухому климату, а также айской свиты. Климат времени накопления последней соответствовал, скорее всего, континентальному либо субарктическому климату (СГТ менее 9°С). Подробнее ответить на вопрос об их палеоклиматической принадлежности (сухом или влажном климате) можно будет, обращаясь к минеральным индикаторам палеоклимата и используя пограничные значения $AI_{\text{Köppen}}$, как это показано на нескольких примерах.

Все выполненные нами реконструкции опираются на актуалистические модели климата. Каковы они будут в иных случаях, судить пока практически невозможно, как и о том, насколько соответствуют их результаты тому, что было на самом деле.

Благодарности

При подготовке настоящей работы использован ряд данных, любезно предоставленных авторам Э.З. Гареевым и М.Т. Крупениным. Привлечены также аналитические материалы, полученные по образцам глинистых пород, отобранным В.М. Горожаниным и С.Г. Ковалевым. Иллюстрации к статье выполнены Н.С. Глушковой. Всем перечисленным коллегам, как и анонимным рецензентам, взявшим на себя труд ознакомления с текстом и способствовавшим его улучшению, авторы искренне признательны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 288 с.

Гареев Э.З. (1982) Геохимические особенности карбонатных пород опорных разрезов катавской и укской свит рифея Южного Урала. *Верхний докембрий и палеозой Южного Урала: стратиграфия и литология.* (Отв. ред. М.А. Гаррис). Уфа: БФАН СССР, 36-46.

Гареев Э.З. (1987) Условия формирования зильмердакских отложений по геохимическим данным на примере стратотипического разреза по р. Малый Инзер (Южный Урал). *Геохимия осадочных формаций Урала*. (Отв. ред. Л.В. Анфимов, М.Т. Крупенин). Свердловск: УНЦ АН СССР, 29-36.

Гареев Э.З. (1988) Геохимические особенности и условия осадконакопления отложений инзерской свиты в стратотипическом разрезе на Южном Урале. *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты*. (Отв. ред. В.И. Козлов). Уфа, БФАН СССР, 29-35.

Гареев Э.З. (1989) Геохимия осадочных пород стратотипического разреза рифея: Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 24 с.

Гареев Э.З., Веретенникова Т.Ю. (1987) Петрохимия и геохимия глинисто-карбонатных пород стратотипического разреза авзянской свиты на Южном Урале. *Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала*. (Отв. ред. Д.Н. Салихов). Уфа: БФАН СССР, 61-68.

Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. (1984) (Отв. ред. В.П. Петров). М.: Наука, 317 с.

Гольберт А.В. (1987) Основы региональной палеоклиматологии. М.: Недра, 221 с.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Войкина З.А., Шарипова А.А., Биктимерова З.Р., Султанова А.Г. (2019) Марино-гляциальные отложения в толпаровском разрезе верхнего докембрия (реки Зилим и Малый Толпар). *Геол. вестн.*, (3), 69-92. https://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-3-6

Горохов И.М., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Аракелянц М.М., Ковач В.П., Константинова Г.В., Турченко Т.Л., Васильева И.М. (2019) Изотопная систематика и возраст аутигенных минералов в аргиллитах инзерской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(2), 3-30. https://doi.org/10.31857/S0869-592X2723-30

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr, K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(3), 3-25.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(5), 82-96. https://doi.org/10.31857/S0869-592X27582-96

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Сергеева Н.Д., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В. (2022) U-Th-Pb-возраст детритового циркона из оолитовых известняков укской свиты: следы гренвильских источников сноса в позднем рифее Южного Урала. *Докл. РАН. Науки о Земле*, **503**(2), 90-96. https://doi.org/10.31857/S2686739722040193

Кагарманова Н.И. (1998) Глинистые породы рифея Башкирского мегантиклинория. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 158 с.

Карпова Г.В., Тимофеева З.В. (1975) Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 45-55.

Карта докембрийских формаций Русской платформы и ее складчатого обрамления (со снятыми фанерозойскими отложениями). (1983) Масштаб 1 : 2 500 000. Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 172 с.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. (1984) Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 119-124.

Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.

(2019) Sm-Nd-возраст пикритов Лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального среднерифейского магматизма. *Докл. РАН*, **488**(1), 595-598. https://doi.org/10.31857/S0869-5652488158-61

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013а) Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний–средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **21**(5), 3-20. https://doi.org/10.7868/S0869592X13050050

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. (2013б) Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале. *Докл. РАН*, **448**(4), 437-442. https://doi.org/10.7868/S086956521304021X

Крупенин М.Т. (1999) Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 257 с.

Крупенин М.Т., Ларионов Н.Н., Гуляева Т.Я., Демчук И.Г. (2002) Новые данные об особенностях седиментации в бассейнах авзянского времени среднего рифея. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 149, 43-49.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2003) Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал). *Докл. РАН*, **391**(6), 794-798.

Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. (2008) Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **16**(2), 16-34.

Маслов А.В. (1988) Литология верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория. М.: Наука, 133 с.

Маслов А.В. (2000) Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 624-639.

Маслов А.В. (2014) Литогеохимический облик отложений ашинской серии венда западного склона Южного Урала. *Литосфера*, (1), 13-32.

Маслов А.В. (2025) αAlE индексы глинистых пород рифея Южного Урала и особенности выветривания (первая попытка анализа). *Литосфера*, **25**(1), 96-113. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-96-113

Маслов А.В., Гареев Э.З. (1988) Литолого-геохимические особенности верхнерифейских отложений Башкирского мегантиклинория на Южном Урале. *Сов. геол.*, (2), 57-66.

Маслов А.В., Гареев Э.З. (1999) Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 78-91.

Маслов А.В., Горожанин В.М. (1998) Нижнеукский уровень каратавия типовой местности: особенности палеогеографии и параметров среды осадконакопления (по данным изучения глауконита). *Тр. ИГГ УНЦ АН СССР*, вып. 145, 15-20.

Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2023а) Индексы химического выветривания и их использование для палеоклиматических реконструкций (на примере разреза венда–нижнего кембрия Подольского Приднестровья). *Литология и полез. ископаемые*, (3), 249-273. https://doi.org/10.31857/S0024497X22700033

Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2023б) Интенсивность химического выветривания в позднем докембрии: новые данные по стратотипу рифея (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **31**(2), 109-124. https://doi.org/10.31857/S0869592X23020060

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Гой Ю.Ю. (2013) Примитивные палеопочвы в разрезах зильмердакской свиты (текстурный и литогеохимический аспекты). *Литосфера*, (2), 45-64.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. (2003) Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (5), 427-446.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. (1999) Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. (2001) Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Т. I, 351 с.; Т. II, 134 с.; Т. III, 130 с.; Т. IV, 103 с.

Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. (2024) Литогеохимия верхнедокембрийских терригенных отложений Беларуси. Сообщ. 2. Петрофонд, палеогеодинамика, палеогеография и палеоклимат. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 515-543. https://doi.org/10.31857/S0024497X24050019

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Граунов О.В. (2016) Изменения палеоклимата в позднем докембрии (по данным изучения верхнедокембрийского разреза Южного Урала). *Литология и полез. ископаемые*, (2), 129-149. https://doi.org/10.7868/S0024497X16020051

Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. (2018) Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал). *Докл. РАН*, **482**(5), 558-561. https://doi.org/10.31857/S0869565200029957

Маслов А.В., Кузнецов А.Б., Крамчанинов А.Ю., Шпакович Л.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н., Ковалев С.Г. (2022) Источники сноса верхнедокембрийских глинистых пород Южного Урала: результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **30**(1), 33-54. https://doi.org/10.31857/S0869592X22010045

Мележик В.А., Предовский А.А. (1982) Геохимия раннепротерозойского литогенеза (на примере северо-востока Балтийского щита). Л.: Наука, 208 с.

Методы реконструкции палеоклиматов. (1985) (Отв. ред. А.А. Величко). М.: Наука, 188 с.

Негруца Т.Ф. (1985) О возможностях реконструкций палеоклиматов докембрия. *Современные проблемы палеоклиматологии и литологии*. (Под ред. Н.Н. Верзилина). Л.: ЛГУ, 69-85.

Негруца Т.Ф., Негруца В.З. (2000) Литогенетические формации и их значение для реконструкции палеоклиматов докембрия. *Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса*. *Т. 2*. М.: ГЕОС, 66-70.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горохов И.М., Крупенин М.Т., Гороховский Б.М., Маслов А.В. (2013) Pb-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика среднерифейских фосфоритовых конкреций: зигазино-комаровская свита Южного Урала. *Докл. РАН*, **451**(4), 430-434. https://doi.org/10.7868/S0869565213220209

Парначев В.П. (1987) Фтор и хлор в позднедокембрийских осадочных породах Башкирского мегантиклинория в связи с вопросами их седиментации. *Геохимия вулканических и осадочных пород Южного Урала*. (Отв. ред. В.П. Парначев, В.В. Зайков). Свердловск: УНЦ АН СССР, 35-46.

Парначев В.П. (1988) Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 33 с.

Подковыров В.Н., Гареев Э.З. (1995) Эволюция составов терригенных пород юрматинской серии рифея Южного Урала. *Геологическое изучение и использование недр*. Науч.-техн. информ. сб., вып. 1. М.: Геоинформмарк, 25-36.

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А.А. (2014) Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения. *Геол. сб*., (11), 22-36.

Раабен М.Е. (1975) Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 248 с.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. (1961) Химический состав важнейших генетических типов глин. *Геохимия*, (6), 449-469.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. (2015) Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **23**(6), 16-27. https://doi.org/10.7868/S0869592X15060083

Синицын В.М. (1967) Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 232 с.

Стратиграфический кодекс России. (2019) (Отв. ред. А.И. Жамойда). СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.

Страхов Н.М. (1963) Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 535 с.

Сульман А.М., Демчук И.Г. (1978) Глинистые минералы в рифейских осадочных отложениях Башкирского мегантиклинория. *Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения*. (Отв. ред. Л.В. Анфимов, В.И. Козлов). Свердловск: УНЦ АН СССР, 16-24.

Сульман А.М., Демчук И.Г., Петрищева В.Г. (1974) Новые данные о минеральном составе глинистых сланцев бакальской свиты на Южном Урале. *Тр. ИГГ УНЦ СССР*, вып. 122, 26-27.

Шевелев А.И. (1997) Закономерности размещения и основы прогноза размещения магнезитовых месторождений. Дисс. … докт. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 46 с.

Широбокова Т.И. (1992) Стратиформное полиметаллическое и баритовое оруденение Урала. Свердловск: УрО РАН, 137 с.

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

Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. (2020) Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 512 с.

Ясаманов Н.А. (1985) Древние климаты Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 294 с.

Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol*., **363**, 56-75. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027

Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. (2007) Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chem. Geol*., **237**, 211-232. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.018

Cho T., Ohta T. (2022). A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288

Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E

Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun*., **13**, 1781. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0

Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Reassessment of chemical weathering indices: case study of piroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol*., **63**, 990-119. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4

Fedo C.M., Nesbitt W.H., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2

Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol*., **336**, 81-95. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013

Garzanti E., Padoan M., Setti M., López-Galindo A., Villa I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol*., **366**, 61-74. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.016

Garzanti E., Padoan M., Setti M., Peruta L., Najman Y., Villa I.M. (2013) Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **14**, 292-316. https://

doi.org/10.1002/ggge.20060

Gillot T., Cojan I., Badia D. (2022) Paleoclimate instabilities during late Oligocene – Early Miocene in SW Europe from new geochemical climofunctions based on soils with pedogenic carbonate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **591**, 110882. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110882

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. (2023) Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia. *Geosci. Front*., **14**, 101558. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558

Gonzalez-Alvarez I.J. (2005) Geochemical Study of the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Western North America: Implications for Provenance, Weathering and Diagenesis. PhD Dissertation. Saskatoon: University of Saskatchewan, 243 p. https://hdl.handle.net/10388/etd-01032006-213130

Gonzalez-Alvarez I., Kerrich R. (2012) Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precambrian Res*., **208-211**, 174-196. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.008

Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernandez F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., Thompson L., O`Connell-Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**, e2022JE007280. https://doi.org/10.1029/2022JE007280

Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol*., **55**(3-4), 319-322. https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6

Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin: Walter de Gruyter & Company, 379 p.

Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precambrian Res*., **298**, 157-173. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011

Li C., Yang S. (2010). Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Amer. J. Sci.*, **310**, 111-127. https://doi.org/10.2475/02.2010.03

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth-Sci. Rev.*, **238**, 104336. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336

McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303. https://doi.org/10.1086/648222

Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80.

Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013). The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**, 113-143. https://doi.org/10.2475/02.2013.03

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717. https://doi.org/10.1038/299715a0

Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1523-1534. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3

Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**, 173-192. https://doi.org/10.1086/515908

Ohta T., Arai H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chem. Geol*., **240**, 280-297. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag*., **107**, 501-504. https://doi.org/10.1017/S0016756800058581

Penman D.E., Caves Rugenstein J.K., Ibarra D.E., Winnick M.J. (2020) Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. *Earth-Sci. Rev.*, **209**, 103298. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103298

Perri F. (2020) Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: An overview. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **556**, 109873. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109873

Quan C., Han S., Utescher T., Zhang C., Liu Y.-S. (2013) Validation of temperature–precipitation based aridity index: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **386**, 86-95. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.008

Retallack G.J. (1986a) Editors preface to special issue on Precambrian paleopedology. *Precambrian Res*., **32**, 95-96.

Retallack G.J. (1986б) Reappraisal of a 2200 Ma-old paleosol from near Waterval Onder, South Africa. *Precambrian Res*., **32**, 195-232. https://doi.org/10.1016/0301-9268(86)90007-0

Retallack G.J. (2005) Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology*, **33**(4), 333-336. https://doi.org/10.1130/G21263.1

Retallack G.J., Grandstaff D., Kimberley M. (1984) The promise and problems of Precambrian paleosols. *Episodes*, **7**, 8-12. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1984/v7i2/003

Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford, Elsevier, 1-51. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *J. Geol*., **76**, 518-527.

Sheldon N.D., Retallack G.J., Tanaka S. (2002) Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *J. Geol*., **110**, 687-696. https://doi.org/10.1086/342865

Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 312 p.

Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol*., **234**, 321-339. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.008

Van de Kamp P.C. (2016) Potassium Distribution and Metasomatism in Pelites and Schists: How and When, Relation to Postdepositional Events. *J. Sed. Res.*, **86**, 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2016.44

White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (7), 37-59.

Yang J., Cawood P.A., Du Y., Feng B., Yan J. (2014) Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: Correlating high- and low-paleolatitude sedimentary records. *Geology*, **42**, 835-838. https://doi.org/10.1130/G35892.1

Yang J., Cawood P.A., Du Y., Li W., Yan J. (2016) Reconstructing Early Permian tropical climates from chemical weathering indices. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **128**, 739-751. https://doi.org/10.1130/B31371.1

Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041

REFERENCES

Algeo T.J., Li C. (2020) Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **287**, 8-26. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.055

Anfimov L.V. (1997) Lithogenesis in the Riphean sedimentary strata of the Bashkir meganticlinorium (Southern Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 288 p. (In Russ.)

Babechuk M.G., Widdowson M., Kamber B.S. (2014) Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chem. Geol*., **363**, 56-75. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.10.027

Bartley J.K., Khan L.C., McWilliams J.L., Stagner A.F. (2007) Carbon isotope chemostratigraphy of the Middle Riphean type section (Avzyan Formation, Southern Urals, Russia): signal recovery in a fold-and-thrust belt. *Chem. Geol*., **237**, 211-232. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.06.018

Cho T., Ohta T. (2022). A robust chemical weathering index for sediments containing authigenic and biogenic materials. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **608**, 111288. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111288

Condie K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**, 1-37. https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E

Deng K., Yang S., Guo Y. (2022) A global temperature control of silicate weathering intensity. *Nat. Commun*., **13**, 1781. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29415-0

Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Reassessment of chemical weathering indices: case study of piroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol*., **63**, 990-119. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00073-4

Fedo C.M., Nesbitt W.H., Young G.M. (1995) Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2

Gareev E.Z. (1982) Geochemical features of the carbonate rocks in the Riphean Uk and Katav Formations key sections in the Southern Urals. *Upper Precambrian and Paleozoic in the Southern Urals.* (Ed. by M.A. Garris). Ufa, BFAN SSSR, 36-46. (In Russ.)

Gareev E.Z. (1987) Conditions for the formation of Zilmerdak deposits according to geochemical data using the example of a stratotype section along the river. Maly Inzer (Southern Urals). *Geochemistry of sedimentary formations of the Urals*. (Ed. by L.V. Anfimov, M.T. Krupenin). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 29-36. (In Russ.)

Gareev E.Z. (1988) Geochemical features and sedimentation conditions of deposits of the Inzer Formation in the stratotype section in the Southern Urals. *Upper Precambrian of the Southern Urals and eastern Russian Plate*. (Ed. by V.I. Kozlov). Ufa, BFAN SSSR, 29-35. (In Russ.)

Gareev E.Z. (1989) Geochemistry of sedimentary rocks in the Riphean stratotype section: Ex. Abstr. Ph. D. (Geol.-mineral.). Moscow, GEOKHI, 24 p. (In Russ.)

Gareev E.Z., Veretennikova T.Yu. (1987) Petrochemistry and geochemistry of the muddy-carbonate rocks in the Avzyan Formation stratotype section in the Southern Urals. *Trace elements in magmatic, metamorphic and ore bearing strata in the Urals.* (Ed. by D.N. Salikhov). Ufa, BFAN SSSR, 61-68. (In Russ.)

Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol*., **336**, 81-95. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.06.013

Garzanti E., Padoan M., Setti M., López-Galindo A., Villa I.M. (2014) Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chem. Geol*., **366**, 61-74. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.12.016

Garzanti E., Padoan M., Setti M., Peruta L., Najman Y., Villa I.M. (2013) Weathering geochemistry and Sr-Nd isotope fingerprinting of equatorial upper Nile and Congo muds. *Geochem. Geophys. Geosyst*., **14**, 292-316. https://doi.org/10.1002/ggge.20060

Genetic types, distribution patterns and brucite and magnesite discovery estimation. (1984) (Ed. by V.P. Petrov). Moscow, Nauka Publ., 317 p. (In Russ.)

Gillot T., Cojan I., Badia D. (2022) Paleoclimate instabilities during late Oligocene – Early Miocene in SW Europe from new geochemical climofunctions based on soils with pedogenic carbonate. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **591**, 110882. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110882

Golbert A.V. (1987) Regional paleoclimatology basics. Moscow, Nedra Publ., 221 p. (In Russ.)

Golovanova I.V., Danukalov K.N., Salmanova R.Yu., Levashova N.M., Parfiriev N.P., Sergeeva N.D., Meert J.G. (2023) Magnetic field hyperactivity during the early Neoproterozoic: A paleomagnetic and cyclostratigraphic study of the Katav Formation, southern Urals, Russia. *Geosci. Front*., **14**, 101558. https://

doi.org/10.1016/j.gsf.2023.101558

Gonzalez-Alvarez I.J. (2005) Geochemical Study of the Mesoproterozoic Belt-Purcell Supergroup, Western North America: Implications for Provenance, Weathering and Diagenesis. PhD Dissertation. Saskatoon, University of Saskatchewan, 243 p. https://hdl.handle.net/10388/etd-01032006-213130

Gonzalez-Alvarez I., Kerrich R. (2012) Weathering intensity in the Mesoproterozoic and modern large-river systems: A comparative study in the Belt-Purcell Supergroup, Canada and USA. *Precambrian Res*., **208-211**, 174-196. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.04.008

Gorokhov I.M., Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Kovach V.P., Konstantinova G.V., Turchenko T.L., Vasil'eva I.M., Arakelyants M.M. (2019) Isotope systematics and age of authigenic minerals in shales of the Upper Riphean Inzer Formation, South Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(2), 133-158 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(2), 3-30). https://doi.org/10.1134/S0869593819020035

Gorozhanin V.M., Michurin S.V., Voikina Z.A., Sharipova A.A., Biktimerova Z.R., Sultanova A.G. (2019) Marino-glacial deposits in the Tolparovo section of the Upper Precambrian (Zilim and Malyi Tolpar rivers). *Geol. Vestn.*, (3), 69-92. (In Russ.) https://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-3-6

Gwizd S., Fedo C., Grotzinger J., Banham S., Rivera-Hernandez F., Stack K.M., Siebach K., Thorpe M., Thompson L., O'Connell-Cooper C., Stein N., Edgar L., Gupta S., Rubin D., Sumner D., Vasavada A.R. (2022) Sedimentological and geochemical perspectives on a marginal lake environment recorded in the Hartmann's Valley and Karasburg members of the Murray formation, Gale crater, Mars. *J. Geophys. Res. Planets*, **127**, e2022JE007280. https://doi.org/10.1029/2022JE007280

Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol*., **55**(3-4), 319-322. https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6

Kagarmannova N.I. (1998) Riphean Bashkirian meganticlinorium mudrocks. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 158 p. (In Russ.)

Karpova G.V., Timofeeva Z.V. (1975) Lithogenesis and stages of change in Riphean deposits of the Southern Urals. *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 45-55. (In Russ.)

Keller B.M., Weiss A.F., Gorozhanin V.M. (1984) Tolparovsky section of the Upper Precambrian (Southern Urals). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (9), 119-124. (In Russ.)

Köppen W. (1923) Die Klimate der Erde: Grundriss der Klimakunde. Berlin, Walter de Gruyter & Company, 379 p. (In German)

Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S., Vysotskii S.I. (2019) New data on the Sm-Nd age of picrites in the Lysogorsk complex, Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1018-1021 (translated from *Dokl. RAN*, **488**(1), 595-598). https://doi.org/10.1134/S1028334X19090034

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Busharina S.V., Sergeeva N.D., Paderin I.P. (2013б) Zircon geochronology of the Mashak volcanic rocks and the problem of the age of the Lower-Middle Riphean boundary (Southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **21**(5), 465-481 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **21**(5), 3-20). https://doi.org/10.1134/S0869593813050055

Krasnobaev A.A., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Busharina S.V., Lepekhina E.N. (2013a) Zirconology of Navysh volcanic rocks of the Ai suite and the problem of the age of the Lower Riphean boundary in the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **448**(2), 185-190 (translated from *Dokl. RAN*, **448**(4), 437-442). https://doi.org/10.1134/S1028334X13020050

Krupenin M.T. (1999) Rock formation environments of the Lower Riphean siderite-bearing Bakal Formation. Ekaterinburg, UrO RAN, 257 p. (In Russ.)

Krupenin M.T., Larionov N.N., Gulyaeva T.Ya., Demchuk I.G. (2002) New data on the features of sedimentation in the basins of the Avzyan time of the Middle Riphean. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 149, 43-49. (In Russ.)

Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion. *Precambrian Res*., **298**, 157-173. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.06.011

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2003) Sr isotope characteristics and Pb-Pb age of limestones of the Bakal Formation (type section of the Lower Riphean, Southern Urals). *Dokl. RAN*, **391**(6), 794-798. (In Russ.)

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Kaurova O.K., Krupenin M.T., Vasil'eva I.M., Gorokhovskii B.M., Maslov A.V. (2008) The Sr isotopic characterization and Pb-Pb age of carbonate rocks from the Satka Formation, the Lower Riphean Burzyan Group of the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(2), 120-137 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(2), 16-34). https://doi.org/10.1134/S0869593808020020

Li C., Yang S. (2010). Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *Amer. J. Sci.*, **310**, 111-127. https://doi.org/10.2475/02.2010.03

Li Z.-X., Liu Y., Ernst R. (2023) A dynamic 2000–540 Ma Earth history: From cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle. *Earth-Sci. Rev.*, **238**, 104336. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336

Map of Precambrian formations of the Russian Platform and its folded framing (with removed Phanerozoic sediments). (1983) Scale 1 : 2 500 000. Explanatory note. Leningrad, VSEGEI, 172 p. (In Russ.)

Maslov A.V. (1988) Lithology of the Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium. Moscow, Nauka Publ., 133 p. (In Russ.)

Maslov A.V. (2000) Some Specific Features of Early Vendian Sedimentation in the Southern and Middle Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **35**(6), 556-570. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 624-639). https://doi.org/10.1023/A:1026649531983

Maslov A.V. (2014) Lithogeochemical image of the Vendian Asha Series un the Southern Urals western slope. *Lithosphere (Russia)*, (1), 13-32. (In Russ.)

Maslov A.V. (2025) αAlE indices of Riphean clay rocks of the Southern Urals and weathering features (first attempt at analysis). *Lithosphere (Russia)*, **25**(1), 96-113. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-1-96-113

Maslov A.V., Gareev E.Z. (1988) Lithological and geochemical features of the Upper Riphean deposits of the Bashkir meganticlinorium in the Southern Urals. *Sov. Geol.*, (2), 57-66. (In Russ.)

Maslov A.V., Gareev E.Z. (1999) Petrochemical features of Late Precambrian sedimentary associations of the Bashkir meganticlinorium. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 78-91. (In Russ.)

Maslov A.V., Gorozhanin V.M. (1998) Lower Uk level of the Late Riphean in the stratotype area: paleogeographic and sedimentary environment parameter features. *Tr. IGG UNTs AN SSSR,* vyp. 145, 15-20. (In Russ.)

Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2023a) Chemical Weathering Indexes: Implication for Paleoclimatic Reconstructions, with the Vendian–Lower Cambrian Section of Podolian Transnistria as Example. *Lithol. Miner. Res.*, **58**(3), 213-234 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 249-273). https://doi.org/10.1134/S0024490222700043

Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2023б) Intensity of Chemical Weathering in the Late Precambrian: New Data on the Riphean Stratotype, South Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **31**(1), 1-16 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **31**(2), 3-21). https://doi.org/10.1134/S0869593823020065

Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Goj Yu.Yu. (2013) Primitive paleosols in South Urals Zilmerdak Formation (structural and lithogeochemical aspects). *Lithosphere (Russia)*, (2), 45-64. (In Russ.)

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (using the example of the Riphean of the Southern Urals). *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 427-446. (In Russ.)

Maslov A.V., Gareev E.Z., Krupenin M.T., Demchuk I.G. (1999) Thin-grained aluminosiliconclastics in the Upper Precambrian section of the Bashkir meganticlinorium (towards the reconstruction of formation conditions). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 324 p. (In Russ.)

Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z., Anfimov L.V. (2001) Riphean of the western slope of the Southern Urals (classical sections, sedimentation and lithogenesis, minerageny, geological natural monuments). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, V. I, 351 p.; V. II, 134 p.; V. III, 130 p.; V. IV, 103 p. (In Russ.)

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Gareev E.Z., Graunov O.V. (2016) Paleoclimate changes in the Late Precambrian: evidence from the Upper Precambrian section of the South Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **51**(2), 117-135 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 129-149). https://doi.org/10.1134/S002449021602005X

Maslov A.V., Melnichuk O.Yu., Kuznetsov A.B., Podkovyrov V.N. (2024) Lithogeochemistry of upper Precambrian terrigenous rocks of Belarus. Communication 2. Provenance, paleogeodynamics, paleogeography, paleoclimate. *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 515-543. https://doi.org/10.31857/S0024497X2405001

Maslov A.V., Erokhin Y.V., Gerdes A., Ronkin Y.L., Ivanov K.S. (2018) First results of U-Pb LA–ICP–MS isotope dating of detrital zircons from arkose sandstone of the Biryan subformation of Zilmerdak formation (Upper Riphean, South Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **482**(2), 1275-1277 (translated from *Dokl. RAN*, **482**(5), 558-561). https://doi.org/10.1134/S1028334X18100136

Maslov A.V., Kuznetsov A.B., Kramchaninov A.Y., Shpakovich L.V., Gareev E.Z., Podkovyrov V.N., Kovalev S.G. (2022) Provenances of the Upper Precambrian clay rocks in the Southern Urals: results of geochemical and Sm-Nd isotope geochemical investigations. *Stratigr. Geol. Correl.*, **30**(1), 30-51 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **30**(1), 33-54). https://doi.org/10.1134/S0869593822010038

McLennan S.M. (1993) Weathering and Global Denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303. https://doi.org/10.1086/648222

Melezhik V.A., Predovsky A.A. (1982) Early Proterozoic diagenesis geochemistry (by the example in the Baltic shield north-east). Leningrad, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)

Meunier A. (1980) Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes: étude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). *Memoir. Soc. Géol. France*, **140**, 1-80. (In French)

Meunier A., Caner L., Hubert F., El Albani A., Pret D. (2013). The weathering intensity scale (WIS): An alternative approach of the Chemical Index of Alteration (CIA). *Amer. J. Sci.*, **313**, 113-143. https://doi.org/10.2475/02.2013.03

Negrutsa T.F. (1985) About possibility to Precambrian paleoclimate reconstruction. *Modern paleoclimatology and sedimentology struggles.* (Ed. by N.N. Verzilin). Leningrag, LGU, 69-85. (In Russ.)

Negrutsa T.F., Negrutsa V.Z. (2000) Lithpgenetical assemblages and their signification for the Precambrian paleoclimate reconstruction. *Sedimentology, geochemistry and ore genesis struggles in the sedimentary process framework. V. 2.* Moscow, GEOS Publ., 66-70. (In Russ.)

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717. https://doi.org/10.1038/299715a0

Nesbitt H.W., Young G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1523-1534. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3

Nesbitt H.W., Fedo C.M., Young G.M. (1997) Quartz and Feldspar Stability, Steady and Non-Steady-State Weathering, and Petrogenesis of Siliciclastic Sands and Muds. *J. Geol.*, **105**, 173-192. https://doi.org/10.1086/515908

Ohta T., Arai H. (2007). Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chem. Geol*., **240**, 280-297. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017

Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Vasil'eva I.M., Gorokhov I.M., Krupenin M.T., Gorokhovskii B.M., Maslov A.V. (2013) Pb-Pb age and sr isotopic characteristic of the Middle Riphean phosphorite concretions: the Zigaza-Komarovo formation of the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **451**(2), 798-802 (translated from *Dokl. RAN*, **451**(4), 430-434). https://doi.org/10.1134/S1028334X13080047

Paleoclimate reconstruction methodics. (1985) (Ed. by A.A. Velichko). Moscow, Nauka Publ., 188 p. (In Russ.)

Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag*., **107**, 501-504. https://doi.org/10.1017/S0016756800058581

Parnachev V.P. (1987) Fluorine and chlorine in Late Precambrian sedimentary rocks of the Bashkir meganticlinorium in connection with issues of their sedimentation. *Geochemistry of volcanic and sedimentary rocks of the Southern Urals*. (Ed. by V.P. Parnachev, V.V. Zaikov). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 35-46. (In Russ.)

Parnachev V.P. (1988) Magmatism and sedimentation in the Late Precambrian history of the Southern Urals. Ex. Abstr. Dokt. geol. and min. sci. diss. Sverdlovsk, IGG UrO

RAN, 33 p. (In Russ.)

Penman D.E., Caves Rugenstein J.K., Ibarra D.E., Winnick M.J. (2020) Silicate weathering as a feedback and forcing in Earth's climate and carbon cycle. *Earth-Sci. Rev.*, **209**, 103298. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103298

Perri F. (2020) Chemical weathering of crystalline rocks in contrasting climatic conditions using geochemical proxies: An overview. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **556**, 109873. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109873

Podkovyrov V.N., Gareev E.Z. (1995) Evolution of the composition of terrigenous rocks of the Yurmatinsky series of the Riphean of the Southern Urals. *Geological study and use of subsoil. Scientific and technical information Sat. V. 1*. Moscow, Geoinformmark Publ., 25-36. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPoligraphService Publ., 280 p. (In Russ.)

Puchkov V.N., Sergeeva N.D., Ratov A.A. (2014) The Lower Vendian in the Southern Urals: peculiarities of a composition and structure. *Geol. sb*., (11), 22-36. (In Russ.)

Quan C., Han S., Utescher T., Zhang C., Liu Y.-S. (2013) Validation of temperature–precipitation based aridity index: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **386**, 86-95. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.008

Raaben M.E. (1975) Upper Riphean as GSSP part. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russ.)

Retallack G.J. (1986a) Editors preface to special issue on Precambrian paleopedology. *Precambrian Res*., **32**, 95-96.

Retallack G.J. (1986б) Reappraisal of a 2200 Ma-old paleosol from near Waterval Onder, South Africa. *Precambrian Res*., **32**, 195-232. https://doi.org/10.1016/0301-9268(86)90007-0

Retallack G.J. (2005) Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology*, **33**(4), 333-336. https://doi.org/10.1130/G21263.1

Retallack G.J., Grandstaff D., Kimberley M. (1984) The promise and problems of Precambrian paleosols. *Episodes*, **7**, 8-12. https://doi.org/10.18814/epiiugs/1984/v7i2/003

Riphean stratotype. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)

Ronov A.B., Khlebnikova Z.V. (1961) Chemical composition of the prime clay genetic types. *Geokhimiya*, (6), 449-469. (In Russ.)

Rudnick R.L., Gao S. (2014) Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. (Ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian). Oxford, Elsevier, 1-51. https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6

Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *J. Geol*., **76**, 518-527.

Semikhatov M.A., Chumakov N.M., Kuznetsov A.B. (2015) Isotope age of boundaries between the general stratigraphic subdivisions of the Upper Proterozoic (Riphean and Vendian) in Russia: the evolution of opinions and the current estimate. *Stratigr. Geol. Correl.*, **23**(6), 568-579 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **23**(6), 16-27). https://doi.org/10.1134/S0869593815060088

Sheldon N.D., Retallack G.J., Tanaka S. (2002) Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon. *J. Geol*., **110**, 687-696. https://doi.org/10.1086/342865

Shevelev A.I. (1997) Magnesite discovery distribution patterns and estimation basics. Dokt. geol. and min. sci. diss. Moscow, TsNIGRI, 45 p. (In Russ.)

Shirobokova T.I. (1992) Stratiform polymetallic and barite mineralization of the Urals. Sverdlovsk, UrO RAN, 137 p. (In Russ.)

Sinitsyn V.M. (1967) Paleoclimatology introduction. Leningrad, Nedra Publ., 232 p. (In Russ.)

Strakhov N.M. (1963) Diagenesis types and their evolution through Earth's history. Moscow, Gosgeolizdat Publ., 535 p. (In Russ.)

Stratigraphic Code of Russia. (2019) (Ed. by A.I. Zhamoida). St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)

Sul'man A.M., Demchuk I.G. (1978) Clay minerals in Riphean sedimentary deposits of the Bashkir meganticlinorium. *Precambrian strata of the Bashkir meganticlinorium in the Urals and their metallogeny*. (Ed. by L.V. Anfimov, V.I. Kozlov). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR, 16-24. (In Russ.)

Sul'man A.M., Demchuk I.G., Petrishcheva V.G. (1974) New data on the mineral composition of clay shales of the Bakal Formation in the Southern Urals. *Tr. IGG UNTs AN SSSR*, vyp. 122, 26-27. (In Russ.)

Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford, Blackwell, 312 p.

Turgeon S., Brumsack H.-J. (2006) Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche basin of central Italy. *Chem. Geol*., **234**, 321-339. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.008

Van de Kamp P.C. (2016) Potassium Distribution and Metasomatism in Pelites and Schists: How and When, Relation to Postdepositional Events. *J. Sed. Res.*, **86**, 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2016.44

White A.F., Blum A.E., Schultz M.S., Huntington T.G., Peters N.E., Stonestrom D. (2002) Chemical weathering of the Panola Granite: Solute and regolith elemental fluxes and the weathering rate of biotite. *Water-Rock Interactions, Ore deposits and Environmental geochemistry: A tribute to David Crerar: Geol. Soc. Spec. Publ.*, (7), 37-59.

Yang J., Cawood P.A., Du Y., Feng B., Yan J. (2014) Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: Correlating high- and low-paleolatitude sedimentary records. *Geology*, **42**, 835-838. https://doi.org/10.1130/G35892.1

Yang J., Cawood P.A., Du Y., Li W., Yan J. (2016) Reconstructing Early Permian tropical climates from chemical weathering indices. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **128**, 739-751. https://doi.org/10.1130/B31371.1

Yasamanov N.A. (1985) Earth's ancient climates. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 294 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

Yudovich Ya.E., Ketris M.P., Rybina N.V. (2020) Phospho-

rous geochemistry. Syktyvkar, GI Komi NTs UrO RAN, 512 p. (In Russ.)

Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Arakelyants M.M., Yakovleva O.V. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the Uk formation, the Southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(3), 3-25). https://doi.org/10.1134/S0869593808030015

Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Adamskaya E.V., Plotkina Y.V., Sergeeva N.D. (2022) The U-Th-Pb age of detrital zircons from oolitic limestones of the Uk formation: traces of the grenville provenance areas in the Late Riphean of the Southern Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **503**(2), 143-149 (translated from *Dokl. RAN. Nauki o Zemle*, **503**(2), 90-96). https://doi.org/10.1134/S1028334X22040195

Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Konstantinova G.V., Gorozhanin V.M., Ivanovskaya T.A. (2019) The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals as evidenced by the Rb–Sr age of glauconites of the Bakeevo formation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(5), 573-587 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 82-96). https://doi.org/10.1134/S0869593819050083

Zhang L., Wang C., Li X., Cao K., Song Y., Hu B., Lu D., Wang Q., Du X., Cao S. (2016) A new paleoclimate classification for deep time. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **443**, 98-106. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.11.041

УДК 552.5 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-748-771

Комплекс преобразований терригенных и карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея Южного Урала в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань, г. Усть-Катав)

С. А. Дуб, Л. В. Бадида, О. Ю. Мельничук, Л. В. Леонова

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: sapurins@gmail.com; kokshina.lv@gmail.com; o.u.melnichuk@gmail.com; lvleonova@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.02.2025 г., принята к печати 14.07.2025 г.

Объект исследования. Установлены и изучены продукты эпигенетических преобразований карбонатных и терригенных пород укской свиты верхнего рифея Башкирского мегантиклинория в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань у г. Усть-Катав). *Материал и методы*. Методом рентгеноструктурного анализа определен минеральный состав отложений, породы изучены в шлифах под поляризационным микроскопом, отдельные образцы исследованы с помощью электронного микроскопа. Для оценки характера вторичных изменений задействован стадиальный анализ. *Результаты.* Получены данные о последовательности и интенсивности преобразований как терригенных, так и карбонатных отложений. Все эпигенетические изменения пород укской свиты подразделены на градационные (эпигенез прогрессивный/погружения) и наложенные/флюидотектонические (эпигенез наложенный). К градационным отнесены фоновые преобразования, связанные с изменением термобарических условий в течение геологического времени, а также аутигенный собственный минералогенез. В число наложенных включены аутигенный наложенный/чужеродный минералогенез (метасоматоз и заполнение пустот), образование пустот и преобразования, связанные с локальными изменениями температуры и давления. Наложенные процессы (главным образом метасоматоз) были типичны для отложений, изначально обладающих высокой проницаемостью: песчаников тонкозернистых, известняков оолитовых, интракластовых и некоторых строматолитовых – они характеризуются богатством продуктов эпигенеза, взаимоотношения между которыми позволяют судить о последовательности протекавших процессов. *Выводы*. Комплекс структурно-минералогических признаков пород свидетельствует о градационных преобразованиях на уровне начала позднего катагенеза, что близко к литературным данным по геохимии органического вещества, указывающим на достижение отложениями мезокатагенеза. Завершение прогрессивного эпигенеза, скорее всего, обусловлено формированием Уральского орогена в позднем палеозое. Совокупность вторичных изменений свидетельствует о существенном влиянии наложенных эпигенетических процессов на осадочную последовательность, но в основном только в пределах пачек или пластов, которые могли служить проводниками флюидов.

Ключевые слова: *гетерогенная осадочная последовательность, петрография, стадиальный анализ, эпигенез, катагенез, градационные и наложенные преобразования, аутигенное минералообразование, метасоматоз*

Diagenesis of siliciclastic and carbonate deposits of the Neoproterozoic Uk Formation in the stratotype section (Southern Urals, Yuryuzan river, Ust-Katav town)

Semyon A. Dub, Lyudmila V. Badida, Oleg Yu. Melnichuk, Lyubov' V. Leonova

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: sapurins@gmail.com; kokshina.lv@gmail.com; o.u.melnichuk@gmail.com; lvleonova@yandex.ru

Received 18.02.2025, accepted 14.07.2025

Research subject. The products of epigenetic transformations of carbonate and siliciclastic rocks in the stratotype section of the Upper Riphean Uk Formation (Yuryuzan River near Ust-Katav) in Bashkirian Mega-anticlinorium were identified and studied. *Material and methods.* The mineral composition of deposits was determined by X-ray diffraction analysis,

Для цитирования: Дуб С.А., Бадида Л.В., Мельничук О.Ю., Леонова Л.В. (2025) Комплекс преобразований терригенных и карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея Южного Урала в стратотипическом разрезе (р. Юрюзань, г. Усть-Катав). *Литосфера*, **25**(4), 748-771. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-748-771. EDN: STFXYJ

For citation: Dub S.A., Badida L.V., Melnichuk O.Yu., Leonova L.V. (2025) Diagenesis of siliciclastic and carbonate deposits of the Neoproterozoic Uk Formation in the stratotype section (Southern Urals, Yuryuzan river, Ust-Katav town). *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 748-771. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-748-771. EDN: STFXYJ

© С.А. Дуб, Л.В. Бадида, О.Ю. Мельничук, Л.В. Леонова, 2025

the rocks were studied in thin sections under a polarizing microscope, and individual samples were examined using an electron microscope. Post-depositional transformations analysis was used to assess the nature of secondary changes. *Results.* Data on the sequence and intensity of both terrigenous and carbonate sediments alterations were obtained. All epigenetic transformations in the rocks of the Uk Formation were divided into gradational (progressive/subsidence epigenesis) and tectonic-fluid (superimposed epigenesis). Gradational transformations include progressive transformations associated with changes in thermobaric conditions over geological time, as well as authigenic native mineralogenesis. Superimposed transformations include authigenic extraneous mineralogenesis (metasomatism and filling of voids), formation of voids, and transformations associated with local changes in temperature and pressure. The superimposed processes (mainly metasomatism) were typical for deposits that initially had the highest permeability: fine-grained sandstones, oolitic limestones, intraclastic limestones and some stromatolitic limestones – they are characterized by a plethora of epigenetic products, which relationships in each case allow us to construct the sequence of processes that took place. *Conclusions*. The complex of structural and mineralogical features of rocks indicates progressive transformations at the level of the beginning of late catagenesis, which is consistent with the data literature of organic matter geochemistry, evidenced that the sediments reached the mesocatagenesis substage ("oil window"). The termination of progressive epigenesis is most likely due to the formation of the Ural orogen in the late Paleozoic. The set of secondary changes indicates a significant influence of superimposed epigenetic processes on the sedimentary sequence, but mainly only within the units or layers that could serve as fluid reservoirs (aquifers).

Keywords: *heterogeneous sedimentary sequence, petrography, post-depositional transformations analysis, epigenesis, late diagenesis, thermobaric and tectonic-fluid alterations, authigenic mineral formation, metasomatism*

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6)

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to L.G. Vakulenko, A.N. Kolchugin and A.V. Maslov for a thorough analysis of the manuscript and a set of critical comments that contributed to the revision of a number of provisions, clarification of conclusions and improvement of formulations. Discussion of the problems addressed in the article with M.P. Pokrovsky allowed authors to take a new look at the usual ideas and better systematize the material. During the work on the text, constructive suggestions were also received from M.T. Krupenin and O.D. Nikolenko. The authors are grateful to O.L. Galakhova and T.Ya. Gulyaeva for determining the mineral composition of the rocks.

ВВЕДЕНИЕ

Рифейские отложения западного склона Южного Урала обладают хорошей сохранностью седиментогенных признаков, которые позволяют реконструировать обстановки осадконакопления и особенности бассейнов седиментации (Маслов, 1997; Крупенин, 1999; и др.). Сведения о характере постседиментационных преобразований дают возможность выделить первичные характеристики с большей точностью и, следовательно, повышают достоверность таких реконструкций. В то же время сам комплекс трансформаций является отражением геологических процессов, происходивших в осадочно-породном[1] бассейне, выстраивание хронологической последовательности которых способствует уточнению геодинамической истории рассматриваемого региона.

Рифейские отложения в разных районах и на отдельных уровнях разреза Башкирского мегантиклинория (БМА) претерпели значительные преобразования, вплоть до метаморфизма на восточном крыле БМА. Эпигенетическим изменениям в большей степени подверглись нижне- и среднерифейские толщи, тогда как отложения верхнего рифея в целом менее преобразованы (Анфимов, 1997).

Понимание природы и последовательности вторичных процессов имеет важнейшее значение и в нефтегазовой геологии (Багринцева, 1999; Вакуленко, 2017; Тугарова, 2020). Степень постседиментационных изменений терригенных и карбонатных пород обычно оценивается раздельно, с использованием разных индикаторов (например: Постседиментационные…, 1980; Холодов, 1983; Васильева, 2017; Зубков, 2017; и др.). Соответственно, по уровню преобразований осадочные толщи разного состава плохо сопоставимы друг с другом. До сих пор остается актуальным замечание Б.А. Лебедева о том, что методики оценки степени изменений терригенных и карбонатных пород не скоррелированы, а "успеха можно достичь при сравнении карбонатных пород с терригенными в одних и тех же разрезах" (1992, с. 73). В связи с этим изучение особенностей эпигенеза гетерогенной укской свиты верхнего рифея как типичного примера смешанных терригенно-карбонатных последовательностей представляется значимой задачей.

Недавно были опубликованы результаты изучения укских отложений в гипостратотипе Кулмас на

[1] По Н.Б. Вассоевичу, В.Н. Холодову, Л.В. Анфимову и др.

р. Басу (Сергеева и др., 2023). Однако для пород стратотипического разреза на р. Юрюзань данные о постседиментационных изменениях до последнего времени носили фрагментарный характер и касались только карбонатных отложений (Крылов, 1967, с. 43; Кузнецов и др., 2006, с. 31).

РАСПОЛОЖЕНИЕ И СТРАТИФИКАЦИЯ РАЗРЕЗА

Укская свита венчает каратаускую серию верхнего рифея БМА (рис. 1). Лучше всего свита представлена в считающемся стратотипическом разрезе Медведь к востоку от г. Усть-Катав (д. Шубино) Челябинской области (Беккер, 1961; Козлов, 1982; Сергеева и др., 2023). Данный разрез находится в юго-западной части Сулеймановской антиклинали и характеризуется удовлетворительной обнаженностью большинства уровней, здесь также наблюдаются взаимоотношения свиты со смежными геологическими телами (Козлов, 1982; Маслов и др., 2019).

Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю карбонатно-терригенную (или терригенно-карбонатную в стратотипе) и верхнюю существенно карбонатную (Беккер, 1961; Стратотип…, 1983). Нижнеукская подсвита имеет трехчленное строение: нижняя ямаштинская толща терригенная, средняя аккостякская – карбонатная, верхняя авдырдакская – терригенно-карбонатная (Дуб и др., 2024). Верхняя известняковая подсвита в стратотипе состоит из юрюзанской, медвежьей I, манайсинской и медвежьей II толщ (Дуб, Гражданкин, 2021). Мощность нижней подсвиты в этом разрезе порядка 70 м, верхней – до 145 м.

Ямаштинская толща представлена песчаниками, реже алевролитами и аргиллитами. Песчаники аркозовые и полевошпато-кварцевые, с глауконитом, преимущественно тонкозернистые (с постепенными переходами в алевролиты) до мелкозернистых, с глинистым, регенерационным кварцевым и карбонатным цементом. В составе толщи обнаруживаются редкие прослои гравелитов и конгломератов с обломками карбонатных пород. *Аккостякская* толща сложена известняками с терригенной примесью. Для нее характерны строматолиты, присутствуют также линзы карбонатных конгломератов. *Авдырдакская* толща представлена ритмичным чередованием пачек терригенных (преимущественно алевролитов) и карбонатных пород – известняков яснозернистых интракластовых и оолитовых, а также микрозернистых разностей, в том числе с текстурами molar-tooth (MT) (Дуб и др., 2024).

Нижняя граница верхней подсвиты и одновременно *юрюзанской* толщи устанавливается по появлению в разрезе массивных известняков с тонкостолбчатыми (диаметром до 2 см) строматолитами. Породы неравномерно доломитизированы. Наиболее мощная в этом разрезе толща *медвежья I* сложена массивными постройками, отделенными друг от друга пакетами слоистых отложений или прослоями глинисто-карбонатных пород. Органогенные постройки состоят из сочлененных друг с другом биогермов толстостолбчатых (диаметром более 2 см) строматолитов, от нескольких десятков сантиметров до первых метров по высоте и ширине. Внутри построек между биогермами залегают линзы микрозернистых известняков, иногда с примесью глинистого материала. В толще отмечается слабая неравномерная доломитизация (ей наименее подвержены микрозернистые межбиогермные отложения). *Манайсинская* толща характеризуется слоистым строением и представлена ясно- и микрозернистыми известняками (в том числе чередующимися друг с другом), некоторые разности доломитизированы или слабо окремнены. Для нее характерны многочисленные MT-текстуры. Верхняя пачка этой толщи полностью доломитизирована. В толще *медвежьей II*, которая по текстурным характеристикам близка толще медвежьей I, также присутствуют строматолитовые биогермы, значительно реже встречаются слоистые зернистые известняки, не образующие здесь отчетливо выраженных пакетов и пластов. На отдельных участках породы перекристаллизованы, доломитизированы и слабо окремнены (Дуб, Гражданкин, 2021).

Толща медвежья II в этом разрезе срезается поверхностью несогласия, на которой залегает бакеевская свита (см. рис. 1). Глауконит в составе последней имеет возраст порядка 642 млн лет (Зайцева и др., 2019), тогда как по глаукониту укской свиты ранее были получены датировки 663 ± 9 млн лет (Rb-Sr метод) и 669 ± 16 млн лет (K-Ar метод) (Зайцева и др., 2008). Согласно последним данным, возраст укской свиты составляет более 717 млн лет (Маслов и др., 2019; Дуб, 2021; Сергеева и др., 2023).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Изучение продуктов преобразований пород укской свиты проводилось в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург). Основной объем работ заключался в полевых наблюдениях и последующих исследованиях порядка 250 шлифов под оптическим поляризационным микроскопом. Они представлены прежде всего образцами карбонатных пород, тогда как образцов терригенных пород из них около двух десятков. Для контроля результатов петрографических исследований и уточнения соотношения минеральных компонентов в 42 образцах проведен рентгеноструктурный анализ (РСА) с применением дифрактометра Shimadzu XRD-7000, полуколичественная оценка концентраций кристаллических фаз и определение параметров элементарной ячейки выполнены с использованием программы SiroQuant (Рянская и др., 2015) (аналитики О.Л. Галахова и

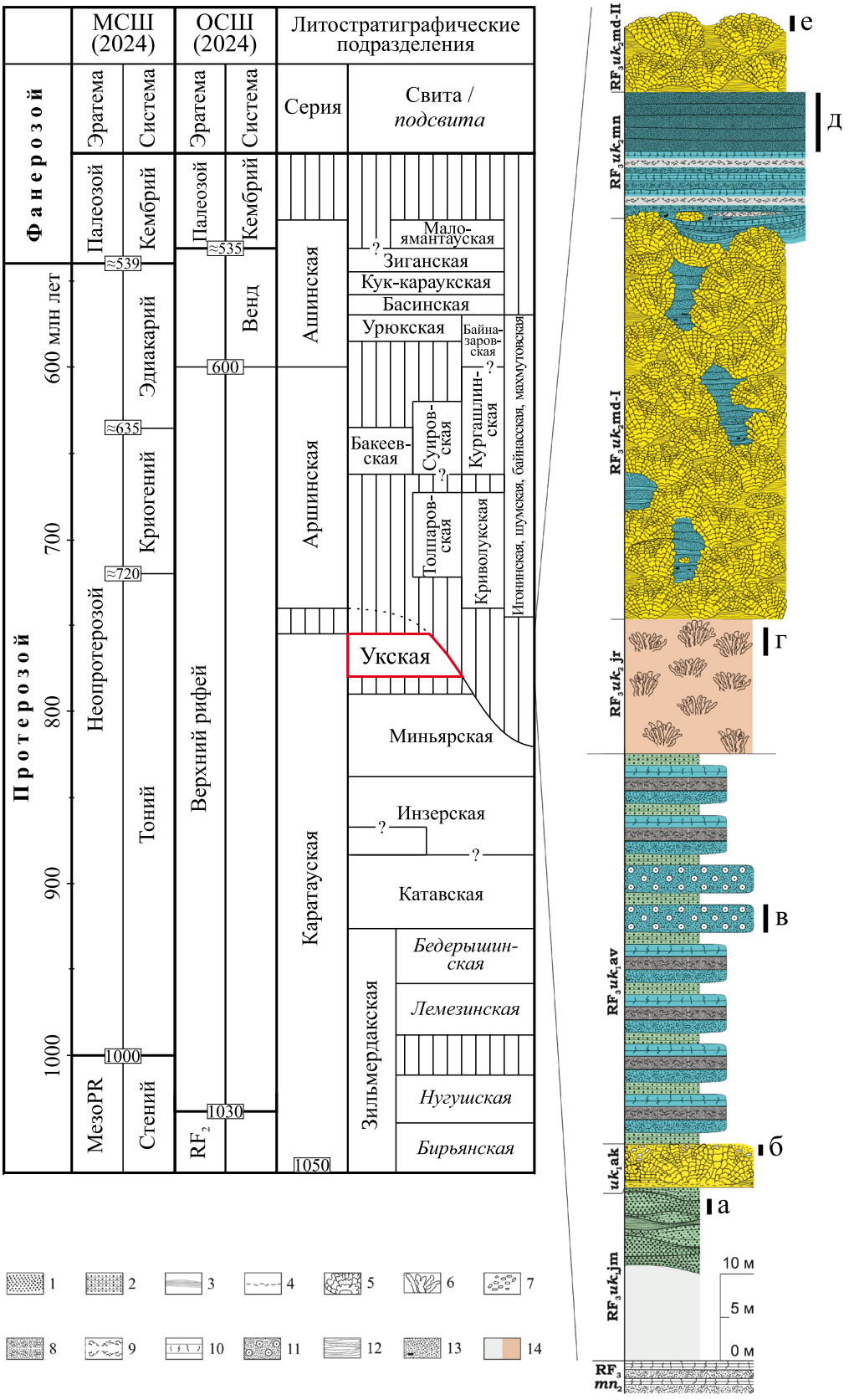


Рис. 1. Стратиграфическая схема верхнерифейско-вендских отложений БМА (модифицировано из (Дуб, 2021; см. также ссылки в этой работе)) и литолого-стратиграфическая колонка укской свиты в стратотипическом разрезе Медведь.

Циклиты, строматолиты и структурные компоненты показаны вне масштаба. Легенда к колонке: 1–3 – терригенные породы: 1 – песчаники, 2 – алевролиты (в том числе с карбонатным цементом), 3 – алевролиты глинистые и аргиллиты; 4–13 – известняки: 4 – с плоскими карбонатными литокластами (основание аккостякской толщи), 5 – преимущественно с толстостолбчатыми строматолитами, 6 – преимущественно с тонкостолбчатыми строматолитами, 7 – с обломками галечной размерности, 8 – интракластовые с обломками МТ-карбоната (МТ-кластами), 9 – интракластовые с МТ-прожилками по наслоению, 10 – микрозернистые с субвертикальными МТ-прожилками, 11 – интракластово-оолитовые, 12 – микрозернистые тонкослоистые, 13 – интракластовые в слоистых пакетах; 14 – задернованные или плохо обнаженные интервалы. Справа от колонки показаны интервалы пород, испытавших наиболее интенсивные преобразования: а – мелко-тонкозернистые песчаники ямаштинской толщи (обр. 22.10-6-10), б – карбонатные гравелито-конгломераты аккостякской толщи, в – оолитовые известняки авдырдакской толщи (обр. 22.10-8-10), г – известняки с тонкостолбчатыми строматолитами юрюзанской толщи, д – интракластовые карбонаты верхней пачки манайсинской толщи, е – строматолитовые известняки медвежьей II толщи вблизи кровли свиты.

Fig. 1. Neoproterozoic (Upper Riphean and Vendian) stratigraphic scheme of the BMA (modified after (Dub et al., 2021), see also references in this work) and stratigraphic column for the Uk Formation in the stratotype section Medved.

Bed sets, stromatolites and texture components are out of scale. Column key: 1 – sandstones, 2 – siltstones, 3 – clayey siltstones and claystones; 4–13 – limestones: 4 – with flat carbonate clasts (Akkostyak Member base), 5 – mainly with thick-columnar stromatolites, 6 – mainly with thin-columnar stromatolites, 7 – with pebble-sized clasts, 8 – intraclastic with MT-carbonate clasts (MT-clasts), 9 – intraclastic with layer-oriented MT-veins, 10 – microgranular with subvertical MT-veins, 11 – intraclast-oolitic, 12 – microgranular, thin-layered, 13 – intraclastic in the layered bedsets; 14 – closed intervals. The intervals of rocks that have undergone the most intense transformations are shown to the right of the column: a – fine-grained sandstones of the Yamashta Member (sample 22.10-6-10), б – carbonate gravel-conglomerates of the Akkostyak Member, в – oolitic limestones of the Avdyrdak Member (sample 22.10-8-10), г – limestones with thin-columnar stromatolites of the Juryuzan Member, д – intraclastic carbonates of the upper unit of the Manaysu Member, e – stromatolitic limestones of the Medved II Member near the Uk Formation top.

Т.Я. Гуляева). Изображения сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), энерго-дисперсионные спектры (ЭДС) и карты по элементам были получены с помощью микроскопа TESCAN MIRA LMS (S6123), оснащенного спектрометром INCA Energy 450 X-MaxEDS и программным обеспечением AZtecOne (аналитик Л.В. Леонова); образцы (2 шт.) изучались на относительно ровных свежих сколах с углеродным напылением.

На плохо обнаженных интервалах разреза образцы были отобраны из расчисток. При исследованиях учитывался фактор изменения пород в современных поверхностных условиях (в первую очередь в отношении наименее устойчивых к гипергенезу минералов).

При изложении материала использованы следующие классификации: осадочных пород в целом – В.Т. Фролова (1992), песчаников – В.Д. Шутова (1967), карбонатных пород – В.Г. Кузнецова (2007) и Р. Данхэма (Dunham, 1962).

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Под эпигенезом мы понимаем как совокупность процессов, происходящих с осадочной породой (рыхлой или литифицированной) в пределах стратисферы, так и соответствующую стадию (отрезок времени), в течение которой данные процессы протекают. Эпигенез следует за седиментогенезом и может смениться гипергенезом, составляя наравне с ними цикл литогенеза. Начало стадии связывается с пространственной изоляцией отложений от среды седиментации: она отсчитывается от момента, когда осадочные образования перестают быть частью гидросферы, атмосферы или биосферы (при этом, разумеется, определенная связь с ними может сохраняться), переходя в состав осадочной оболочки Земли. Эпигенез – стадия бытия породы в земной коре (согласно Л.В. Пустовалову (1940)) до наступления метаморфизма с одной стороны или разрушения при взаимодействии с внешними геосферами с другой.

Рядом исследователей термин “эпигенез” не рекомендован к применению (Страхов, Логвиненко, 1959; Холодов, 1970; Вассоевич, 1983; и др.). Еще ранее было предложено (Пустовалов, 1940; Копелиович, 1965; и др.) отсчитывать наступление эпигенеза с литификации осадка (“превращения осадка в породу”). Такой подход нам представляется неудачным: часть осадочных образований (например, органогенные постройки) может быть литифицирована сразу при возникновении, тогда как другие породы (например, вулканические пеплы, голубые кембрийские “глины” и т. д.) остаются нелитифицированными, несмотря на погружение на большие глубины и длительное нахождение в земной коре.

В настоящей работе в понятие эпигенеза включаются как процессы позднего и частично раннего диагенеза (поскольку начало диагенеза обычно связывается с моментом отложения осадка), катагенеза и метагенеза (с разграничением по критерию, отражающему изменения *P-T* условий с глубиной), составляющие в совокупности “эпигенез погружения/прогрессивный”, так и процессы “наложенного эпигенеза” (по Б.А. Лебедеву (1992)), вызванные тектоническими дислокациями и инверсией/воздыманием толщ или обусловленные воздействием флюидов (любой газово-жидкой фазы независимо от генезиса, состава и температуры). Соот-

ветственно, градационность преобразований считается только одним из проявлений эпигенеза. Противоположная "грань" – это "регрессивный эпигенез" (Рухин, 1961; Юдович, 2008). Термин "эпигенез" как нельзя лучше подходит для описания влияния процессов тектонического цикла (традиционно включающего рифтогенез, спрединг, субдукцию и орогенез) на стратисферу, так как повышение температуры и давления на границах литосферных плит может происходить неградационно, а облик и характер преобразований осадочных пород в значительной мере определяется тектоническими дислокациями и магматизмом.

При обсуждении комплекса вторичных изменений пород укской свиты видится необходимым разделение эпигенетических преобразований на градационные и наложенные. В общем случае первые представляют собой фоновые преобразования, связанные с изменением термобарических условий при погружении в течение определенного геологического времени. К ним добавляются также аутигенные собственные преобразования (Япаскурт, 2016). Вторая группа (наложенные/флюидотектонические процессы) обусловлена геодинамическими/тектоническими и гидрогеологическими (гидрохимическими или гидротермальными) факторами (Махнач, 2000; Лукин и др., 2009; Зубков, 2017; и др.). К ней относится аутигенный чужеродный минералогенез, включающий в качестве частного случая метасоматоз (свойственный всем стадиям осадочного породообразования – от диагенеза до метагенеза (Япаскурт, 2008)). К наложенным преобразованиям отнесено и формирование пустотного пространства, объясняемое тектонической активизацией.

Четкое разграничение фоновых и наложенных преобразований для того или иного объекта имеет важнейшее значение для хемостратиграфических исследований – от понимания, была ли изотопная система закрытой (когда фиксируются только фоновые изменения) или открытой (проявляются наложенные преобразования), зависит правильность построений и корреляций.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав отложений

Из нижней подсвиты отобраны 22 образца, 15 из которых представлены терригенными породами. Среди них диагностированы песчаники алевритистые и алевритовые, алевролиты песчаные и песчанистые, иногда известковистые и известковые, а также алевролиты глинистые, в полевых условиях практически неотличимые от аргиллитов. Остальные образцы представлены известняками (5 обр.) и карбонатно-кремнистыми породами (пластовыми кремневыми конкрециями? – 2 обр.).

Среди образцов пород верхней подсвиты доминируют известняки (15 обр.), встречаются доломиты (4 обр.) и карбонатно-терригенные отложения (1 обр.). Большинство известняков представлено чистыми разностями, тем не менее породы разных толщ (и разных фаций) обладают некоторыми особенностями (табл. 1). Ранее были опубликованы (Дуб, Горбунова, 2019) полные данные о химическом составе известняков (57 обр.) медвежьей I и манайсинской толщ. Объем настоящей статьи не позволяет снова подробно рассмотреть их литохимию, поэтому мы ограничиваемся лишь общими сведениями о минеральном составе, установленном по данным РСА, СЭМ и результатам изучения шлифов.

По данным РСА в составе тонкозернистых песчаников ямаштинской толщи (3 обр.) доля кварца составляет 56–67%, калиевых полевых шпатов (КПШ) – 21–26%, плагиоклазов – 7–14%; содержание кальцита достигает 12%, присутствует глинистое вещество, в обр. 22.10-6-10 также обнаруживаются доломит и сидерит (доли процента). Песчаные и песчанистые алевролиты (5 обр.) сложены кварцем (39–60%), КПШ (26–35%), плагиоклазом (12–14%) с подчиненным количеством глинистого вещества, которое не учитывалось при анализе; иногда для них характерен карбонатный цемент (максимально 21% кальцита); в обр. 22.10-6-8 отмечаются следовые количества слюд и сидерита. В глинистых алевролитах этой толщи (4 обр.) суммарное содержание обломков кварца и полевого шпата (ПШ) составляет 59–81%, соответственно доля глинистого вещества (преимущественно иллит или смешанослойные образования на его основе) в ассоциации с некоторым количеством слюд варьирует от 18 до 37%, кальцита – от 1 до 7%.

В строматолитовых и микрозернистых известняках аккостякской толщи (3 обр.) присутствует до 12% терригенного материала (в основном силикокластика). Терригенные породы в составе авдырдакской толщи представлены известковистыми и известковыми алевролитами (3 обр.), содержащими 41–47% кварца, 20–36% ПШ, 1–3% слюд при 18–34% кальцита. В известняках этой толщи (2 обр.) количество некарбонатной примеси составляет менее 4% (при достаточно низком содержании доломита).

Тонкостолбчатые строматолиты юрюзанской толщи (4 обр.) неравномерно доломитизированы (в обр. 1701-32 до 28% доломита) и обогащены терригенным материалом: песчано-алевритовых зерен кварца, ПШ и слюд суммарно до 8%, глинистого вещества – до 5%.

В двух образцах толстостолбчатых строматолитов толщи медвежьей I доля силикокластики ниже 4%. В шлифах наблюдаются неравномерно распределенные скопления кристаллов доломита – как в отдельных строматолитовых слойках, так и в

Таблица 1. Минеральный состав пород укской свиты по данным рентгеноструктурного анализа, мас. %

Table 1. Mineral composition of the Uk Formation deposits by X-ray diffraction data, wt %

Подсвита	Толща	№ образца	Литотип	*Cal*	*Dol*	*Qz*	*Pl*	*Kfs*	*Il*	*Mca*	*Sd* (?)
Верхнеукская	Мед-вежья II	22.4-10	Известняк с толстостолбчатыми строматолитами	≈99		≈1					
		22.4-9		≈99		≈1					
		22.4-6		≈99		≈1					
		22.4-5		≈97	≈2	≈1					
	Манайсинская	22.4-4	Доломит метасоматический (по интракластовому известняку) из верхней пачки	≈2	≈98		Сл.				
		22.4-3		≈7	≈92		≈1				
		22.4-1a		≈1	≈98		≈1				
		22.4-1		≈1	≈99		Доли процента				
		1701-31	Известняк микрозернистый с МТ-текстурами (верхний элемент циклитов)	>99							
		1701-29	Известняк яснозернистый интракластовый с косой слоистостью	>99							
		1701-26	Карбонатно-терригенная порода	≈25		≈45	Доли процента		≈30		
	Медвежья I	1701-40	Известняк яснозернистый интракластовый (из слоистых пакетов)	≈99		<1					
		1701-38	Известняк с толстостолбчатыми строматолитами	96–97		3–4					
		1701-14	Известняк яснозернистый интракластовый (из слоистых пакетов)	≈98		<2					
		1701-19	Известняк микрозернистый тонкослоистый (межбиогермный)	≈98		≈2					
		1701-18	Известняк с толстостолбчатыми строматолитами	≈98		<2					
	Юрюзанская	1701-20	Известняк с тонкостолбчатыми строматолитами	≈89		≈2	<3		≈3	≈2	
		1701-32	Известняк с тонкостолбчатыми строматолитами, доломитизированный	≈60	≈28	≈7	Доли процента		≈5		
		1701-001a	Известняк с тонкостолбчатыми строматолитами	97		2	1				
		1701-001		93		4	3				
Нижнеукская	Авдырдакская	22.10-8-14*	Алевролит известковистый	18	Сл.	45	15	21	Сл.	1	
		22.10-8-10*	Кремневая конкреция по оолитовому известняку	40		60			Сл.		
		22.10-8-8*	Алевролит известковый	34	Сл.	43	7	13	Сл.	3	
		22.10-8-7	Кремневая конкреция по оолитовому известняку	41		59					
		22.10-8-5*	Алевролит известковистый	25		47	9	17	Сл.	2	
		22.10-8-4	Известняк микрозернистый с МТ-текстурами (верхний элемент циклита)	98		2					
		22.10-8-2	Известняк яснозернистый интракластовый с МТ-текстурами (нижний элемент циклита)	90	6 (Fe-Dol)	4	Сл.				

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Подсвита	Толща	№ образца	Литотип	*Cal*	*Dol*	*Qz*	*Pl*	*Kfs*	*Il*	*Mca*	*Sd* (?)
Нижнеукская	Аккостяк-ская	22.10-6-18	Известняк микрозернистый глинисто-алевритистый	81	7 (Fe-Dol)	8	1		3		
		22.10-6-17	Известняк строматолитовый	95		4	1				
		22.10-6-16		97		3					
	Ямаштинская	22.10-6-13	Алевролит сильноглинистый	4		25	11	23	37		
		22.10-6-12*	Алевролит песчанистый известковистый	21		39	14	26	Сл.		
		22.10-6-11	Алевролит слабоглинистый	7		28	12	29	24		
		22.10-6-10	Песчаник тонкозернистый алевритистый известковистый	12	Доли процента	59	7	22			Доли процента
		22.10-6-9*	Алевролит песчаный	9		52	12	27	Сл.		
		22.10-6-8	Алевролит песчанистый	1		51	14	34	Сл.		Сл.
		22.10-6-7	Алевролит сильноглинистый	1		29	11	28	31		
		22.10-6-5	Алевролит песчанистый	Сл.		52	13	35	Сл.		
		22.10-6-4	Алевролит слабоглинистый	1		35	15	31	18		
		22.10-6-3*	Песчаник тонкозернистый алевритовый	4		56	14	26	Сл.		
		22.10-6-2*	Алевролит песчанистый	Сл.		60	13	27	Сл.		
		22.10-6-1*	Песчаник тонкозернистый алевритовый	Сл.		67	11	21	Сл.		

*Образец содержит реликты глинистого вещества (иллит, хлорит, смешанослойные образования, точнее не определимые), которые не учитывалось в общем балансе.
Примечание. Аббревиатуры минералов: *Cal* – кальцит, *Dol* – доломит, *Sd* – сидерит, *Qz* – кварц, *Fsp* – полевой шпат (в том числе *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Pl* – плагиоклаз), *Mca* – слюда (хлоритизированный биотит, мусковит), *Il* – иллит или смешанослойное образование на его основе. МТ-текстуры – текстуры molar-tooth.

*Sample with clay minerals (illite, chlorite, mixed-layer clay minerals, not definable more precisely), which were not taken into account in the overall balance.
Note. Mineral abbreviations: *Cal* – calcite, *Dol* – dolomite, *Sd* – siderite, *Qz* – quartz, *Fsp* – feldspar (including *Kfs* – potassium feldspar, *Pl* – plagioclase), *Mca* – mica (chloritized biotite, muscovite), *Il* – illite or mixed-layer clay minerals. MT – molar-tooth structures.

межстолбиковом пространстве. Межбиогермные отложения в толще медвежьей I (данные РСА по одному образцу в сочетании с информацией по многочисленным шлифам) нередко обогащены глинистым веществом, которое, как правило, концентрируется в отдельных слойках. В отложениях этого типа встречаются как чистые, так и сильноглинистые известняки. В двух образцах зернистых известняков слоистых пакетов доля некарбонатного компонента до 2%.

Вблизи границы медвежьей I и манайсинской толщ отобран образец карбонатно-терригенной породы, состоящей на ≈45% из кварца, ≈30% иллита и ≈25% кальцита. Опробованные известняки манайсинской толщи характеризуются высокой чистотой (более 99% кальцита), при этом помимо рассеянной терригенной примеси на отдельных уровнях в них встречаются мелкие пятна окремнения. Доломиты верхней пачки манайсинской свиты (4 обр.) состоят на 92–99% из минерала доломита, при этом доля силикокластики в них низкая (до 1%).

Строматолитовые известняки медвежьей II толщи (4 обр.) содержат еще меньше некарбонатной примеси, нежели строматолиты медвежьей I толщи, – доля кварца в среднем около 1%, при этом он не находится в составе силикокластики, а связан с окремнением (см. далее). В этих известняках также проявлена неравномерная доломитизация.

Признаки преобразований терригенных пород

Петрографические исследования показывают, что зерна кварца в песчаниках и алевролитах (в меньшей степени) ямаштинской толщи часто регенерированы. Аутигенный/регенерационный кварц в первую очередь приурочен к породам, содержащим минимальное количество глинистого вещества. Первичные контуры зерен прерывистые, но распознаваемые. Регенерационные каемки кварца как полные, так и частичные. Их толщина может достигать 0.05 мм, что иногда сопоставимо с размером самих зерен (рис. 2а). Обломки ПШ, представленных КПШ и плагиоклазом, претерпели различные преобразования – от серицитизации до слабой регенерации. Обломки пород (кремни и микрокварциты) очень редки, поэтому их изменения не зафиксированы. Контакты зерен от точечных до инкорпорационных, преобладают конформные. Микростилолитовые и сутурные межзерновые контакты практически отсутствуют. Чешуйки слюд деформированы, биотит гидратирован и хлоритизирован, тогда как мусковит изменен в меньшей степени. Встречаются глобули глауконита. Для песчаников и алевролитов характерен глинистый, карбонатный и регенерационный кварцевый цемент (здесь и далее к цементу отнесены также любые аутигенные минералы, заполняющие пустоты, – межзерновые и внутризерновые поры, а также каверны). В некоторых образцах присутствуют все типы цемента, но обычно преобладают один или два из них. Глинистый цемент представлен в основном иллитом, иногда слабо измененным. Нередко к нему приурочены гидроксиды железа. В единичных случаях роль цемента играет пирит (рис. 2б).

Карбонатный цемент поровый до базального, нередко коррозионный, в основном кальцитовый (рис. 2в). Он приурочен к песчаникам, граничащим с пачками известняков. Минералы, замещающие обломочные зерна и глинистый цемент, представлены также доломитом и/или сидеритом, но они играют второстепенную роль. На отдельных участках железистый карбонат (сидерит и/или анкерит) развивается в том числе по регенерированному кварцу (рис. 2г). Трещины в песчаниках главным образом послойные, толщиной до первых миллиметров, залечены яснокристаллическим кальцитом.

Привлечение СЭМ позволило детализировать некоторые особенности продуктов эпигенеза песчаников на примере обр. 22.10-6-10. Обломки плагиоклазов полуокатанные и полууугловатые, трещиноватые, неоднородные вследствие преобразований (серицитизированы и пелитизированы), тогда как соседствующие с ними зерна КПШ субидиоморфны и имеют “свежий” вид, что указывает на их регенерацию или аутигенную природу (рис. 3а). Таким образом, характер преобразований КПШ и плагиоклазов заметно различается.

Получена дополнительная информация о распределении железистого карбоната (сидерита?), который часто ассоциирует с кальцитовым цементом и выступает в качестве наиболее поздней фазы, замещая различные компоненты породы (как обломочные, так и аутигенные), в том числе глобули глауконита (рис. 3б). Современные гипергенные процессы не позволили этой карбонатной фазе сохраниться в неизменном виде, поэтому во многих случаях к нему приурочены неравномерно распределенные гидроксиды железа (в виде частичных псевдоморфоз), вследствие чего в отдельных точках элементный состав этих образований (Fe и O) различен и отличается от стехиометрического для сидерита (определенную роль в этом играет и неровная поверхность скола). При этом в ЭДС-спектрах практически не обнаруживается магний.

О степени преобразования отложений можно судить также по трансформациям биотита. В этом же образце песчаника, характеризующегося интенсивной регенерацией кварца, внутри нескольких крупных чешуек биотита встречаются участки, обогащенные титаном: отдельные многочисленные новообразования на плоскости спайности биотита, преимущественно линзовидной формы и размером до нескольких микрон, образуют неравномерно распределенные скопления (рис. 3в, г). Вероят-

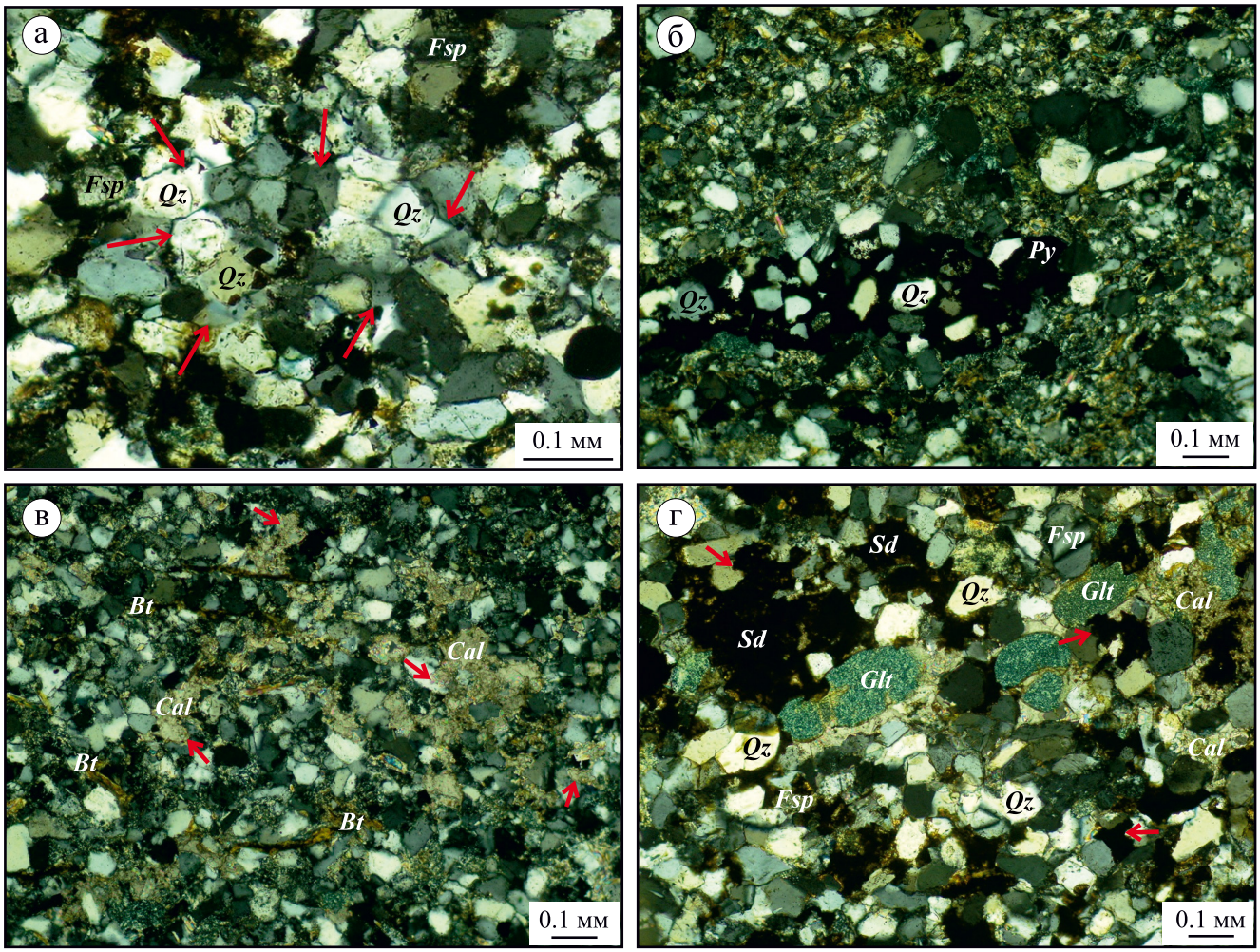


Рис. 2. Постседиментационные преобразования терригенных пород (нижнеукская подсвита, ямаштинская толща) в стратотипе (все фото в скрещенных николях).

а – тонкозернистый песчаник с многочисленными регенерированными зернами кварца, наиболее толстые регенерационные каймы показаны красными стрелками (обр. 22.10-6-1); б – скопления песчаных зерен / литокласты песчаников (?) с пиритовым и глауконитовым цементом в алевролите (обр. 22.10-6-6); в – поровый и коррозионный кальцитовый цемент, наиболее характерные участки коррозии зерен кальцитом показаны красными стрелками (обр. 22.10-6-8); г – мелко-тонкозернистый песчаник с многочисленными неоднородными по структуре глобулями глауконита, с глинистым, регенерационным кварцевым и кальцитовым цементом, с широко развитым Fe-карбонатом (сидеритом?), красными стрелками показаны участки коррозии регенерационного кварца Fe-карбонатом (сидеритом?) (обр. 22.10-6-10). Условные обозначения к этому и последующим рисункам: *Qz* – кварц, *Fsp* – полевой шпат (*Kfs* – КПШ, *Pl* – плагиоклаз), *Bt* – биотит, *Glt* – глауконит, *Cal* – кальцит, *Dol* – доломит, *Sd* – сидерит, *TiA* – аутигенные Ti-содержащие фазы.

Fig. 2. Diagenetic alterations of sedimentary rocks (Lower Uk Subformation, Yamashta Member) in the stratotype (all micrographs with polarizers on).

a – very fine sandstone with many regenerated quartz grains, thickest coats are marked with red arrows (sample 22.10-6-1); б – quartz grains aggregations / sandstones fragments (?) with pyrite/glauconite cement in siltstone (sample 22.10-6-6); в – pore and corrosion calcite cement, mostly typical corrosion sites are marked with red arrows (sample 22.10-6-8); г – fine-very fine sandstone with numerous inhomogeneous glauconite globules, with clay, authigenic quartz and calcite cement, and with abundant Fe-carbonate mineral (siderite?), which partially replace the authigenic quartz (marked with red arrows) (sample 22.10-6-10). Legend to this and other figures: *Qz* – quartz, *Fsp* – feldspar (*Kfs* – potassium feldspar, *Pl* – plagioclase), *Bt* – biotite, *Glt* – glauconite, *Cal* – calcite, *Dol* – dolomite, *Sd* – siderite, *TiA* – authigenic Ti-bearing phases.

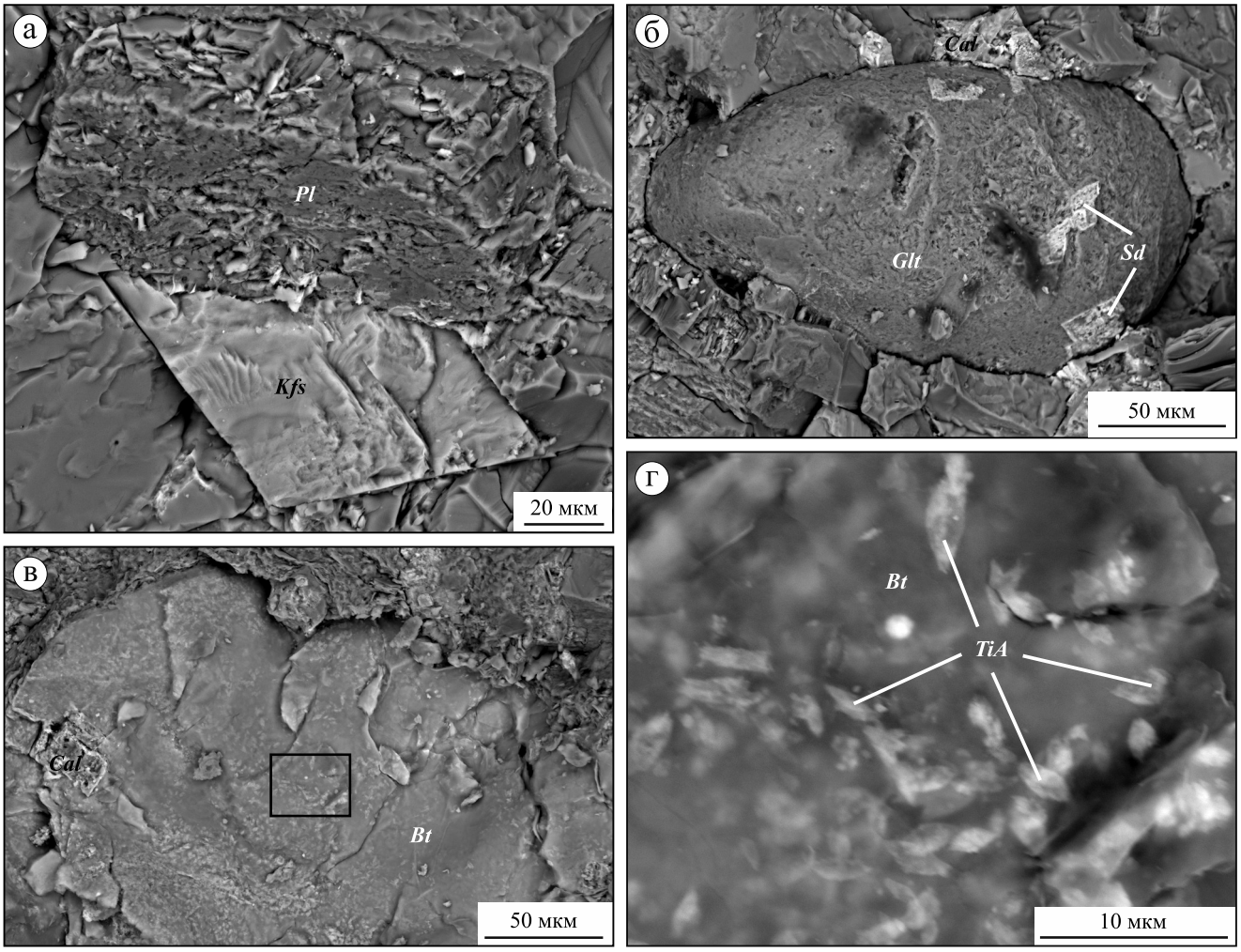


Рис. 3. Постседиментационные преобразования отдельных компонентов терригенных пород ямаштинской толщи в стратотипе (СЭМ, все фото – обр. 22.10-6-10 в режиме 4Q-BSE COMPO).

а – обломок плагиоклаза и регенерированный индивид КПШ; б – глобулярный глауконит, корродированный Fe-карбонатом (сидеритом?); в – поверхность преобразованной чешуйки биотита (черный прямоугольник – изображение г); г – чешуйка биотита с многочисленными аутигенными фазами титана.

Fig. 3. Diagenetic alterations of distinct sedimentary rocks components in the Yamashta Member, stratotype area (SEM, all micrographs – sample 22.10-6-10 in 4Q-BSE COMPO regime).

а – plagioclase grain and regenerated potassium feldspar; б – globular glauconite, corroded with Fe-carbonate mineral (siderite?); в – surface of the altered biotite flake (black box – part г of this fig.); г – biotite flake with abundant authigenic Ti-phases.

но, они могут считаться уже самостоятельными Ti-содержащими минеральными фазами.

Признаки преобразований карбонатных пород

Формирование раннедиагенетических (практически сингенетичных осадконакоплению) МТ-текстур (Петров, 2011; Kriscautzky et al., 2022) не относится авторами к эпигенетическим процессам.

Относительно ранние эпигенетические преобразования известняков включают в себя формирование аутигенного глауконита в известняках нижней подсвиты (рис. 4а) и слабое окремнение (приуроченное к МТ-карбонату) пород манайсинской толщи (рис. 4б). Глауконит в известняках находится не в межзерновых порах, а в микрокавернах. В некоторых микрозернистых разностях известняков проявлены слабая перекристаллизация основной массы и тонкие мелкозубчатые стилолиты и парастилолиты по наслоению (рис. 4в). Из признаков более поздних преобразований следует отметить пятнистую перекристаллизацию (рис. 4г), пятнистое окремнение (рис. 4д, е), а также разноориентированные стилолитовые швы (рис. 5а, б) и кальцитовые прожилки (рис. 5в).

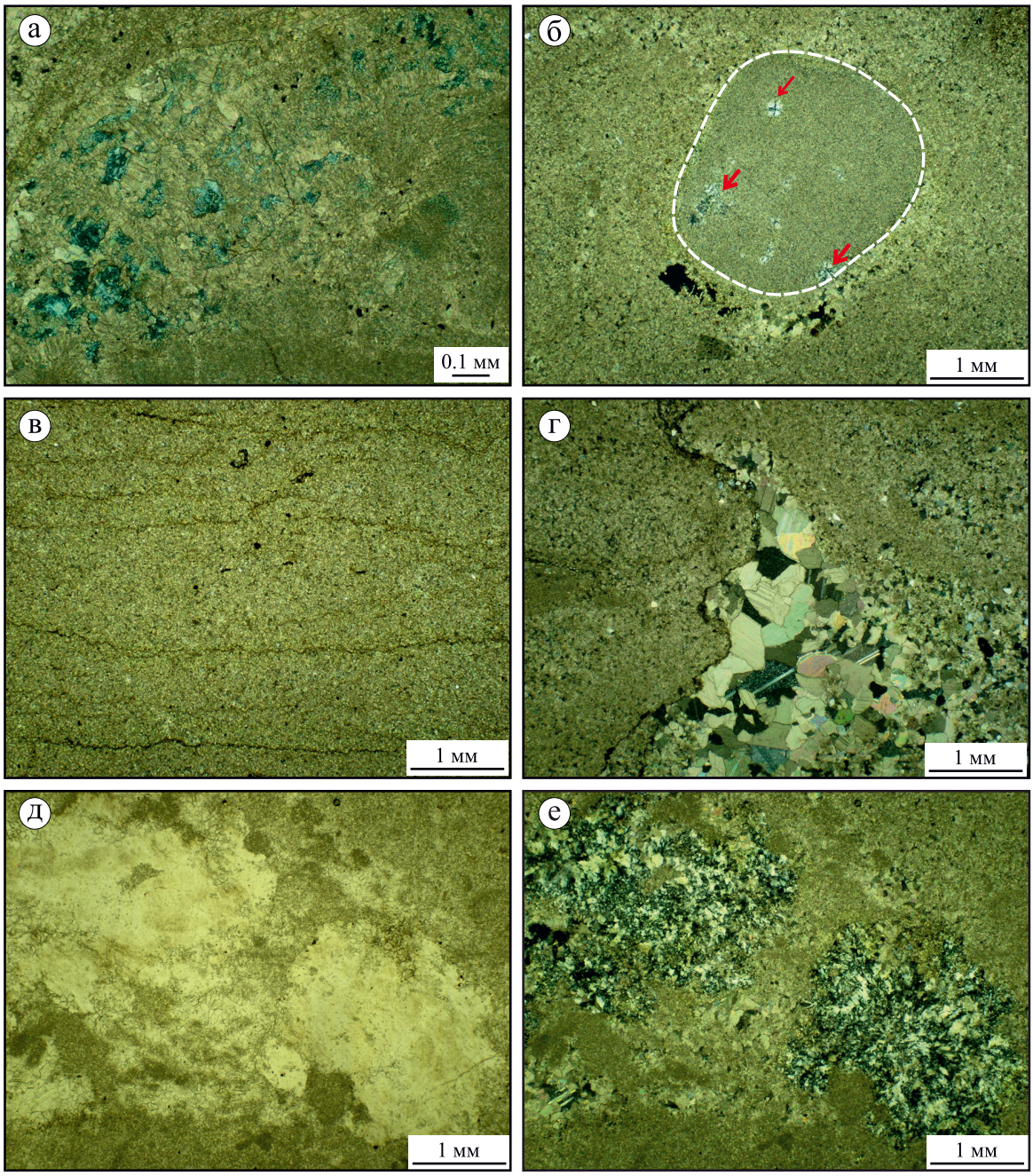


Рис. 4. Постседиментационные преобразования карбонатных пород укской свиты в стратотипе.

а–г, е – николи скрещены, д – параллельны. а – глауконитовый цемент в пустотах (обр. 22.10-8-11, авдырдакская толща); б – локальное окремнение (отмечено красными стрелками) в интракласте микроспаритовой массы (МТ-карбонат), контур обломка выделен штриховой линией (обр. 22.10-6-16, аккостякская толща); в – слабо перекристаллизованная основная масса микрозернистого известняка (мадстоуна) с тонкими послойными стилолитами (обр. 22.10-6-15, аккостякская толща); г – участок перекристаллизованной массы (пятнистая перекристаллизация), ограниченный поверхностью стилолитового шва, в известняке с примесью силикокластики (обр. 22.10-6-19, аккостякская толща); д, е – стяжения кремней в строматолитовых известняках медвежьей II толщи (обр. 22.4-5).

Fig. 4. Diagenetic alterations of carbonate rocks in the Uk Formation stratotype.

а–г, е – polarizers on, д – off. а – glauconite cement in vugs (sample 22.10-8-11, Avdyrdak Member); б – silicification sites (marked with red arrows) in microsparite intraclast (MT-carbonate), grain shape marked with dashed line (sample 22.10-6-16, Akkostyak Member); в – weakly recrystallized fine-grained limestone (calcimudstone) with thin layer-oriented stylolites (sample 22.10-6-15, Akkostyak Member); г – recrystallized mass site (spotty recrystallization), restrained with stylolite, in limestone with siliciclastic admixture (sample 22.10-6-19, Akkostyak Member); д, е – silicification nodules in stromatolitic limestones, Medved II Member (обр. 22.4-5).

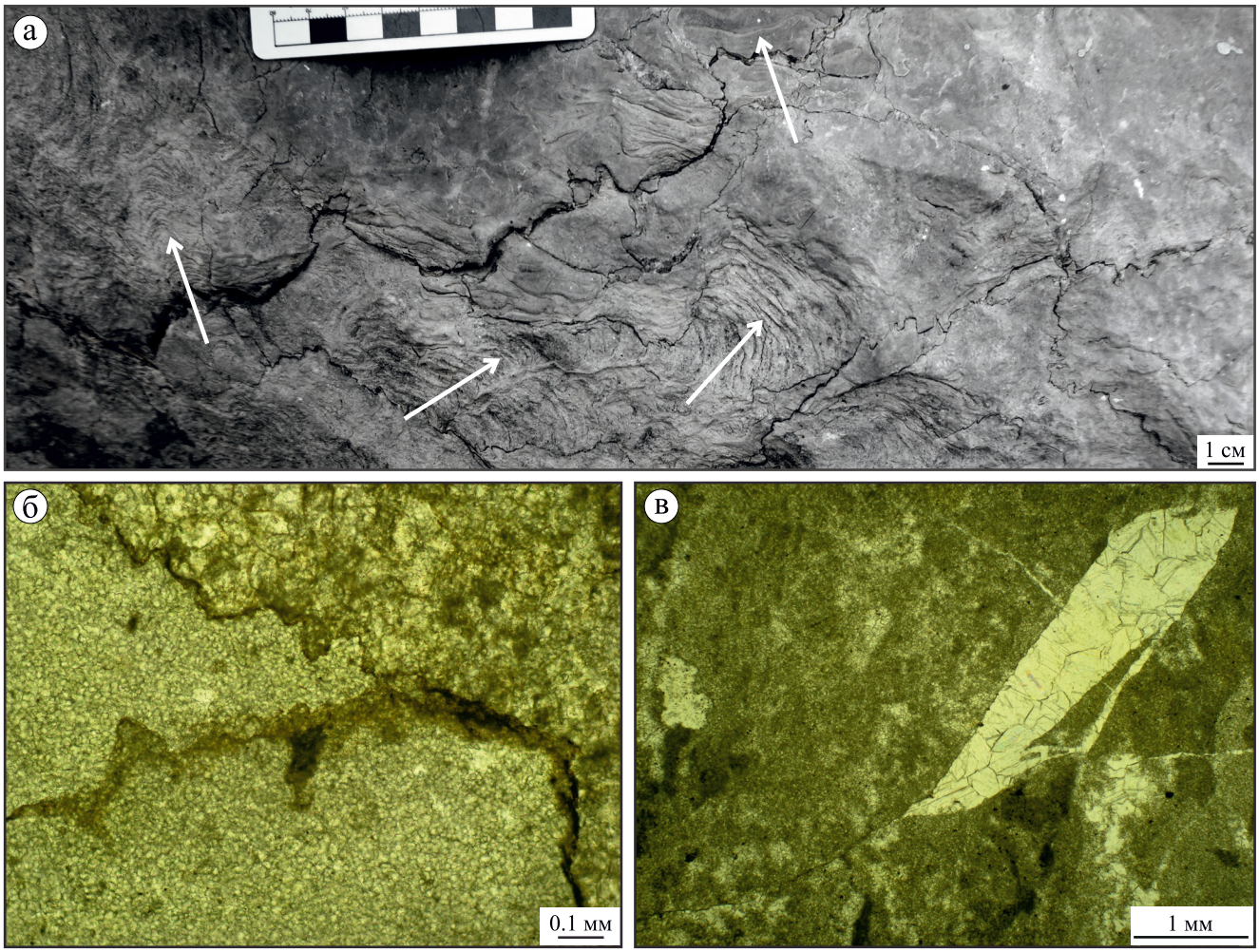


Рис. 5. Разноориентированные стилолитовые швы и кальцитовые прожилки в известняках укской свиты.

а – медвежья I толща (детали обнажения, стрелками показана ориентировка строматолитовых столбиков); б, в – медвежья II толща (обр. 22.4-7, николи параллельны).

Fig. 5. Diversely oriented stylolites and calcified veins in the Uk Formation limestones.

а – Medved I Member (section details, stromatolite columns orientation is shown by arrow); б, в – Medved II Member (sample 22.4-7, polarizers off).

Для оолитовых известняков авдырдакской толщи характерны целые окремненные пласты (рис. 6а, б). В некоторых замещенных халцедоном оолитах встречаются изометричные кристаллы пирита (и псевдоморфозы по нему) (рис. 6в). Кремневые конкреции подвергались вторичной карбонатизации – развитию по основной кремнистой массе кристаллов кальцита с зонами, обогащенными железом (рис. 6г–з), наблюдаемой в том числе в обр. 22.10-8-10.

Из метасоматических процессов наибольший масштаб имела доломитизация. Доломит, по-видимому, представлен несколькими генерациями. В верхнеукской подсвите стратотипа доломитизация проявлена как локально, так и масштабно. В первом случае это ромбоэдрический доломит, занимающий только определенные участки (рис. 7а), он нередко приурочен к стилолитовым швам; во втором – проявлен в отдельных “горизонтах”. Сильнее всего доломитизированы изначально наиболее проницаемые породы – известняки с тонкостолбчатыми строматолитами (юрюзанская толща, см. табл. 1) и выдержанная по мощности пачка зернистых известняков в верхней части манайсинской толщи (рис. 7б).

В нижней подсвите также распространен железистый карбонат (сидерит и/или анкерит). В ясно-зернистых (оолитовых) разностях он обладает выпуклыми гранями и ярко выраженной зональностью, обусловленной неравномерным распределением железа, и напоминает седловидный доломит (saddle dolomite) (рис. 7в). Исходя из выявленной

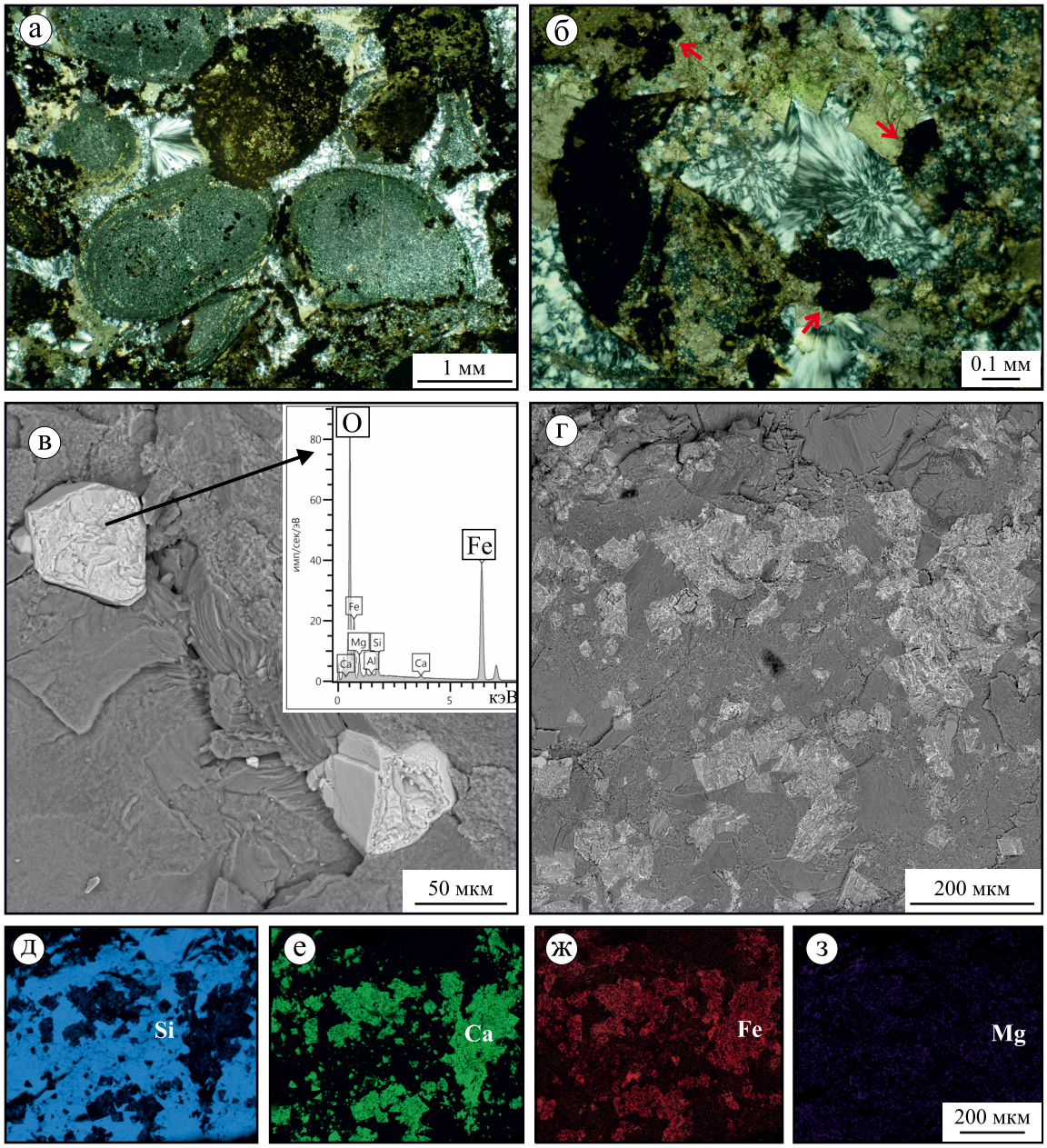


Рис. 6. Признаки преобразований кремневых конкреций, сформировавшихся по оолитовым известнякам авдырдакской толщи, в стратотипе укской свиты.

а, б – оптическая поляризационная микроскопия (николи скрещены): а – окремненные оолиты с халцедоновым цементом в межзерновом пространстве (обр. 22.10-8-10), б – карбонатные фазы, развивающиеся по кремнистым компонентам породы (халцедоновому цементу и оолитам), красными стрелками показаны участки, на которых Fe-карбонат корродирует чуть более ранние кристаллы кальцита(?) (обр. 22.10-8-7); в–з – СЭМ (все фото – обр. 22.10-8-10): в – псевдоморфозы (гидр)оксидов железа по вкрапленникам пирита, г – агрегаты эпигенетических кристаллов карбоната (кальцит с обогащенными Fe (сидерит?) зонами) в основной массе кремнезема (режим 4Q-BSE COMPO), д–з – детальные ЭДС-карты распределения отдельных элементов на рис. 6г: Si, Ca, Fe, Mg.

Fig. 6. Alterations of silicious concretions formed on oolitic limestones (Avdyrdak Member in the stratotype section of the Uk Formation).

а, б – optical microscopy (polarizers on): a – silicified oolites with silica cement in the intergranular space (sample 22.10-8-10), б – different generations of carbonates replace other components of the rock (silica cement and silica-replaced oolites), red arrows show areas where Fe-carbonate corrodes slightly earlier calcite crystals(?) (sample 22.10-8-7); в–з – SEM (all pictures of sample 22.10-8-10): в – pseudomorphoses of iron (hydr)oxides on pyrite phenocrysts, г – aggregates of corrosive carbonate crystals (calcite with Fe-rich zones (siderite?)) in the silica main mass (mode 4Q-BSE COMPO), д–з – detailed distribution maps (EDS-maps) of individual elements Fig. 6г: Si, Ca, Fe, Mg.

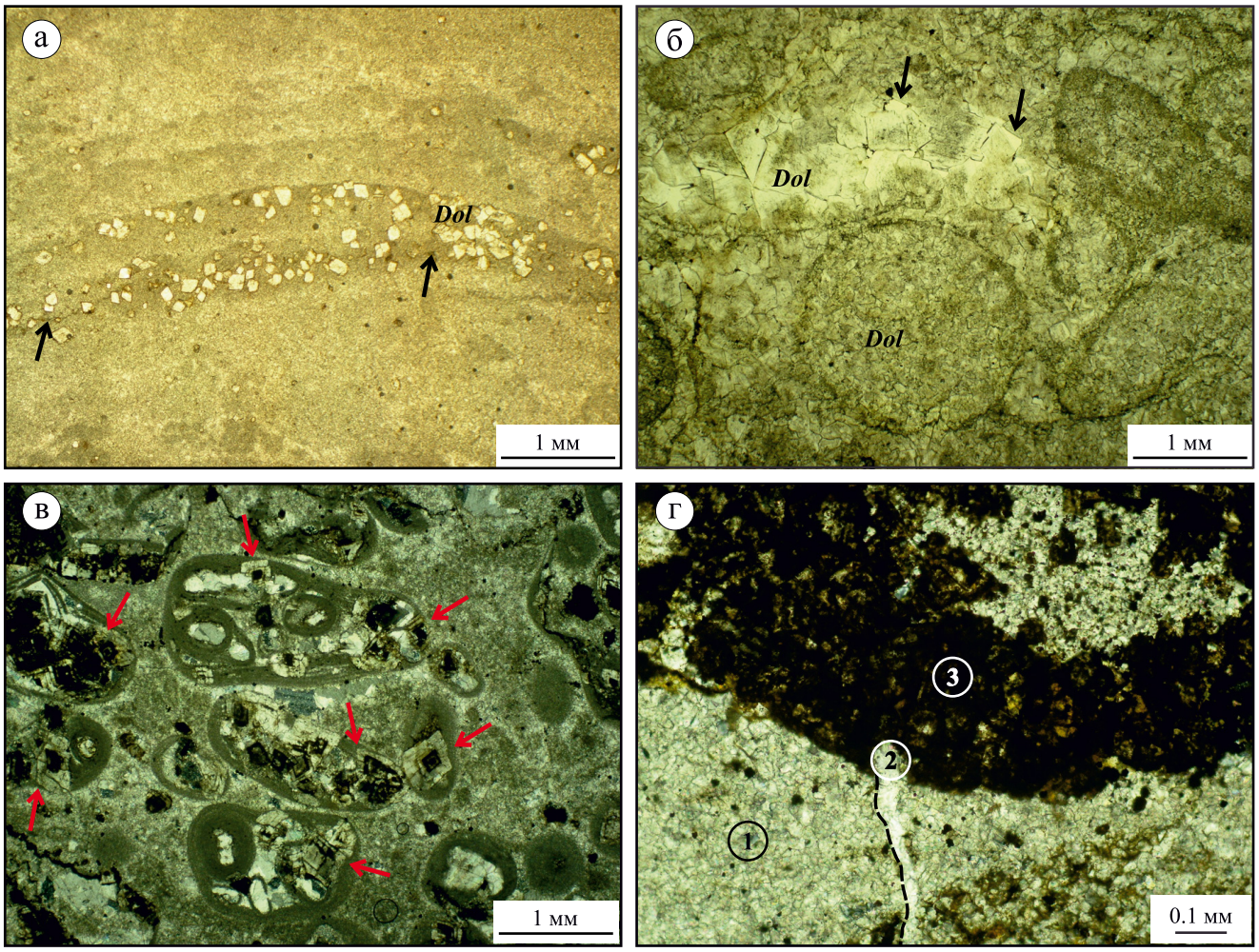


Рис. 7. Признаки постседиментационных преобразований карбонатных пород укской свиты.

Продукты доломитизации и сидеритизации (?) (а, б – николи параллельны; в, г – скрещены): а – скопления кристаллов метасоматического доломита в строматолитовых слойках, стрелками показаны очень тонкие стилолиты (обр. 1701-15, медвежья I толща); б – полностью доломитизированные интракластовые отложения, стрелками показаны микрокаверны (обр. 22.4-1, верхняя пачка манайсинской толщи); в – оолитовый известняк с зональными кристаллами седловидного доломита (анкерита?), обозначенными красными стрелками (обр. 22.10-8-15, авдырдакская толща); г – агрегаты Fe-карбоната, замещающие другие компоненты породы, в том числе кальцитовые прожилки, цифрами в кружках обозначена последовательность эпигенетических процессов: 1 – перекристаллизация основной массы, 2 – образование кальцитовых прожилков, 3 – формирование Fe-карбоната (обр. 22.10-7-4, аккостякская толща).

Fig. 7. Diagenetic alterations of the Uk Formation carbonate rocks.

Dolomitization and sideritization (?) products: (а, б – polarizers on; в, г – off): а – accumulations of metasomatic dolomite crystals in stromatolitic layers, arrows show very thin stylolites (sample 1701-15, Medved I Member); б – completely dolomitized intraclast deposits, arrows show microcavities/ vugs (sample 22.4-1, upper unit of Manaysu Member); в – oolitic limestone with zonal crystals of saddle dolomite (ankerite?), which are marked by red arrows (sample 22.10-8-15, Avdyrdak Member); г – Fe-carbonate aggregates, that replace other rock components, including calcite veins. The numbers in circles indicate the sequence of epigenetic processes: 1 – matrix recrystallization, 2 – calcite veins formation, 3 – metasomatic Fe-carbonate formation (sample 22.10-7-4, Akkostyak Member).

последовательности минералообразования, можно заключить, что сильнее всего обогащены железом наиболее поздние минеральные фазы, которые корродируют как ранние кристаллы кальцита и доломита, так и все остальные компоненты пород, включая кальцитовые прожилки (рис. 7г). Кристаллы Fe-карбоната обычно размером в пределах 0.05–0.25 мм, субидиоморфные, одиночные или образующие скопления. В изученных шлифах они часто имеют бурый цвет.

Для известняков медвежьей II толщи типичны пятна окремнения (см. рис. 4д, е), а также неравномерно перекристаллизованная основная масса. Кроме того, вблизи верхней границы толщи об-

наруживаются светлые "мраморовидные" участки крупнокристаллического кальцита. Несомненно, определенную роль в общей картине преобразований сыграли гипергенные процессы: в кровле свиты фиксируются проявления палеокарста – карманы, заполненные отложениями бакеевской свиты (что обусловлено перерывом, связанным с оледенением), но не всегда результаты их воздействия легко отличимы от продуктов глубинных преобразований – для точной диагностики требуется привлечение изотопно-геохимических данных.

ОБСУЖДЕНИЕ

Характер преобразований

Система признаков, позволяющих судить о степени прогрессивных преобразований для карбонатных пород, проработана значительно менее детально, нежели для терригенных. Однако обобщающие публикации последних десятилетий несколько восполняют этот пробел (Багринцева, 1999; Гмид, 2006; Морозов, 2009; Кольчугин и др., 2019; Тугарова, 2020; Immenhauser, 2022; и др.). В настоящей работе предпринята попытка увязать картину преобразований карбонатных пород с данными об уровне градационных изменений терригенных отложений.

Решение задачи осложняется обилием продуктов наложенных процессов, особенно в толщах карбонатных пород. По результатам исследований установлено, что разным уровням разреза присуща различная интенсивность преобразований, которая может различаться даже у смежных слоев. Так, некоторые отложения, например мелко-тонкозернистые песчаники и окремненные оолитовые известняки, более преобразованы по сравнению с окружающими их породами, что, скорее всего, объясняется повышенной проницаемостью указанных образований для растворов, мигрирующих в осадочной толще. Тем не менее в отложениях разного состава можно распознать хронологическую последовательность изменений.

В соответствии со сказанным эпигенетические преобразования, проявленные в изученных отложениях, были подразделены на градационные (стадиальные) и наложенные (табл. 2). Однако не все зафиксированные трансформации могут быть строго классифицированы. Например, процессы регенерации обломочных зерен в каком-то смысле объединяют стадиальные (аутигенный собственный минералогенез) и наложенные (аутигенный наложенный минералогенез – минералогенез за счет привнесенного вещества) изменения (по О.В. Япаскурту (2016)). С одной стороны, для регенерации требуется "подпитка" растворами с кремнеземом (источник которых не всегда ясен, но, как правило, принадлежит той же толще терригенных пород), с другой – широко развитая регенерация зерен кварца всегда рассматривается как индикатор достаточно глубоких стадиальных преобразований. По причине недостатка данных обозначенные преобразования отнесены к стадиальным условно.

Аутигенный карбонат в терригенных породах тоже может быть как собственным (при формировании из поровых морских вод), так и наложенным (например, если его источником служила аутигенная углекислота, возникшая в результате реминерализации органического вещества). Соответственно, образование предположительно раннего аутигенного кальцита отнесено к градационным преобразованиям, гипотетически позднего – к наложенным. Для уточнения этого вопроса в отношении конкретных минеральных фаз нужны дополнительные данные.

Градационные преобразования

Для алеврито-песчаных пород характерны механическое уплотнение, регенерация силикокластики, трансформация глинистых минералов и слюд, образование титансодержащих аутигенных фаз в чешуйках биотита. В то же время типичных проявлений метагенеза, таких как грануляция и масштабный рекристаллизационный бластез, пластические деформации и растворение зерен под действием стресса, полное разложение биотита (в соответствии с представлениями О.В. Япаскурта), не зафиксировано. Конформность межзерновых контактов, как и формирование пленочного глинистого цемента в алевролитах, скорее всего, обусловлены механическим уплотнением, а не "гравитационной коррозией" зерен.

Обращает на себя внимание более высокая доля кварца относительно ПШ в песчаниках, по сравнению с алевролитами, в ямаштинской толще (см. табл. 1). Такое распределение объясняется более интенсивным развитием регенерационного кварцевого цемента в породах, содержащих меньшее количество глинистого вещества и карбонатного цемента (т. е. в связи с большей проницаемостью песчаников). Вероятно, обилием аутигенного кварца затушевано присутствие в породах зерен ПШ, что затруднило их визуальную диагностику и аттестацию аркозового состава пород. В то же время, по-видимому, имела место и некоторая регенерация зерен КПШ. Однако вопрос об источнике калия для образования регенерационных кайм остается открытым. С одной стороны, его источником мог служить глауконит; с другой, можно предположить, что иллитизации и регенерации КПШ способствовал некий единый процесс поступления К ("калиевый метасоматоз"?). К сожалению, точно оценить долю аутигенного КПШ не представляется возможным.

Глинистые минералы терригенных пачек укской свиты в подавляющем большинстве случаев

Таблица 2. Комплекс эпигенетических преобразований терригенных и карбонатных отложений укской свиты в стратотипе

Table 2. Diagenetic transformations of siliciclastic and carbonate deposits of the Uk Formation in the stratotype section

Состав пород	Преобразования							
	Градационные/стадиальные (эпигенез погружения / прогрессивный эпигенез)		Наложенные/флюидотектонические (наложенный эпигенез, в том числе регрессивный)					
	Фоновые (термобарические + геологическое время)	Аутигенный собственный минералогенез (заполнение пустот)	Аутигенный чужеродный минералогенез		Образование пустот (вторичных)		Преобразования, не связанные с изменением состава пород и образованием пустот (геодинамические или определяемые локальным изменением *P-T* условий)
			Заполнение пустот	Метасоматоз	Образование каверн	Образование трещин	
Терригенные	Уплотнение, механические деформации зерен, серицитизация ПШ, иллитизация смектита/монтмориллонита, слабая серицитизация иллита, “созревание” ОВ, хлоритизация и деградация биотита, образование аутигенных минералов Ti по биотиту, формирование трещин?	Формирование раннего (морского) порового кальцитового цемента, регенерация зерен кварца и КПШ	Формирование поздних порового кальцитового цемента; заполнение трещин	Коррозия / замещение компонентов карбонатными минералами (кальцитом, сидеритом)	–	Образование трещин, впоследствии залеченных кальцитом	–
Карбонатные	Уплотнение, перекристаллизация (слабая сплошная и интенсивная пятнистая), послойная стилолитизация, трансформация минералов кремнезема в конкрециях, формирование прожилков?	Формирование глауконита в каверн, формирование позднего спаритового цемента, пятнистая перекристаллизация?	Формирование кварцевого (халцедонового) цемента в оолитовых разностях, питизация кремневых конкреций. Формирование участков яснокристаллического кальцита (“мраморовидных”) в известняках	Доломитизация – от пятнистой неравномерной (включая формирование седловидного доломита) до сплошной, окремнение, частичное замещение кремневых конкреций карбонатными минералами	Формирование микрокаверн при доломитизации	Образование трещин (впоследствии – кальцитовых прожилков)	Растворение под давлением с формированием разноориентированных стилолитов

представлены иллитом (см. табл. 1). Нельзя исключать, что какая-то его часть имеет вторичную природу и связана с трансформациями смектита или смешанослойных минералов, а также со вторичными процессами в ПШ – иллитизация типична для толщ, содержащих аркозы (Япаскурт, 2008; van de Kamp, 2016). Считается, что она сопровождается выделением воды и SiO_2, иногда также Mg (Холодов, 1983; Махнач, 2000; Япаскурт, 2008; van de Kamp, 2008). При трансформации смектита в иллит в диа- и катагенезе теряется значительное количество воды – порядка 70% от изначально содержавшейся, и от 17 до 28 мас. % кремнезема по отношению к исходному его количеству в смектите (van de Kamp, 2008). Кремнезем переходит в раствор и мигрирует в осадочной толще, в том числе становясь регенерационным кварцевым цементом.

Роль индикатора стадиальных преобразований могут играть изменения терригенного биотита (Коссовская, Шутов, 1956; Япаскурт, 2008). А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов (1956) при изучении мезозойско–верхнепалеозойских отложений Верхоянья отмечали нарастающие с глубиной изменения этого минерала с констатацией его полного разрушения на поздних этапах преобразований. В метагенезе на месте биотита “остаются реликты в виде темных, полупрозрачных скоплений рудного (железисто-титанистого) тонкодисперсного вещества, иногда с кристалликами сидерита, иногда вместе с анатазом или с мельчайшими игольчатыми новообразованиями рутила (<…> при разрушении биотита из его кристаллической решетки выносятся катионы железа и титана)” (Япаскурт, 2008, с. 127).

До конца не ясно, считать описанные преобразования чешуек биотита укской свиты градационными или наложенными, так как они зафиксированы в образце песчаника с широко развитым регенерационным цементом (т. е. в более проницаемых отложениях по сравнению с вмещающими), а наблюдать трансформацию этого минерала сверху вниз по разрезу возможности не было. Тем не менее с учетом упомянутой информации о полной деградации биотита только в метагенезе и не очень высокой интенсивности его изменений в терригенных породах свиты вряд ли можно говорить о предметагенетических изменениях пород. Скорее, степень преобразования не выше, чем начало позднего катагенеза.

Переплетение признаков стадиального и наложенного эпигенеза – характерная особенность карбонатных пород (Лебедев, 1992, с. 77). В связи с тем что однозначно отнести те или иные признаки к стадиальным или наложенным не представляется возможным, такие процессы, как уплотнение, перекристаллизация и послойная стилолитизация, условно считаются нами стадиальными, а остальные – наложенными. И к тем и к другим можно приписать образование трещин (точнее, прожилков), которое происходит как при погружении осадочных толщ, так и при их воздымании. При таком подходе очевидно, что комплекс рассматриваемых эпигенетических преобразований карбонатных пород во многом обусловлен наложенными процессами.

Перечисленные признаки заставляют предполагать, что укская свита в стратотипе претерпела преобразования вплоть до начальных градаций позднего катагенеза (по В.Т. Фролову (2009)) или до среднего катагенеза (согласно Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой (1987)). Ранее стадиальные преобразования глинисто-карбонатных пород этого разреза были оценены по результатам изучения геохимии органического вещества на уровне “нефтяного окна” (соотношение трисноргопанов Ts/Tm от 0.7 до 1.1) (Парфенова, Мельник, 2020). При этом отобранные из межбиогермного заполнения глинисто-карбонатные разности визуально изменены очень слабо в связи с тем, что примеси глинистого и органического вещества в карбонатах, как правило, оказывают замедляющее влияние на перекристаллизацию (Махнач, 2000; Гмид, 2006). Таким образом, уровень начальных градаций мезокатагенеза (Парфенова, Мельник, 2020) отражает единые фоновые термобарические условия, в которых находились укские отложения до прекращения прогрессивного эпигенеза (что справедливо по крайней мере в отношении той части свиты, которая сейчас принимает участие в геологическом строении Сулеймановской антиклинали).

Наложенные преобразования

Интенсивный аутигенез карбонатных минералов (цементация), развитие коррозионного цемента в терригенных породах, а также окремнение, доломитизация и сидеритизация известняков в сочетании с образованием разноориентированных стилолитов (вследствие *разновекторных тектонических напряжений*) носят наложенный характер. При этом часть минеральных фаз, вероятно, возникла при регрессивном эпигенезе.

Наложенные преобразования терригенных пород укской свиты не очень разнообразны. Среди них формирование позднего порового кальцитового цемента и коррозия им зерен силикокластики, а также метасоматическая сидеритизация. Вероятно, формирование трещин, впоследствии залеченных кальцитом, также можно считать наложенным процессом, связанным с тектоническими движениями.

Для карбонатных пород из *метасоматических процессов* наиболее характерны доломитизация и окремнение (Кузнецов, Скобелева, 2005; Лукин и др., 2009; Васильева, 2017; Тугарова, 2020). Активнее всего они протекают в проницаемых отложениях, а их продукты продолжают влиять на ха-

рактер пустотного пространства пород. Доломитизация нередко приводит к значительному изменению фильтрационно-емкостных свойств (чаще к их улучшению) отложений (Лебедев, 1992; Морозов, 2009); окремнение, в свою очередь, влияет на пластичность/хрупкость пород и, соответственно, может увеличивать их проницаемость вследствие образования трещин при тектонических дислокациях (Гмид, 2006). Согласно схеме стадиальных преобразований карбонатных пород М.А. Тугаровой (2020), процессы доломитизации и окремнения свойственны мезокатагенезу и являются следствием дегидратации минералов глинистых толщ с сопутствующим выносом из них кремнезема и магния. Однако катагенетическая природа растворов/флюидов необязательно свидетельствует о нахождении в зоне катагенеза протолита, подвергшегося метасоматозу.

В стратотипе укской свиты нами зафиксированы проявления метасоматических процессов, но их нельзя назвать доминирующими. Так, кремневые конкреции в свите распространены значительно меньше, нежели в подстилающей ее миньярской. Однако *окремнение* целых пластов оолитовых известняков авдырдакской толщи было возможным только при поступлении значительного количества кремнекислоты в составе раствора с высокой температурой. Возможно, источником кремнезема для регенерации кварца в песчаниках и для окремнения оолитовых известняков (с образованием в них халцедонового цемента) служил один и тот же раствор, возникший, вероятно, при масштабной иллитизации предшествующих глинистых минералов.

Даже в кислотных вытяжках (в том числе слабых кислот) проб карбонатных пород спектры редкоземельных элементов напоминают таковые глинистых отложений, свидетельствуя о том, что *метасоматическая доломитизация* известняков сопровождалась также некоторым привносом редких, в том числе редкоземельных, элементов (Дуб и др., 2019). Таким образом, источником магния и сопутствующих элементов также могли служить растворы, отжатые из терригенных толщ (на данный момент сложно предположить, из каких именно). Остается неясным время проявления данного процесса. По данным Г.А. Каледы (1985) и В.П. Морозова (2009), метасоматические доломиты часто приурочены к антиклинальным поднятиям. Руководствуясь данной закономерностью, можно осторожно предположить, что масштабная доломитизация пачки интракластовых известняков манайсинской толщи происходила уже в постгерцинское время, после заложения Сулеймановской антиклинали БМА.

Процесс доломитизации, по-видимому, протекал в несколько этапов. Для одного из них была характерна генерация седловидного доломита (см. рис. 7в) с отчетливой зональностью, связанной с неравномерным распределением Fe в кристаллах. Такая разновидность доломита могла возникнуть вследствие гидротермальных преобразований, так как он является индикатором температур 60–160°C (Radke, Mathis, 1980; Ma et al., 2021).

В составе изученного *железистого карбоната*, встреченного как в песчанике (обр. 22.10-6-10), так и в карбонатно-кремнистой породе (обр. 22.10-8-10), практически отсутствует Mg. Fe либо находится в самостоятельной карбонатной фазе (обр. 22.10-6-10), либо приурочено к внешним зонам кристаллов кальцита (обр. 22.10-8-10) (см. рис. 3, 6). В то же время отмечается, что анкерит $CaFe(CO_3)_2$ в чистом виде в природе не встречается (Карбонаты, 1987; Патрунов, 1998), соответственно, более вероятно, что охарактеризованный ранее Fe-карбонат представлен сидеритом, по крайней мере в изученных на СЭМ образцах (сидерит также предполагался по результатам РСА в обр. 22.10-6-10). Выявленная последовательность преобразований указывает на то, что сидеритизация – наиболее поздний процесс в эпигенетической истории пород: по времени она следует за аутигенезом минералов в пустотах, регенерацией зерен кварца в песчаниках, вторичной кальцитизацией кремневых конкреций, перекристаллизацией, образованием разноориентированных стилолитов и прожилков в известняках. Соответственно, поздний метасоматический сидерит (или иной Fe-карбонат) – общий признак для пород разных пачек. Таким образом, начиная с определенной стадии преобразований, вторичные процессы становятся едины для всей нижней подсвиты. Возможно, подобная “афациальная природа” указывает на то, что описанные продукты являются следствием *регрессивного эпигенеза*. Известно, что коррозионные процессы активизируются при наложенных регрессивно-эпигенетических (низкотемпературных) изменениях (Япаскурт, 2008). Они могли протекать как при орогении – тиманской или герцинской (что более вероятно, так как последняя определила современное геологическое строение Урала), так и во время неотектонической активизации территории. Кроме того, для образования сидерита требуются восстановительные обстановки, поэтому, скорее всего, оно проходило при участии элизионных, а не поверхностных вод. Доля сидерита в изученных породах незначительна, следовательно, он мог возникнуть и за счет фиксации Fe^{2+} при перекристаллизации кальцита (Кринари, 2010).

В целом наложенные преобразования в рассматриваемом разрезе кажутся несколько более разнообразными по сравнению с фоновыми, что, по-видимому, является следствием богатой тектонической истории осадочно-породного бассейна, находившегося с определенного момента не в условиях платформы, а в пределах Уральского складчато-надвигового пояса. *Прочие наложенно-эпигенетические преобразования.* Вблизи несоглас-

ной границы с перекрывающими отложениями бакеевской свиты встречаются массы белого яснокристаллического кальцита, образование которых, вероятно, связано с процессами древнего гипергенеза. Преобразования карбонатных пород с увеличением размера кристаллов могут протекать и под воздействием пресных вод, однако укрупнение структуры в таком случае, согласно представлениям А.А. Махнача (2000), является следствием не столько перекристаллизации, сколько комбинации процессов растворения и цементации (аутигенного минералогенеза).

Сравнение с другими разрезами

Ранее в разрезе укской свиты на р. Басу у хут. Кулмас (Алатауский антиклинорий БМА) также были зафиксированы доломитизация и окремнение отложений (Сергеева и др., 2023). Эпигенез связывается авторами преимущественно с тектономагматическими процессами. Последними объясняется и омоложение глауконитовых датировок (663 ± 9 млн лет и 669 ± 16 млн лет (Зайцева и др., 2008)) на фоне более древнего возраста отложений (Сергеева и др., 2023).

Роль интрузий и эндогенных источников вещества в преобразованиях укской свиты Сулейманов-ской антиклинали нам кажется преувеличенной. Большинство флюидов происходят, скорее всего, все-таки из осадочных толщ, а тектоническая активизация могла приобретать значение только на определенных этапах эволюции осадочно-породного бассейна. Так или иначе, в сочетании с полученными ранее данными комплекс охарактеризованных изменений свидетельствует о заметном влиянии наложенных эпигенетических процессов на отложения верхней части верхнего рифея БМА. Тем не менее их масштаб не настолько велик по сравнению с комплексом преобразований, характерных для более древних отложений мегантиклинория (Анфимов, 1997).

ВЫВОДЫ

1. В богатом комплексе эпигенетических преобразований терригенных и карбонатных пород укской свиты выделены градационные (стадиальные) и наложенные изменения. Первые обусловлены изменением термобарических условий при погружении осадочных толщ, а также аутигенным собственным минералогенезом, и включают в себя механическое уплотнение, трансформацию неустойчивых глинистых минералов (в том числе иллитизацию), преобразования биотита с формированием Ti-содержащих фаз в терригенных породах (вероятно, к стадиальным преобразованиям может быть также отнесена регенерация кварца и КПШ) и уплотнение, перекристаллизацию (в том числе пятнистую) карбонатных пород и их послойное растворение под давлением. Ко вторым отнесены аутигенез карбонатных минералов и развитие коррозионного цемента в терригенных породах, а также образование разноориентированных стилолитов, окремнение, доломитизация и сидеритизация известняков.

2. Минеральные свидетели эпигенеза терригенных пород, дополненные текстурно-структурными признаками изменений пород карбонатных, указывают на фоновые изменения на уровне начала позднего катагенеза, что в целом не противоречит полученным Т.М. Парфеновой и Д.С. Мельником (2020) при изучении органического вещества данным о соответствии степени преобразований глинисто-карбонатных отложений начальным градациям мезокатагенеза, т. е. рубежу раннего и позднего катагенеза в случае двухэтапного деления или среднему катагенезу (Логвиненко, Орлова, 1987). Результаты исследований согласуются и с данными Л.В. Анфимова о том, что для верхнего рифея “глубинный катагенез… сохранил ряд признаков начального” (1997, с. 278). В то же время наложенно-эпигенетические процессы (главным образом метасоматические) отличались интенсивностью, а также разнообразием продуктов, но они проявлены локально.

3. Первично аркозовый состав песчаников укской свиты (по крайней мере в стратотипическом разрезе) не препятствовал интенсивной регенерации кварца. Обилие аутигенного КПШ предполагает привнос калия на одном из этапов эволюции осадочной толщи или его перераспределение внутри нижней подсвиты. Отдельные пачки и пласты известняков в укской свите служили проводниками флюидов (элизионных вод), что привело к окремнению и доломитизации отложений. Наиболее поздним эпигенетическим процессом является образование Fe-карбоната (сидерита).

Благодарности

Авторы искренне признательны Л.Г. Вакуленко, А.Н. Кольчугину и А.В. Маслову за тщательный анализ рукописи и комплекс критических замечаний, способствующих пересмотру ряда положений, уточнению выводов и улучшению формулировок. Обсуждение затрагиваемых в статье проблем с М.П. Покровским позволило по-новому взглянуть на привычные представления и лучше систематизировать материал. Во время работы над текстом конструктивные предложения получены также от М.Т. Крупенина и О.Д. Николенко. Авторы благодарны О.Л. Галаховой и Т.Я. Гуляевой за определение минерального состава пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 290 с.

Багринцева К.И. (1999) Условия формирования и свой-

ства карбонатных коллекторов нефти и газа. М.: РГГУ, 285 с.

Беккер Ю.Р. (1961) Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (9), 49-60.

Вакуленко Л.Г. (2017) Роль постседиментационных процессов в формировании и изменении коллекторских свойств мезозойских терригенных пород Западной Сибири (история исследований). *Современные проблемы седиментологии в нефтегазовом инжиниринге.* Тр. III Всерос. науч.-практ. седиментологического совещ. Томск: ЦППС НД, 20-32.

Васильева К.Ю. (2017) Стадийность постседиментационных изменений карбонатных пород рифея – венда Куюмбинского месторождения и ее связь с геологической эволюцией Байкитской антеклизы (юго-запад Сибирской платформы). Дисс. … канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 138 с.

Вассоевич Н.Б. (1983) Стадии литогенеза. *Справочник по литологии*. М.: Недра, 85-96.

Гмид Л.П. (2006) Литологические аспекты изучения карбонатных пород-коллекторов. *Нефтегазов. геол. Теория и практика*, (1), 1-23.

Дуб С.А. (2021) Верхнерифейско-вендские отложения Башкирского мегантиклинория Южного Урала: состояние изученности и стратиграфическое расчленение. *Геология и геофизика*, **62**(11), 1511-1530. https://doi.org/10.15372/GiG2021120

Дуб С.А., Горбунова Н.П. (2019) Химический состав пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала: связь с обстановками осадконакопления и постседиментационными преобразованиями. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 52-58.

Дуб С.А., Гражданкин Д.В. (2021) Литология и обстановки осадконакопления карбонатных отложений укской свиты верхнего рифея (неопротерозой) Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 513-537. https://doi.org/10.31857/S0024497X21060033

Дуб С.А., Мельничук О.Ю., Крупенин М.Т. (2024) Карбонатно-терригенные отложения нижнеукской подсвиты верхнего рифея в стратотипическом разрезе и их корреляция в пределах Башкирского мегантиклинория Южного Урала. *Литосфера*, **24**(3), 451-478. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-451-478

Дуб С.А., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В., Горбунова Н.П., Гуляева Т.Я., Дерюгина Л.К. (2019) Поведение микроэлементов в кислотных вытяжках (уксусной, азотной и соляной) из терригенно-карбонатных пород укской свиты верхнего рифея Южного Урала. *Литосфера*, **19**(6), 919-944. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-919-944

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Мельников Н.Н., Аракелянц М.М., Яковлева О.В. (2008) Мессбауэровские характеристики, минералогия и изотопный возраст (Rb-Sr и K-Ar) верхнерифейских глауконитов укской свиты Южного Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **14**(3), 3-24.

Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Горожанин В.М., Горохов И.М., Ивановская Т.А., Константинова Г.В. (2019) Основание венда на Южном Урале: Rb-Sr возраст глауконитов бакеевской свиты. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(5), 82-96. https://doi.org/10.31857/S0869-592X27582-96-12099

Зубков М.Ю. (2017) Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, (1), 60-76.

Каледа Г.А. (1985) Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 192 с.

Карбонаты. Минералогия и химия. (1987) (Под ред. Р.Дж. Ридера). М.: Мир, 496 с.

Козлов В.И. (1982) Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 128 с.

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Королев Э.А., Имменхаузер А., Вальтер Б. (2019) Некоторые особенности вторичных преобразований нижне и среднекаменноугольных нефтеносных коллекторов Волго-Уральского региона. *Новые идеи в геологии нефти и газа.* Сб. науч. тр. (Отв. ред. А.В. Ступакова). М.: Перо, 222-226.

Копелиович А.В. (1965) Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 349 с.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. (1956) Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. *О вторичных изменениях осадочных пород.* Сб. ст. (Отв. ред. чл.-кор. АН СССР Л.В. Пустовалов). М.: АН СССР, 135-168.

Кринари Г.А. (2010) Литогенез и минералогия нефтеносных осадочных пород. Ч. I. Стадии гипергенеза – диагенеза. Казань: Каз. ун-т, 64 с.

Крупенин М.Т. (1999) Условия формирования сидеритоносной бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 257 с.

Крылов И.Н. (1967) Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 78 с.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. (2006) Sr- и C-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **14**(6), 25-53.

Кузнецов В.Г. (2007) Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М.: Недра-Бизнесцентр, 511 с.

Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М. (2005) Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 637-650.

Лебедев Б.А. (1992) Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 239 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. (1987) Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 237 с.

Лукин А.Е., Зощенко Н.А., Харахинов В.В., Донцов В.В., Наумко И.М. (2009) Литогеодинамические факторы формирования нафтидоносных метасоматических доломитов рифея Восточной Сибири. *Геол. журн.*, (1), 7-24.

Маслов А.В. (1997) Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 220 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Дуб С.А., Мельник Д.С., Парфенова Т.М., Колесников А.В., Чередниченко Н.В., Киселева Д.В. (2019) Укская свита верхнего рифея Южного Урала: седиментология и геохимия (первые результаты исследований). *Литосфе-*

ра, **19**(5), 659-686. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686

Махнач А.А. (2000) Стадиальный анализ литогенеза. Минск: БГУ, 255 с.

Морозов В.П. (2009) Седиментогенез и постседиментационные изменения палеозойских карбонатных отложений востока Восточно-Европейской платформы. Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. Казань: Каз. ун-т, 48 с.

Парфенова Т.М., Мельник Д.С. (2020) Геохимия рассеянного органического вещества пород укской свиты (верхний рифей, Южный Урал). *От анализа вещества – к бассейновому анализу.* Мат-лы 13 Урал. литол. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 190-192.

Патрунов Д.К. (1998) Надкласс карбонатные породы – карбонатолиты. Малые карбонатные породы – поликарбонатолиты. *Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов*. (Отв. ред. В.Н. Шванов). СПб.: Недра, 184-196.

Петров П.Ю. (2011) Molar tooth structures: механизм формирования и специфика карбонатного диагенеза в позднем докембрии (сухотунгусинская свита рифея Туруханского поднятия Сибири). *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **19**(3), 3-26.

Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. (1980) (Отв. ред. В.Г. Кузнецов). М.: Наука, 102 с.

Пустовалов Л.В. (1940) Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гостоптехиздат. Ч. 1. 476 с.; Ч. 2. 420 с.

Рухин Л.Б. (1961) Основы литологии. Л.: Гостоптехиздат, 779 с.

Рянская А.Д., Щапова Ю.В., Гуляева Т.Я., Галахова О.Л., Петрищева В.Г., Горбунова Н.П., Татаринова Л.А. (2015) Полнопрофильный рентгенодифракционный анализ фазово-минерального состава пород-коллекторов нефти и газа с использованием программы SIROQUANT (на примере искусственных смесей). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 267-275.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С. (2023) Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(1), 38-51.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. (1983) (Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков). М.: Наука, 184 с.

Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. (1959) О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. *Докл. АН СССР*, **125**(2), 389-392.

Тугарова М.А. (2020) Вторичные изменения карбонатных пород нефтегазоносных комплексов. *PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти*, (4), 18-23.

Фролов В.Т. (1992) Литология. Т. 1. М.: МГУ, 336 с.

Фролов В.Т. (2009) Катагенез. *Большая российская энциклопедия*. Т. 13. М.: БРЭ, 304.

Холодов В.Н. (1983) Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 152 с.

Холодов В.Н. (1970) О терминах, применяемых при изучении вторичных изменений осадочных пород. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 91-102.

Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-103.

Юдович Я.Э. (2008) Размышления об инфильтрационном эпигенезе. *Изв. Томского политех. ун-та*, **312**, (1), 4-10.

Япаскурт О.В. (2008) Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. М.: ЭСЛАН, 356 с.

Япаскурт О.В. (2016) Стадиальный анализ минеральных свидетелей динамики процессов формирования и эволюции вещества осадочных пород – перспективное научное направление литологии и нефтегазовой геологии. *Георесурсы*, **18**(1), 64-68.

Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoir. Classification of carbonate rocks.* (Ed. by W.E. Ham). V. 1, 108-121.

Immenhauser A. (2022) On the delimitation of the carbonate burial realm. *Depos. Rec.*, **8**(2), 524-574. https://doi.org/10.1002/dep2.173

Kriscautzky A., Kah L.C., Bartley J.K. (2022) Molar-Tooth Structure as a Window into the Deposition and Diagenesis of Precambrian Carbonate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **50**, 205-230. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-031621-080804

Ma P., Lin C., Jahren J., Dong C., Ren L., Hellevang H. (2021) Cyclic zoning in authigenic saddle dolomite-ankerite: Indications of a complex interplay between fault-rupturing and diagenetic alteration. *Chem. Geol.*, **559**, 119831. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119831

Radke B.M., Mathis R.L. (1980) On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(4), 1149-1168. https://doi.org/10.1306/212F7B9E-2B24-11D7-8648000102C1865D

van de Kamp P.C. (2008) Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution and silica release in shales. *Clays Clay Miner.*, **56**(1), 66-81. https://doi.org/10.1346/CCMN.2008.0560106

van de Kamp P.C. (2016) Potassium distribution and metasomatism in pelites and schists: How and when, relation to postdepositional events. *J. Sediment. Res.*, **86**, 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.081

REFERENCES

Anfimov L.V. (1997) Riphean sedimentary sequences diagenesis in the Bashkir mega-anticlinorium (S. Urals). Ekaterinburg, UrO RAN, 290 p. (In Russ.)

Bagrintseva K.I. (1999) Deposition condition and features of the oil and gas carbonate reservoir. Moscow, RGGU, 285 p. (In Russ.)

Bekker Yu.R. (1961) Age and deposition sequence of the Upper Karatau Series in the Southern Urals. *Izv. AN SSSR, Ser. geol.*, (9), 49-60. (In Russ.)

Carbonate rocks diagenesis and it's significance for history-geological reconstructions. (1980) (Ed. by V.G. Kuznetsov). Moscow, Nauka Publ., 102 p. (In Russ.)

Carbonates. Mineralogy and chemistry. (1987) (Ed. by R.J. Reeder). Moscow, Mir Publ., 496 p. (In Russ.)

Dub S.A. (2021) Neoproterozoic deposits of the Bashkir mega-anticlinorium (Southern Urals): state of the art in regional stratigraphy. *Russ. Geol. Geophys.*, **62**(11), 1240-1255 (translated from *Geol. Geofiz.*, **62**(11), 1511-1530). https://doi.org/10.15372/GiG2021120

Dub S.A., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V., Gorbunova N.P., Gulyaeva T.Ya., Deryugina L.K. (2019) Trace

element behaviour in acidic leachates (acetic, nitric and hydrochloric) from siliciclastic-carbonate rocks of the Upper Riphean Uk formation in the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(6), 919-944. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-6-919-944

Dub S.A., Gorbunova N.P. (2019) Upper Riphean Uk Formation chemical composition in the Southern Urals: Relation to sedimentary environments and diagenesis. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 166, 52-58. (In Russ.)

Dub S.A., Grazhdankin D.V. (2021) Carbonate Sedimentology of the Upper Riphean (Neoproterozoic) Uk Formation, Southern Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **56**, 487-508 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 513-537). https://doi.org/10.1134/S0024490221060031

Dub S.A., Melnichuk O.Yu., Krupenin M.T. (2024) Carbonate-siliciclastic deposits of the Lower Uk Subformation (Neoproterozoic) in the stratotype section and its correlation within Bashkirian Mega-Anticlinorium of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **24**(3), 451-478. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-3-451-478

Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoir. Classification of carbonate rocks.* (Ed. by W.E. Ham). V. 1, 108-121.

Frolov V.T. (1992) Lithology. V. 1. Moscow, MGU, 336 p. (In Russ.)

Frolov V.T. (2009) Catagenesis. *The Great Russian Encyclopedia*. V. 13. Moscow, BRE Publ., 304. (In Russ.)

Gmid L.P. (2006) Lithological aspects of oil and gas carbonate reservoirs study. *Neftegazovaya Geol. Teoriya i praktika*, (1), 1-23. (In Russ.)

Immenhauser A. (2022) On the delimitation of the carbonate burial realm. *Depos. Rec.*, **8**(2), 524-574. https://doi.org/10.1002/dep2.173

Kaleda G.A. (1985) Deposits alteration in tectonic structures. Moscow, Nauka Publ., 192 p. (In Russ.)

Kholodov V.N. (1970) About terminology applied to sedimentary rocks alteration study. *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 91-102. (In Russ.)

Kholodov V.N. (1983) Diagenesis alterations in elisium basins (by example of the Eastern Fore-Caucasus). Moscow, Nauka Publ., 152 p. (In Russ.)

Kol'chugin A.N., Morozov V.P., Korolev E.A., Immenhauzer A., Val'ter B. (2019) Some features of secondary alterations of the Lower and Middle Carboniferous oil bearing reservoirs in the Volga-Urals region. *New ideas in oil and gas geology*. Coll. of scientific papers. (Ed. by A.V. Stupakova). Moscow, Pero, 222-226. (In Russ.)

Kopeliovich E.A. (1965) Ancient strata epigenesis in the Russian platform south-west. Moscow, Nauka Publ., 349 p. (In Russ.)

Kossovskaya A.G., Shutov V.D. (1956) Mineral growth features and types in the Mesozoic–Paleozoic rocks in the western Privrkhoyanie. *About sedimentary rocks alteration.* Coll. of articles. (Ed. by L.V. Pustovalov). Moscow, AN SSSR, 135-168. (In Russ.)

Kozlov V.I. (1982) Riphean and Vendian in the southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)

Krinari G.A. (2010) Oil-bearing sedimentary rocks lithogenesis and mineralogy. Pt I. Hypergenesis and early diagenesis stage. Kazan, Kazan. Un-t, 64 p. (In Russ.)

Kriscautzky A., Kah L.C., Bartley J.K. (2022) Molar-Tooth Structure as a Window into the Deposition and Diagenesis of Precambrian Carbonate. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **50**, 205-230. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-031621-080804

Krupenin M.T. (1999) Lower Riphean Bakal siderite-bearing formation genesis (Southern Urals). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 257 p. (In Russ.)

Krylov I.N. (1967) Riphean and Lower Cambrian stromatolites in the Tenshu and Karatau. Moscow, Nauka Publ., 78 p. (In Russ.)

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Semikhatov M.A., Kislova I.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Prasolov E.M. (2006) New data on Sr-and C-isotopic chemostratigraphy of the Upper Riphean type section (southern Urals). *Stratigr. Geol. Correl.*, **14**(6), 602-628 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **14**(6), 25-53).

Kuznetsov V.G. (2007) Lithology. Sedimentary rocks and their study. Moscow, Nedra-Biznescentr Publ., 511 p. (In Russ.)

Kuznetsov V.G., Skobeleva N.M. (2005) Silicification of Riphean carbonate sediments (Yurubcha-Tokhomo zone, Siberian craton). *Lithol. Miner. Res.*, **40**(6), 552-563 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 637-650). https://doi.org/10.1007/s10987-005-0052-6

Lebedev B.A. (1992) Epigenetic processes geochemistry in the sedimentary basins. Leningrag, Nedra Publ., 239 p. (In Russ.)

Logvinenko N.V., Orlova L.V. (1987) Formation and change of sedimentary rocks on the continent and in the ocean. Leningrad, Nedra Publ., 237 p. (In Russ.)

Lukin A.E., Zoshchenko N.A., Harahinov V.V., Doncov V.V., Naumko I.M. (2009) Lithogeodynamic genesis factors of the Riphean naphthide-bearing metasomatic dolomites in the Eastern Siberia. *Geol. Zhurn.*, (1), 7-24. (In Russ.)

Ma P., Lin C., Jahren J., Dong C., Ren L., Hellevang H. (2021) Cyclic zoning in authigenic saddle dolomite-ankerite: Indications of a complex interplay between fault-rupturing and diagenetic alteration. *Chem. Geol.*, **559**, 119831. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119831

Makhnach A.A. (2000) Post-depositional transformations analysis. Minsk, BGU, 255 p. (In Russ.)

Maslov A.V. (1997) Riphean stratotype area sedimentary sequences (viewpoint development about genesis conditions, lithofacies zoning). Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 220 p. (In Russ.)

Maslov A.V., Grazhdankin D.V., Dub S.A., Melnik D.S., Parfenova T.M., Kolesnikov A.V., Cherednichenko N.V., Kiseleva D.V. (2019) Sedimentology and geochemistry of the Uk Formation, Upper Riphean, the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, **19**(5), 659-686. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-659-686

Morozov V.P. (2009) Sedimentation and diagenetic alterations of the Paleozoic carbonate rocks in the Eastern-European platform east. Author's abstract. diss. ... doc. geol.-min. sci. Kazan, Kazan. Un-t, 48 p. (In Russ.)

Parfenova T.M., Melnik D.S. (2020) Dispersed organic matter geochemistry of the Uk Formation rocks (Upper Riphean, Southern Urals). *From matter analysis to basin analysis.* 13 Ural lithological meeting proc. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 190-192. (In Russ.)

Patrunov D.K. (1998) Carbonate rocks superclass – carbonatoliths. Hypcarbonate rocks – polycarbonatoliths. *Sedimentary rocks and their analogs systematic and classification*. (Ed. by V.N. Shvanov). St.Petersburg, Nedra

Publ., 184-196. (In Russ.)
Petrov P.Yu. (2011) Molar tooth structures: Formation and specificity of carbonate diagenesis in the Late Precambrian, Middle Riphean Sukhaya Tunguska Formation of the Turukhansk Uplift, Siberia. *Stratigr. Geol. Correl.*, **19**(3), 247-267 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **19**(3), 3-26). https://doi.org/10.1134/S0869593811030087
Pustovalov L.V. (1940) Sedimentary rocks petrography. Moscow; Leningrad, Gostoptekhizdat Publ. V. 1. 476 p.; V. 2. 420 p. (In Russ.)
Radke B.M., Mathis R.L. (1980) On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sediment. Petrol.*, **50**(4), 1149-1168. https://doi.org/10.1306/212F7B9E-2B24-11D7-8648000102C1865D
Riphean Stratotype. Stratigraphy. Geochronology. (1983) (Ed. by B.M. Keller, N.M. Chumakov). Moscow, Nauka Publ., 184 p. (In Russ.)
Rukhin L.B. (1961) Lithology basics. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 779 p. (In Russ.)
Ryanskaya A.D., Shchapova Yu.V., Gulyaeva T.Ya., Galahova O.L., Petrishcheva V.G., Gorbunova N.P., Tatarinova L.A. (2015) Full-profile X-ray diffraction analysis of the phase-mineral composition of oil and gas reservoir rocks using the SIROQUANT program (using artificial mixtures as an example). *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 162, 267-275. (In Russ.)
Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Zaitseva T.S. Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 38-51. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-38-51
Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 86-103. (In Russ.)
Strakhov N.M., Logvinenko N.V. (1959) About the stages of sedimentary rock formation and their names. *Dokl. AN SSSR*, **125**(2), 389-392. (In Russ.)
Tugarova M.A. (2020) Carbonate rocks alteration in oil and gas complexes. *PRONEFT. Professionalno o nefti*, (4), 18-23. (In Russ.)
Vakulenko L.G. (2017) Diagenesis processes role in the genesis and alteration of reservoir characteristics of the Mesozoic clastic rocks in the Western Siberia (history). *Modern sedimentology struggles in oil and gas engineering.* III All-Russia research and practice Sedimentological conf. proc. Tomsk, TsPPS ND, 20-32. (In Russ.)
van de Kamp P.C. (2008) Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution and silica release in shales. *Clays Clay Miner.*, **56**(1), 66-81. https://doi.org/10.1346/CCMN.2008.0560106
van de Kamp P.C. (2016) Potassium distribution and metasomatism in pelites and schists: How and when, relation to postdepositional events. *J. Sediment. Res.*, **86**, 683-711. https://doi.org/10.2110/jsr.2010.081
Vasil'eva K.A. (2017) Riphean and Vendian carbonate rocks diagenesis stadium in the Kuyumba field and it's relation to geological evolution of the Bajkit anteclise (southwest Siberian platform). Cand. geol. and min. sci. thesis. St.Petersburg, SPbGU, 138 p. (In Russ.)
Vassoevich N.B. (1983) Lithogenesis stages. Moscow, Nedra Publ., 85-96. (In Russ.)
Yapaskurt O.V. (2008) Genetical mineralogy and post-depositional transformations analysis of the sedimentary rocks and ore genesis processes. Moscow, ESLAN Publ., 356 p. (In Russ.)
Yapaskurt O.V. (2016) Post-depositional transformations analysis of mineral evidence of the dynamics of the formation and evolution processes of sedimentary rock matter is a promising scientific direction in lithology and oil and gas geology. *Georesursy*, **18**(1), 64-68. (In Russ.)
Yudovich Yu.E. (2008) Contemplation about infiltration epigenesis. *Izv. Tomskogo politekhn. Un-ta*, **312**(1), 4-10. (In Russ.)
Zaitseva T.S., Gorokhov I.M., Kuznetsov A.B., Mel'nikov N.N., Yakovleva O.V., Ivanovskaya T.A., Semikhatov M.A., Arakelyants M.M. (2008) Mössbauer characteristics, mineralogy and isotopic age (Rb-Sr, K-Ar) of Upper Riphean glauconites from the Uk Formation, the southern Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **16**(3), 227-247 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **16**(3), 3-25). https://doi.org/10.1134/S0869593808030015
Zaitseva T.S., Kuznetsov A.B., Gorozhanin V.M., Gorokhov I.M., Ivanovskaya T.A., Konstantinova G.V. (2019) The lower boundary of the Vendian in the Southern Urals as evidenced by the Rb-Sr age of glauconites of the Bakeevo formation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **27**(5), 573-587 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(5), 82-96). https://doi.org/10.1134/S0869593819050083
Zubkov M.Yu. (2017) Tectonic-hydrothermal processes in the Jurassic rocks in the Western Siberia. *Geologiya Nefti i Gaza*, (1), 60-76. (In Russ.)

УДК 551.71. DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-772-793

Гипостратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал)

В. А. Панькова[1], А. В. Колесников[1], В. Н. Паньков[1], Е. Н. Высоцкий[1], И. В. Латышева[1], А. В. Шацилло[1, 2], Н. Б. Кузнецов[1], Т. В. Романюк[2]

[1]Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер. 7, стр. 1, e-mail: pankova@ginras.ru
[2]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, г. Москва, ул. Б. Грузинская 10, стр. 1

Поступила в редакцию 11.02.2025 г., принята к печати 03.04.2025 г.

Объект исследования. Усть-сылвицкая свита сылвицкой серии верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал) в разрезах по берегам Широковского водохранилища и у г. Чусового в Пермском крае. *Результаты.* Установлено трехчленное строение разреза свиты, которое включает в себя нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Для нижней подсвиты характерны буроватые, серые, до серо-зеленых, грубозернистые песчаники с крупной мульдообразной многоэтажной разнонаправленной косой слоистостью, часто подчеркнутой скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадно-коричневого цвета. Общая мощность нижней подсвиты составляет 540 м. Средняя подсвита (мощностью до 30 м) представлена преимущественно массивными песчаниками без видимой слоистости и аргиллитовых галек. В ней выявлены маркирующие уровни (горизонты): слой белесых апопепловых глин, для циркона из которых ранее получен U–Pb возраст 563 ± 3.5 млн лет, и слой песчаников с относительно крупными обломками калишпатов. Завершает разрез верхняя подсвита (мощность до 80 м), для которой характерно частое переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ней обнаружены арумберieморфные микробиально-индуцированные осадочные текстуры (Arumberia), а также апопепловые глины с аномальной, от белесой до вишне-бурой, окраской, которые могут послужить дополнительным признаком при литостратиграфической корреляции отложений. *Выводы.* Разрез усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища и у г. Чусового представлен наиболее полно в сравнении со стратотипом по р. Чусовой у устья р. Сылвицы и предложен нами в качестве составного гипостратотипа.

Ключевые слова: *венд, усть-сылвицкая свита, сылвицкая серия, Кваркушско-Каменногорский антиклинорий, Средний Урал*

Источник финансирования

Полевые исследования, описание разрезов и подготовка публикации проведены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-10030. Литологические и стратиграфические исследования выполнены в соответствии с планами научно-исследовательских работ тем государственных заданий Геологического института РАН и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

Hypostratotype section of the Vendian Ust’-Sylvytsa Formation in the Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium (Central Urals)

Violetta A. Pankova[1], Anton V. Kolesnikov[1], Vladimir N. Pankov[1], Egor N. Vysotsky[1], Irina V. Latysheva[1], Andrey V. Shatsillo[1, 2], Nikolay B. Kuznetsov[1], Tatiana V. Romanyuk[2]

[1]Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: pankova@ginras.ru
[2]O.Yu. Shmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, 10/1 B. Gruzinskaya st., Moscow 123995, Russia

Received 11.02.2025, accepted 03.04.2025

Research subject. The sedimentary sequences of the Ust’-Sylvitsa Formation of the Upper Vendian Sylvitsa Group were studied in Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium in the sections on Lake Shyrokovsky coastline and Chusovoi City area in the Perm Krai region of Russia. *Results.* A three-membered structure of the formation was established, which includes the Lower, Middle, and Upper members. The Lower Member is characterised by sandstones that are thick,

Для цитирования: Панькова В.А., Колесников А.В., Паньков В.Н., Высоцкий Е.Н., Латышева И.В., Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. (2025) Гипостратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда в Кваркушско-Каменногорском антиклинории (Средний Урал). *Литосфера*, **25**(4), 772-793. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-772-793. EDN: UQXKXC

For citation: Pankova V.A., Kolesnikov A.V., Pankov V.N., Vysotsky E.N., Latysheva I.V., Shatsillo A.V., Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V. (2025) Hypostratotype section of the Vendian Ust’-Sylvytsa Formation in the Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium (Central Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 772-793. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-772-793. EDN: UQXKXC

© В.А. Панькова, А.В. Колесников, В.Н. Паньков, Е.Н. Высоцкий, И.В. Латышева, А.В. Шацилло, Н.Б. Кузнецов, Т.В. Романюк, 2025

brownish, greyish to green-greyish, coarse-grained, and have multi directional herringbone cross-stratification that is often marked by clusters of chocolate-brown flat clay pebbles. The total thickness of the Lower Member is 540 m. The Middle Member (up to 30-m-thick) is represented mainly by massive sandstones without visible stratification and clay pebbles. It reveals marking levels (horizons): a layer of whitish apoclays, from which the U-Pb age of zircon 563 ± 3.5 Ma was previously obtained; and a layer of sandstone with relatively large clasts of feldspar. The section is completed by the Upper Member (up to 80-m-thick), which is characterised by mottled alternation of mudstones, siltstones and sandstones. It also revealed arumberiamorph microbially induced sedimentary structures (*Arumberia*), as well as levels with ash beds with anomalous whitish to cherry-brown colouring, which may serve as an additional feature in lithostratigraphic correlation of the sequences. *Conclusions.* The Ust'-Sylvitsa Formation section in the Lake Shyrokovsky and Chusovoi City area is represented most completely in comparison with the stratotype section on the Chusovaya River near the mouth of the Sylvitsa River, and we propose it as a composite hypostratotype section.

Keywords: *Vendian, Ust'-Sylvitsa Formation, Sylvitsa Group, Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium, Central Urals*

Funding information

Field observations, study of sections and preparation of the manuscript were funded by the Russian Science Foundation, grant No. 24-77-10030. Lithological and stratigraphic studies were carried out in accordance with state assignments of the Geological Institute RAS and Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS

ВВЕДЕНИЕ

Вендский период, охватывающий временной интервал ≈600–535 млн лет (Стратиграфический…, 2019), – время проявления ряда важнейших событий, с которыми связано зарождение основных типов древнейших организмов, прежде всего первых сложноустроенных и многоклеточных животных неясного систематического положения, также известных как вендская мягкотелая биота или биота эдиакарского типа (Вендская система…, 1985; Waggoner, 2003). Для нее характерна экстраординарно хорошая сохранность в виде отпечатков или объемных слепков (Федонкин, 1981, 1985; Fedonkin et al., 2007) и внезапное исчезновение из ископаемой летописи в конце венда, предшествующее крупнейшему в истории биосферы взрывообразному увеличению биоразнообразия и усложнению экологической структуры в начале кембрийского периода (Вендская система…, 1985; Laflamme et al., 2013; Grazhdankin, 2014; Darroch et al., 2018). Однако неполнота ископаемой летописи, трудности с корреляцией разрезов, проблемы с изотопными датировками, а также значительная удаленность друг от друга ключевых разрезов все еще не позволяют в полной мере ответить на вопросы происхождения, вымирания и эволюции древнейших макроскопических организмов. По этой причине разрез верхнего венда на Среднем Урале по праву можно считать уникальным: именно здесь, в практически непрерывных разрезах сылвицкой серии, обнаружены многочисленные остатки вендских мягкотелых организмов (Беккер, 1977; Гражданкин и др., 2005, 2010; Bobkov et al., 2019; Десяткин и др., 2021; Колесников и др., 2023) и уплощенных углефицированных макрофоссилий миаохенского типа (Гражданкин и др., 2007; Марусин и др., 2011), а также получены U-Pb-изотопные датировки магматических кристаллов циркона из апопепловых глин, залегающих на нескольких стратиграфических уровнях (Ронкин и др., 2006; Гражданкин и др., 2011; Маслов и др., 2013; Кузнецов и др., 2017). Несмотря на то, что за последние десятилетия существенно уточнены возраст, объем и стратиграфия большей части разреза сылвицкой серии, объединяющей старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010), некоторые вопросы оставались нерешенными. Например, для последней, усть-сылвицкой, свиты представления исследователей о ее строении и составе были основаны на результатах изучения нескольких небольших изолированных обнажений, известных в бассейне р. Чусовой ниже устья р. Сылвица, не позволивших им, как выяснено в самое последнее время, в полной мере установить ее объем, состав и возраст.

Усть-сылвицкая свита завершает разрез сылвицкой серии верхнего венда на западном склоне Среднего Урала (рис. 1). Изначально ее стратотип установлен Б.Д. Аблизиным с соавторами (1982) на правом берегу р. Чусовой ниже по течению от устья р. Сылвицы. Авторы отмечали, что свита сложена красновато-бурыми, сиренево-коричневыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с горизонтальной косой слоистостью и без видимой слоистости с прослоями алевролитов и аргиллитов. С нижележащей чернокаменской свитой усть-сылвицкая свита имела постепенный переход, а контакт с вышележащими отложениями (песчаники такатинской свиты нижнего девона) отвечал поверхности размыва. По данным Б.Д. Аблизина с соавторами (1982), мощность усть-сылвицкой свиты в стратотипической местности составляла 350 м. Позже Ю.Р. Беккер (1988) сообщил, что в стратотипе представлена только ее нижняя часть, а наиболее полный разрез

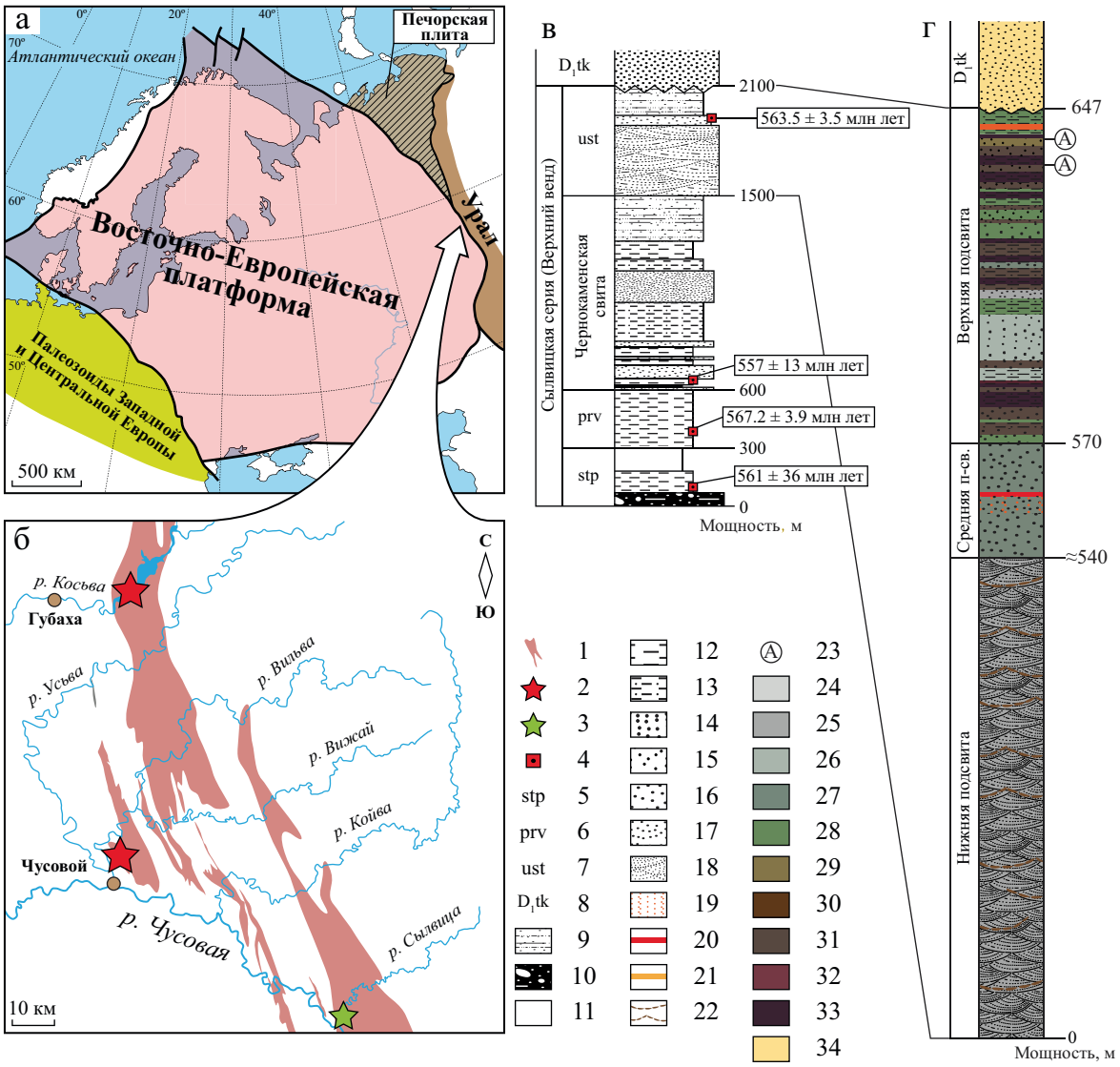


Рис. 1. Схема расположения выходов сылвицкой серии верхнего венда на Среднем Урале (а, б), сводный разрез сылвицкой серии (данные по старопечнинской, перевалокской и чернокаменской свитам взяты из работы (Маслов и др., 2018)) (в) и опорный разрез усть-сылвицкой свиты, построенный по новым данным (г).

1 – выходы сылвицкой серии на дневную поверхность; 2 – места проведения исследований на Широковском водохранилище и около г. Чусового (Пермский край); 3 – местонахождение стратотипа усть-сылвицкой свиты по р. Чусовой рядом с устьем р. Сылвица (Свердловская область); 4 – положение апопепловых глин, по которым ранее был получен U–Pb возраст циркона, в разрезе сылвицкой серии; 5 – старопечнинская свита; 6 – перевалокская свита; 7 – усть-сылвицкая свита; 8 – такатинская свита нижнего девона; 9 – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; 10 – диамиктиты; 11 – тонкослоистые аргиллиты; 12 – аргиллиты; 13 – алевролиты; 14 – гравелиты; 15 – среднезернистые песчаники; 16 – мелкозернистые песчаники; 17 – тонкозернистые песчаники; 18 – косослоистые песчаники; 19 – маркирующие слои песчаников с крупными зернами калиевых полевых шпатов; 20 – прослой апопепловых глин, обнаруженный около г. Чусового (Пермский край); 21 – прослой апопепловых глин, обнаруженный на Широковском водохранилище (Пермский край); 22 – аргиллитовая галька шоколадного цвета; 23 – арумбериеморфные микробиально-индуцированные осадочные текстуры (*Arumberia*). Цвета пород на свежем сколе в обнажении: 24 – светло-серый, 25 – серый, 26 – зеленовато-серый, 27 – серо-зеленый, 28 – зеленый, 29 – буро-зеленый, 30 – коричневый, 31 – серо-коричневый, 32 – бордовый, 33 – шоколадный, 34 – желтый.

Fig. 1. Sketch-map of the Upper Vendian Sylvitsa Group deposits in the Central Urals (a, б), composite section of the Upper Vendian Sylvitsa Group (data on Staropechnyi, Perevalok and Chernyi Kamen formations are taken from (Maslov et al., 2018)) (в) and reference section of the Ust'-Sylvitsa Formation based on new data (г).

1 – outcropes of the Sylvitsa Group; 2 – sites of reconnaissance fieldwork at the Lake Shyrokovsky and Chusovoi City area (Perm Krai region of Russia); 3 – Ust'-Sylviytsa Formation stratotype section locality on the Chusovaya River near the mouth of the Sylvitsa River (Sverdlosk Oblast region of Russia); 4 – position of ash tuffs, from which U-Pb ages of zircon were obtained earlier,

in the Sylvitsa Group section; 5 – Staropechnyi Formation; 6 – Perevalok Formation; 7 – Ust'-Sylvitsa Formation; 8 – Takaty Formation; 9 – interbedded mudstone, siltstone and sandston; 10 – diamictite; 11 – thin-laminated mudstone; 12 – mudstone; 13 – siltstone; 14 – gravelstone; 15 – medium-grained sandstone; 16 – fine-grained sandstone; 17 – fine-laminated fine-grained sandston; 18 – cross-bedded sandstone; 19 – horizon marker sandstone with large feldspar clasts; 20 – volcanic tuff ash bed near Chusovoi City section (Perm Krai); 21 – volcanic tuff ash bed on Lake Shyrokovsky area (Perm Krai); 22 – chocolate-brown clay pebbles; 23 – arumberiamorph microbially-induced structures. Rock colours in the sections: 24 – lightgray; 25 – gray; 26 – greenish-gray; 27 – grayish-green; 28 – greenish; 29 – brown-green; 30 – brown; 31 – grayish-brown; 32 – dark-reddish; 33 – chocolate-brown; 34 – yellowish.

можно наблюдать в левом борту долины р. Усьвы в обнажении Красная Гора. Однако Д.В. Гражданкин с соавторами (2010) по результатам своих исследований сделали вывод, что разрез усть-сылвицкой свиты наилучшим образом обнажен в стратотипической местности, а среднезернистые светло-серые песчаники, выходящие на поверхность в долине р. Усьвы ниже по течению от о-ва Черемухового, которые Ю.Р. Беккер (1988) считал принадлежащими усть-сылвицкой свите, отнесены ими к чернокаменской свите. Указанные песчаники выделены Д.В. Гражданкиным с соавторами в черемуховскую, а пестроцветные отложения в скале Красная Гора – в крутихинскую подсвиту в составе чернокаменской свиты. Между тем авторы осторожно предположили, что одновозрастность усть-сылвицкой свиты и также выделенной ими кобыло-островской подсвиты чернокаменской свиты не исключена и такая корреляция требует дополнительных исследований (Гражданкин и др., 2010). Стоит также отметить, что какие-либо палеонтологические остатки в усть-сылвицкой свите предыдущими исследователями не обнаружены.

В 2024 г. нами проведены исследования усть-сылвицкой свиты в ее стратотипической местности в бассейне р. Чусовой в районе устья р. Сылвицы, а также севернее – по берегам Широковского водохранилища (среднее течение р. Косьва) и недалеко от г. Чусового в Пермском крае (рис. 2). В результате установлено, что разрез усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища является наиболее полным и представительным. Мощность свиты в нем достигает 650 м. Данный разрез может быть принят в качестве составного гипостратотипа для этого местного стратиграфического подразделения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выходы усть-сылвицкой свиты изучены в серии протяженных обнажений (см. рис. 2б), расположенных в центральной и южной частях Широковского водохранилища по правому и левому его берегам, а также в обнажении (см. рис. 2в), вскрытом придорожной выемкой у г. Чусового по обочине трассы "Северный широтный коридор" № 57К-0001, примерно в 300 м от кругового движения по направлению в г. Губаха. В ходе изучения обнажений особое внимание уделено детализации взаимоотношения литотипов пород внутри свиты и подробному послойному описанию разрезов с учетом их геоструктурных особенностей. Микроскопическое изучение осадочных пород усть-сылвицкой свиты в тонких срезах и шлифах проведено с помощью оптического поляризационного микроскопа ЛОМО ПЛМ-2, оснащенного цифровой камерой, в Лаборатории стратиграфии верхнего докембрия ГИН РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Обнажение 1 (N 58°51′39″, E 57°50′33″) расположено на левом берегу Широковского водохранилища (бассейн р. Косьва, Пермский край) в заливе устья р. Мутная. Оно начинается с обнаруженных в осыпи светло-серых однородных без видимой слоистости гравелитов с ярко-рыжими зернами калиевых полевых шпатов. Протяженность осыпи 1.20–1.50 м. После продолжительного задернованного участка (500 м) выше по течению залегает монотонное переслаивание зеленых и шоколадных алевролитов и аргиллитов, которое перекрыто цикличным чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. По переслаиванию и цикличному чередованию пород, характерному для чернокаменской свиты, можно предположить, что указанные породы соответствуют верхней части чернокаменской свиты. Мощность этого интервала не установлена. Выше по разрезу отмечен коренной выход зеленых и шоколадных горизонтально-слоистых алевроаргиллитов (3.30 м). Далее вскрыты зеленые алевроаргиллиты с тонкими прослоями песчаников (1.56 м), на подошве которых обнаружены хорошо выраженные знаки волновой ряби (см. рис. 4в). Выше по разрезу залегают светло-серые с коричневыми прослоями средне- и мелкозернистые косо- и волнисто-слоистые песчаники (1.70 м) усть-сылвицкой свиты (рис. 3а–в). Завершает этот участок обн. 1 скальный выход зеленовато-серых горизонтально-, волнисто-слоистых алевролитов и шоколадных и зеленых аргиллитов. В виде тонких слоев в подчиненном количестве присутствуют крепкие темно-серые с коричневыми прослоями мелкозернистые горизонтально- и волнисто-слоистые песчаники. Мощность выхода 2.50 м. Далее, выше по разрезу, следует задернованный интервал протяженностью ≈150 м и осыпь из крупных обломков песчаников, аналогичных

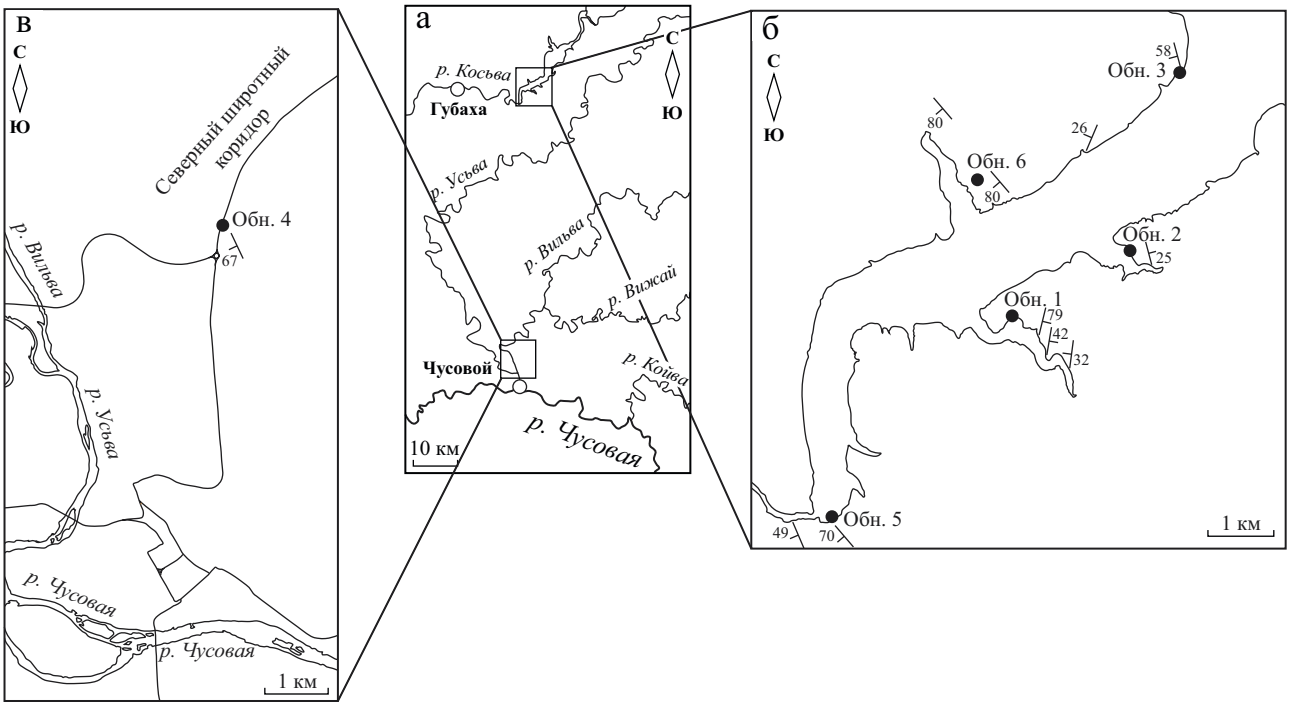


Рис. 2. Карта-схема расположения изученных обнажений усть-сылвицкой свиты в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория.

а – общее расположение изученных объектов; б – обнажения по берегам Широковского водохранилища (среднее течение р. Косьва), Пермский край; в – обнажение около г. Чусового (Пермский край) по обочине трассы “Северный широтный коридор” № 57К-0001, примерно в 300 м от кругового движения в сторону г. Губаха.

Fig. 2. Sketch-map of location of the studied outcrops of the Ust’-Sylvitsa Formation in the central part of the Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium.

a – general location of the studied outcrops; б – outcrops along the coastline of the Lake Shyrokovsky (middle reach of the Kos’va River), Perm Krai; в – outcrop near Chusovoi City (Perm Krai) along the roadside of “Severnyi Shyrotnyi Koridor Highway” No. 57K-0001, approximately 300 m from the roundabout towards the city of Gubakha.

предыдущим. После закрытого интервала обнажены светло-серые с коричневыми прослоями средне- и мелкозернистые косо- и волнисто-слоистые песчаники, мощность которых составляет до 4.50 м.

Обнажение 2 (N 58°52′10″, E 57°52′22″) расположено на левом берегу Широковского водохранилища в заливе устья р. Верхняя Мутная. Здесь на протяжении 170–200 м вскрыта монотонная толща тонкоплитчатых серо-коричневых алевролитов и аргиллитов (65 м). Выше залегает чередование тонкоплитчатых серо-коричневых алевроаргиллитов и серо-зеленых тонкозернистых без видимой слоистости песчаников. Мощность прослоев песчаников ≈0.20–0.30 м, мощность прослоев алевролитов и аргиллитов ≈0.50 м. Общая мощность чередования пород составляет 5 м. По нашему предположению, эта часть обнажения также отвечает верхней части чернокаменской свиты.

Выше по разрезу в обн. 2 находится относительно протяженная (30 м) осыпь, состоящая из мощных серых среднезернистых косослоистых песчаников с плоской шоколадной аргиллитовой галькой и знаками волновой ряби на поверхности напластования. Далее отмечено появление в этой осыпи серых мелкозернистых массивного облика без видимой слоистости песчаников. В лесном массиве выходят на поверхность вышеупомянутые без видимой слоистости песчаники (≈2 м). В осыпи происходит смена пород: можно наблюдать серо-зеленые крупнозернистые волнисто- и косослоистые песчаники с ярко-рыжими зернами калиевых полевых шпатов и плоскими шоколадными аргиллитовыми гальками, которые подчеркивают косую слоистость (рис. 3г). После непродолжительной задерновки разреза (≈150 м) встречены различные по размеру зерен и текстурам песчаники (10.9 м). В основании этого интервала залегают серо-зеленые мелкозернистые горизонтально-, волнисто- и косослоистые песчаники, в которых встречена шоколадная аргиллитовая галька. На поверхностях напластования песчаников обнаружены знаки волновой ряби, многочисленные эрозионные текстуры размыва и их слепки (flute-casts) (рис. 4г). Эти песчаники перекрыты более грубозернистыми пес-

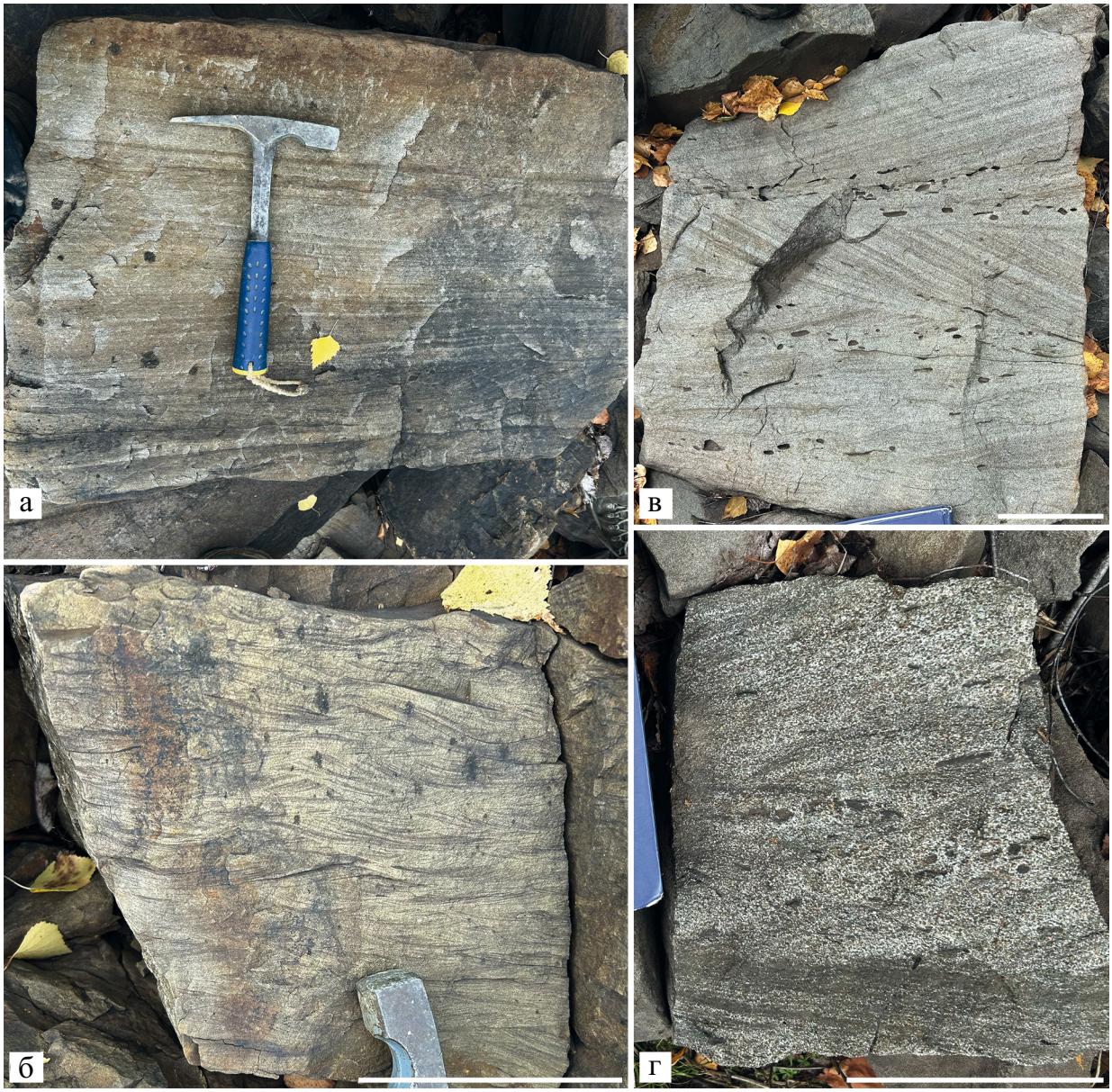


Рис. 3. Примеры слоистости в песчаниках нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты.

а – горизонтальная; б – мелкая косая; в – крупная косая (fish-bone); г – косая слоистость в гравелитах с зернами калиевых полевых шпатов, подчеркнутая скоплениями шоколадно-коричневых аргиллитовых галек. Длина масштабной линейки – 10 см.

Fig. 3. Examples of sandstone bedding in the Lower Member of the Ust'-Sylvitsa Formation.

а – horizontal; б – cross-bedded small; в – cross-bedded large (fish-bone); г – cross-bedded gravelstone with feldspar clasts marked by cluster of chocolate-brown clay pebbles. Scale bars are 10 cm.

чаниками, но с таким же типом слоистости. Верхний пласт сероцветных песчаников отличен от нижележащих хорошо выраженными косыми сериями, подчеркнутыми тонкими слойками коричневых горизонтально- и волнисто-слоистых аргиллитов. На поверхности напластования песчаников также встречены слепки эрозионных текстур размыва осадка. В конце обнажения находится осыпь, состоящая из обломков серых мелкозернистых песчаников.

Обнажение 3 (N 58°53′34″, E 57°53′03″) расположено на правом берегу Широковского водохранилища. Начало обнажения находится приблизительно в 350 м на восток от туристической базы Кизеловского металлургического комбината, а конец – вблизи его заброшенной водонапорной

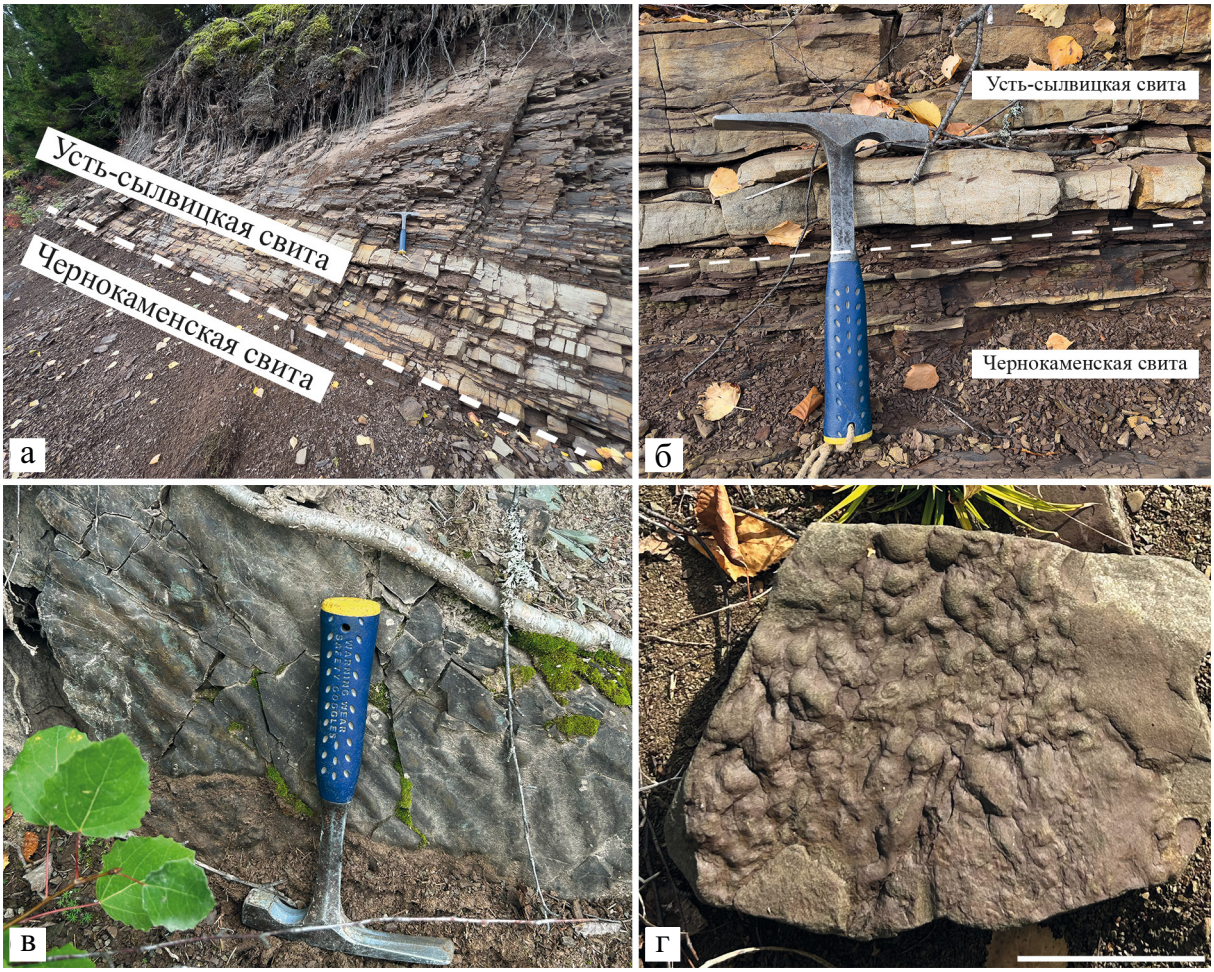


Рис. 4. Полевые фотографии нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты.

а, б – общий вид обн. 3, контакт усть-сылвицкой (нижняя подсвита) и чернокаменской свит; в – знаки волновой ряби в серо-зеленых песчаниках; г – слепки текстур размыва на подошвах серо-коричневых песчаников. Длина масштабной линейки – 10 см.

Fig. 4. Field photographs of Lower Member of Ust'-Sylvitsa Formation.

а, б – general view of Outcrop 3, contact of the Ust'-Sylvitsa Formation (Lower Member) and Chernyi Kamen Formation; в – wave ripple marks in grayish-green sandstone; г – flute-casts on the lower surface of grayish-brown sandstone. Scale bars are 10 cm.

станции. В нем вскрыты породы чернокаменской и усть-сылвицкой свит, а также четко выражен их контакт (см. рис. 4а, б). В чернокаменской свите выделены пачки шоколадных и зеленых горизонтально- и волнисто-слоистых аргиллитов, причем установлено, что в начале обнажения шоколадные аргиллиты сильно преобладают над зелеными (28.70 м), далее происходит увеличение количества прослоев аргиллитов зеленого цвета (11.20 м), а затем зеленоцветные аргиллиты начинают доминировать над шоколадными. Между тем отмечено постепенное увеличение количества алевролитов в разрезе и наличие тонких прослоев аргиллитов (7.70 м). Верхняя часть этой толщи сложена зеленоцветными косо-, волнисто- и горизонтально-слоистыми алевролитами, шоколадных аргиллитов практически не встречено (10.50 м). Завершает указанную последовательность пласт зеленых с косыми сериями горизонтально- и волнисто-слоистых аргиллитов (2.40 м).

Далее по разрезу после указанных выходов пород чернокаменской свиты расположен закрытый интервал (≈300 м), по всей протяженности которого можно видеть обломки алевролитов и аргиллитов, а также песчаников, которые залегают после прохождения на юго-запад туристической базы Кизеловского комбината. После закрытого интервала (≈300 м) залегают зеленые мелкозернистые волнисто- и косослоистые песчаники (15 м). Выше по разрезу присутствует пачка тонкого переслаивания зеленых с шоколадными горизонтально-, волнисто- и косослоистых алевроаргиллитов (18.26 м).

По кровле этой пачки переслаивания нами проведен согласный контакт чернокаменской и усть-сылвицкой свит. Основание усть-сылвицкой свиты сложено буро-зелеными средне- и мелкозернистыми волнисто-, горизонтально-, косослоистыми песчаниками (3 м). На поверхности песчаников встречены знаки волновой ряби, слепки эрозионных текстур размыва и шоколадная аргиллитовая галька. На протяжении длительного интервала (около 900 м вдоль берега), практически до заброшенной водонапорной станции, усть-сылвицкая свита сложена продолжительными скальными выходами серо-буро-зеленых, серых мелкозернистых с хорошей крупной косой слоистостью песчаников и серо-зеленых алевроаргиллитов. Также для песчаников этого фрагмента обнажения весьма характерны многочисленные аргиллитовые гальки шоколадного цвета. Помимо мелкозернистых песчаников, встречены и более грубозернистые (средне- и крупнозернистые) буро-зеленые без видимой слоистости песчаники, которые переходят в косослоистые. На подошве песчаников отмечено наличие слепков знаков волновой ряби и текстур размыва. Этот фрагмент обнажения завершен слоем (1 м) серо-зеленых мелкозернистых косослоистых песчаников.

Выше по разрезу после непродолжительной задерновки (150 м) обнажены серые мелкозернистые песчаники, переходящие в ритмичное чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов. Далее залегает пачка тонкого переслаивания зеленых и шоколадных волнисто- и косослоистых алевролитов и аргиллитов. Эту часть разреза мы также относим к чернокаменской свите.

Обнажение 4 (N 58°20′28″, E 57°49′47″) (рис. 5а) расположено недалеко от г. Чусового (Пермский край) в придорожной выемке по обочине трассы "Северный широтный коридор" № 57К-0001 примерно в 300 м от кругового движения в сторону г. Губаха. В основании разреза залегает тонкое переслаивание (≈30 м) серо-коричневых алевролитов и аргиллитов. Это переслаивание перекрывают серо-зеленые мелкозернистые без видимой слоистости песчаники (10 м). На них залегают серо-зеленые тонкозернистые без видимой слоистости песчаники (0.40 м) с ярко-рыжими зернами калиевых полевых шпатов, которые имеют тонкую ровную горизонтальную ориентировку. На указанных песчаниках залегает пластичный прослой апопепловых глин белого цвета (рис. 5б) мощностью 0.2 м, ранее обнаруженный Н.Б. Кузнецовым с соавторами (2017), из которого был получен U–Pb-изотопный возраст циркона 563 ± 3.5 млн лет. Верхняя часть обнажения сложена серо-зелеными и буро-зелеными мелкозернистыми без видимой слоистости песчаниками (19.20 м). На подошвах песчаников расположены слепки многочисленных и разнообразных эрозионных текстур размыва (рис. 5в, г).

Обнажение 5 (N 58°50′02″, E 57°47′44″) расположено на левом берегу в южной части Широковского водохранилища, приблизительно в 150 м выше Широковской ГЭС. Здесь в скальных выходах на протяжении 150–170 м обнажены различные по своему строению пачки переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников (рис. 6а).

В основании разреза вскрыта пачка 1, состоящая из следующей последовательности пород: слой зеленых без видимой слоистости и с горизонтальной слоистостью алевропесчаников, на поверхностях напластования которых встречены микробиальные текстуры типа *Arumberia* (см. рис. 6в); слой чередования серо-коричневых мелкозернистых с волнистой и косой слоистостью песчаников и серо-коричневых горизонтально- и волнисто-слоистых алевролитов и шоколадных аргиллитов. На кровле песчаников присутствуют слепки мелкомасштабных эрозионных текстур (см. рис. 6д). Завершают этот слой зеленые косо-, горизонтально- и волнисто-слоистые мелкозернистые песчаники. Далее залегают зеленовато-серо-коричневые мелкозернистые без видимой слоистости песчаники и шоколадные горизонтально- и волнисто-слоистые алевроаргиллиты. Эти породы перекрыты переслаиванием серо-коричневых мелкозернистых без видимой слоистости песчаников, вишнево-коричневых с горизонтальной слоистостью алевролитов и шоколадных аргиллитов и зеленовато-серых и шоколадных с горизонтальной слоистостью алевроаргиллитов, на поверхностях напластования которых встречены арумберieморфные текстуры. Завершают эту последовательность серо-коричневые тонкозернистые волнисто- и косослоистые песчаники и более грубозернистые серо-коричневые их разности, между которыми залегают шоколадные аргиллиты. Мощность пачки 1–7.05 м.

После небольшой задерновки (≈15–20 м) на берегу водохранилища обнажена пачка 2, состоящая из трех слоев: 1) чередования светло-серых тонко- и среднезернистых волнисто- и косослоистых песчаников; 2) серо-зеленых алевроаргиллитов и темно-серых зеленоватых мелкозернистых без видимой слоистости песчаников; 3) светлых серо-зеленых тонкозернистых с горизонтальной и косой слоистостью песчаников. В слое 3 присутствуют песчаники коричневого цвета с горизонтальной слоистостью. Мощность пачки 2–8.75 м.

Пачка 3 объединяет чередование алевролитов и аргиллитов серо-зеленого цвета (5.62 м). Выше этой пачки залегает пачка 4, сложенная разнозернистыми зеленовато-серыми песчаниками: от тонкозернистых до среднезернистых без видимой слоистости и с горизонтальной слоистостью; зелеными с горизонтальной слоистостью алевроаргиллитами; серыми тонкозернистыми без видимой слоистости песчаниками; серо-коричневыми с горизонтальной слоистостью алевролитами и шоколадными аргил-

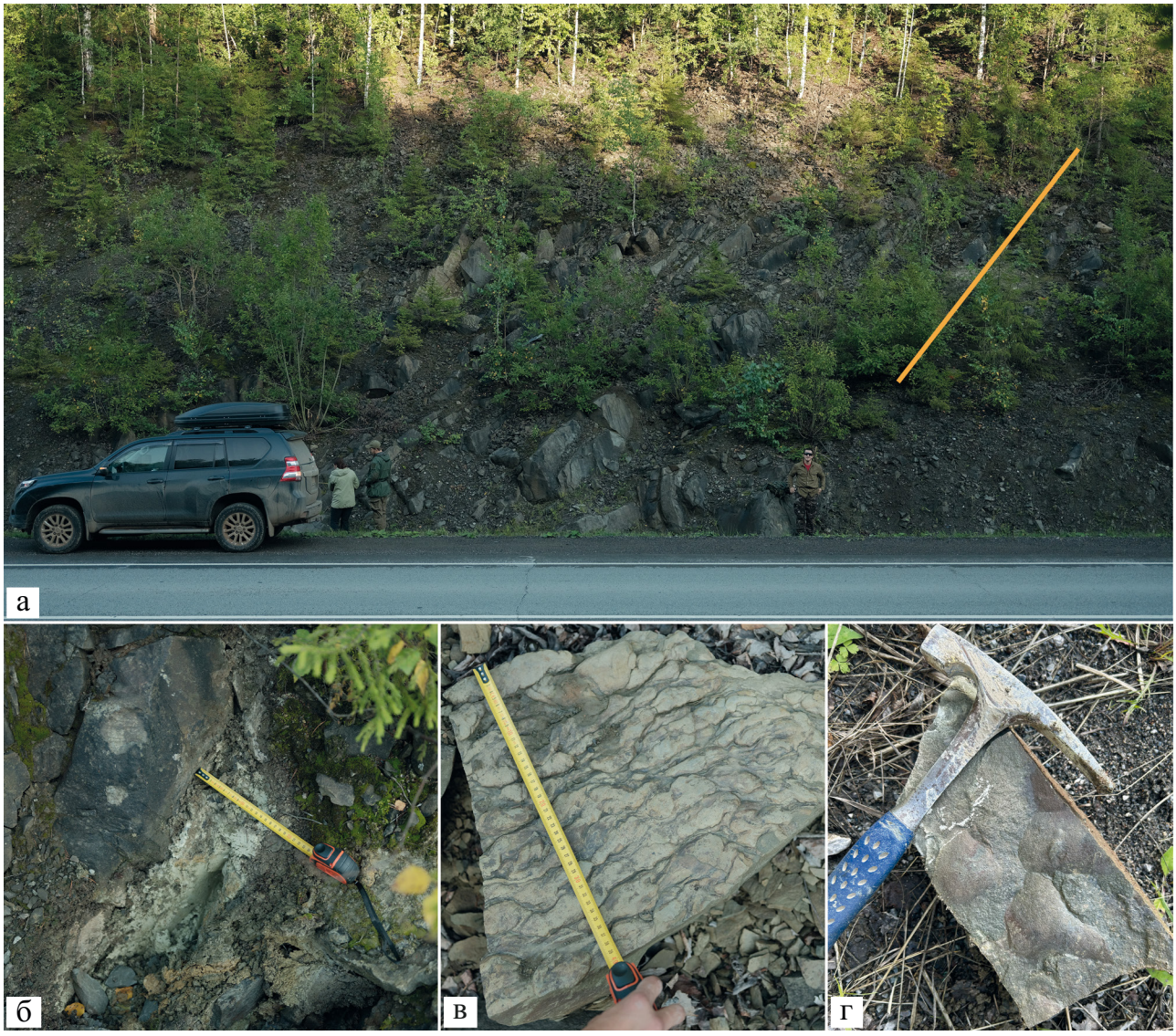


Рис. 5. Полевые фотографии средней подсвиты усть-сылвицкой свиты.

а – общий вид обн. 4, средняя подсвита усть-сылвицкой свиты, недалеко от г. Чусового (оранжевой линией показаны апопепловые глины); б – прослой апопепловых глин, из которых получен U–Pb-возраст циркона 563 ± 3.5 млн лет (Кузнецов и др., 2017); в, г – слепки разнообразных текстур размыва на подошвах песчаников средней подсвиты.

Fig. 5. Field photographs of Middle Member of Ust'-Sylvitsa Formation.

a – general view of Outcrop 4, Middle Member of the Ust'-Sylvitsa Formation near the Chusovoi City (orange line marks apoclay ash bed); б – apoclay ash bed from which U-Pb zircon age 563 ± 3.5 was obtained (Kuznetsov et al., 2017); в, г – various flute-casts on the lower surfaces of sandstones of the Middle Member.

литами с прослоем серо-зеленых мелкозернистых массивных песчаников (0.10 м); зелеными (тонко-), мелко- и среднезернистыми без видимой слоистости песчаниками. Мощность пачки 4–13.19 м. Пачка 4 перекрыта пачкой 5 (4.64 м), которая сложена чередованием серо-коричневых алевролитов и шоколадных аргиллитов.

Выше по разрезу в основании пачки 6 залегают более мощные зеленые мелкозернистые волнисто-, косослоистые песчаники с прослоями серо-коричневых тонкозернистых песчаников. Эти песчаники переходят в чередование серо-коричневых тонкозернистых косо- и волнисто-слоистых песчаников, зеленых алевролитов и шоколадных аргиллитов. Эта последовательность перекрыта переслаиванием серо-коричневых мелкозернистых без видимой слоистости песчаников и шоколадных с горизонтальной слоистостью алевроаргиллитов. На поверхности напластования алевроаргиллитов встречены микробиальные текстуры типа *Arumberia*.



Рис. 6. Полевые фотографии верхней подсвиты усть-сылвицкой свиты.

а – общий вид начала обн. 5, верхняя подсвита усть-сылвицкой свиты; б – прослой апопепловых глин с аномальной окраской из верхней части обн. 5; в – арумбериеморфные микробиально-индуцированные осадочные текстуры (Arumberia) из верхней части верхней подсвиты; г – прослой апопепловых глин с аномальной окраской, обнаруженный в верхней части разреза, обн. 6; д – знаки волновой ряби на кровле песчаников из верхней подсвиты. Длина масштабной линейки – 10 см.

Fig. 6. Field photographs of Upper Member of Ust'-Sylvitsa Formation.

а – general view of Outcrop 5, Upper Member of the Ust'-Sylvitsa Formation; б – ash tuff bed with anomalous colouring from the upper part of the Outcrop 5; в – arumberiamorph microbially-induced sedimentary structure; г – ash tuff bed with anomalous colouring from the upper part the Upper Member in the Outcrop 6; д – wave ripple marks on the upper surface of sandstone from the Upper Member. Scale bars are 10 cm.

Выше залегают два маломощных прослоя: 1) серо-коричневых мелкозернистых косо- и волнисто-слоистых песчаников (0.72 м) и 2) серо-коричневых средне- и мелкозернистых косо-, горизонтально- и волнисто-слоистых песчаников (0.86 м). Общая мощность пачки 9.89 м.

После непродолжительной задерновки (≈15 м) залегает пачка 7, сложенная чередованием разнозернистых песчаников: коричневых тонкозернистых, светлых серо-зеленых мелкозернистых, серо-зелено-коричневых среднезернистых. На поверхности песчаников отмечено наличие слепков знаков волновой ряби. Мощность пачки 9.56 м.

На этой пачке залегает последовательность (пачка 8), представленная преимущественно шоколадными аргиллитами и серо-коричневыми, зелеными, шоколадными ровно- и волнисто-слоистыми алевролитами. В этой последовательности в подчиненном количестве находится чередование разнообразных песчаников: серо-коричневых тонкозернистых горизонтально-, волнисто- и косослоистых со слепками знаков волновой ряби на кровле; серо-зеленых мелкозернистых косослоистых; серо-зеленых мелкозернистых без видимой слоистости; коричневых тонкозернистых с горизонтальной слоистость. Мощность данной пачки 8.71 м.

Завершается разрез, после задерновки (≈350 м), последовательностью (пачка 9, мощность 10 м), состоящей из чередования зеленых и шоколадных аргиллитов, буро-зеленых мелкозернистых песчаников, прослоя апопепловых глин с аномальной окраской, от белесой до вишневой (см. рис. 6б), зеленых аргиллитов. Усть-сылвицкая свита в пачке 9 перекрыта с угловым несогласием породами нижнего девона – светлыми желтоватыми крупнозернистыми песчаниками такатинской свиты.

Обнажение 6 (N 58°52′43″, E 57°49′59″) расположено вдоль дороги пос. Широковский – пос. Кучек, примерно в 300 м на север от базы отдыха “Уральский букет”. В основании разреза расположен слой серо-зеленых, коричневых мелко- и тонкозернистых без видимой слоистости горизонтально-, косослоистых песчаников (2 м). На песчаниках залегает пачка (30 м) переслаивания шоколадных алевролитов и аргиллитов. В этой пачке на поверхностях напластования встречены многочисленные микробиальные текстуры типа *Arumberia*. В верхней части указанной пачки обнаружен прослой апопепловых глин аномально белого цвета мощностью 4–5 см (см. рис. 6г).

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ УСТЬ-СЫЛВИЦКОЙ СВИТЫ

В связи с тем, что степень изученности разрезов местных стратиграфических подразделений имеет важное значение при подготовке региональных стратиграфических схем, а также является источником фактического материала при тектонических, палеогеографических и других построениях в регионе, необходимость всестороннего изучения и стратиграфического расчленения этих разрезов вполне очевидна. В ходе полевых исследований разрезов сылвицкой серии в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория установлено, что в усть-сылвицкой свите по определенным характеристикам может быть выделено три подсвиты: нижняя, средняя и верхняя. В качестве составного гипостратотипа свиты мы предлагаем представительные, хорошо обнаженные и легкодоступные разрезы по берегам средней и южной частей Широковского водохранилища и по автотрассе “Северный широтный коридор” № 57К-0001 по правой стороне в 300 м севернее от кругового движения в сторону г. Губаха.

Нижняя подсвита

Нижняя подсвита наилучшим образом представлена в обн. 1–3, расположенных по правому и левому берегам Широковского водохранилища (см. рис. 2б, 3, 4, 7). В обн. 3 обнаружен непосредственный контакт усть-сылвицкой свиты с нижележащей чернокаменской свитой (см. рис. 4а, б), в то время как в обн. 1 и 2 границу между свитами можно провести условно по появлению в основании усть-сылвицкой свиты серых средне- и мелкозернистых волнисто- и косослоистых песчаников. В целом нижняя подсвита усть-сылвицкой свиты охарактеризована наличием буроватых, серых, серо-зеленых песчаников с крупной мульдообразной многоэтажной косой, горизонтальной, а также волнистой слоистостью (см. рис. 3а–в). Слоистость часто подчеркнута скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадного цвета. В качестве еще одного характерного признака выступают тонкие прослои мелкозернистых песчаников коричневого цвета. На верхних поверхностях напластования песчаников широко распространены знаки волновой ряби (см. рис. 3в), в то время как на подошвах часто расположены слепки эрозионных текстур размыва (flute casts) (см. рис. 3г). Мощность нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты оценена нами примерно в 540 м.

При петрографическом изучении осадочных пород нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты в шлифах выявлены следующие литотипы: алевропесчаники (рис. 8а, б), алевролиты (рис. 8в, г), песчаники мелкозернистые (рис. 8д, е), песчаники среднезернистые (рис. 8ж, з), гравелиты (рис. 8и, к).

Алевропесчаники при параллельных николях бесцветные, бежевые, светло-коричневые (см. рис. 8а). Структура породы обломочная (мелко- и крупноалевритовая, мелкопсаммитовая), зерна угловатые, слабо- и полуокатанные, сортировка хо-

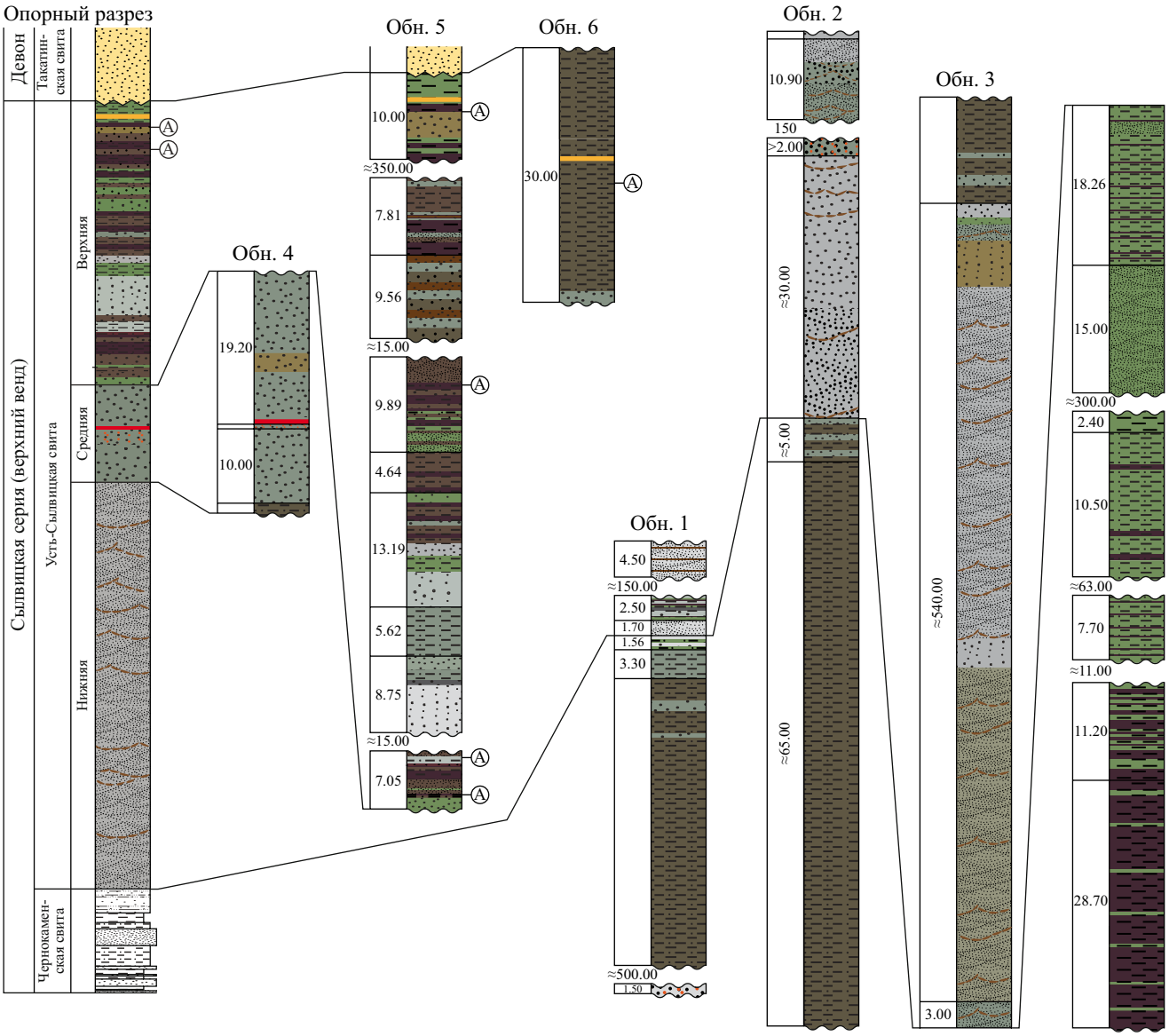


Рис. 7. Опорный разрез усть-сылвицкой свиты сылвицкой серии верхнего венда Среднего Урала в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория и литостратиграфическая корреляция изученных обнажений.

Условные обозначения – см. рис. 1.

Fig. 7. Reference section of the Upper Vendian Ust'-Sylvitsa Formation of the Central Urals in the central part of Kvarkush-Kamennogorsk Anticlinorium.

Legend – see Fig. 1.

рошая, зерна изометричные и удлиненные, границы между зернами линейные, конформные, инкорпорационные, цемент пленочный. Текстурных особенностей не обнаружено: порода выглядит однородной, не слоистой. В основной массе преобладают полевые шпаты (48–50%), представленные плагиоклазом и микроклином. Примерно столько же в породе кварца (47–48%). Обломки пород составляют около 2–3%. Зерна плагиоклазов имеют как характерное полисинтетическое двойникование, так и серые интерференционные окраски. В полисинтетических двойниках есть серицитовые изменения. Для микроклина характерно решетчатое двойникование. Размер зерен полевых шпатов 0.08–0.12 мм. Размер зерен кварца 0.04–0.16 мм. Обломки пород в алевропесчаниках представлены единичными кварцитовыми и глинистыми фрагментами. Присутствуют многочисленные зерна циркона,

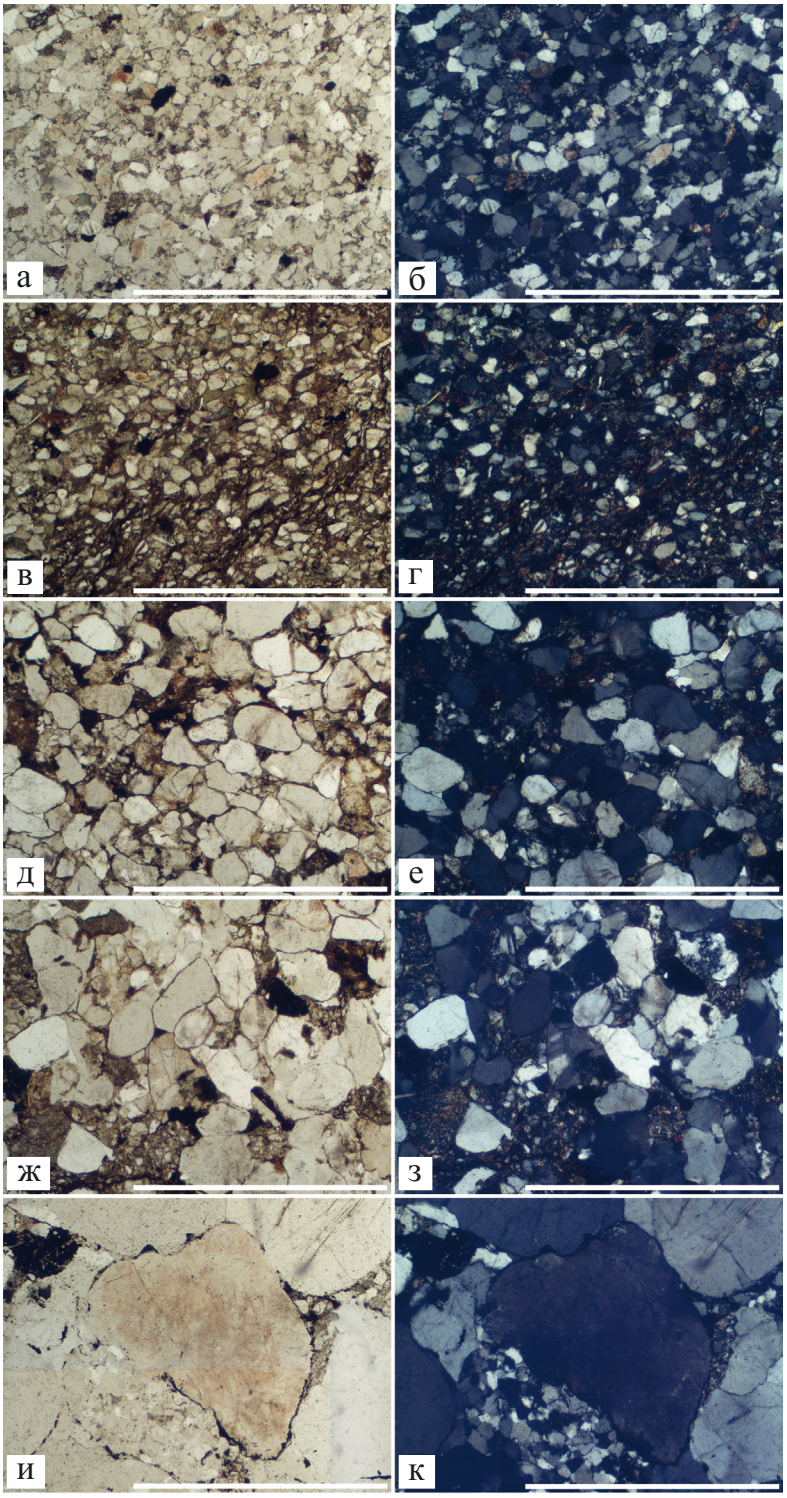


Рис. 8. Основные литотипы пород нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты (а, в, д, ж, и – при параллельных николях; б, г, е, з, к – при скрещенных николях).

а, б – алевропесчаники; в, г – алевролиты; д, е – песчаники мелкозернистые; ж, з – песчаники среднезернистые; и, к – гравелиты. Длина масштабной линейки – 1 мм.

Fig. 8. Main rock lithotypes in the Lower Member of the Ust'-Sylvitsa Formation (а, в, д, ж, и – plane polarised light; б, г, е, з, к – crossed polarised light).

а, б – silty sandstone; в, г – siltstone; д, е – fine-grained sandstone; ж, з – medium-grained sandstone; и, к – gravelstone. Scale bars are 100 mm.

отмечено наличие глауконита и встречены тонкие пластинки слюды. Пленочный цемент – глинистый хлоритовый. В алевропесчаниках также обнаружено малое содержание карбонатного цемента. По классификации В.Д. Шутова (1967), это собственно аркозы (рис. 9).

Алевролиты при параллельных николях коричневые, до темно-коричневых (рис. 8в). Структура породы обломочная (крупноалевритовая, мелкопсаммитовая), зерна угловатые, неокатанные, слабоокатанные, сортировка средняя, зерна изометричные, удлиненных довольно мало, границы между зернами точечные, выпукло-вогнутые, линейные, цемент пленочный. В текстуре породы заметна косая ориентировка зерен, отмечено чередование прослоев разного состава и состоящих из зерен разного размера. Обломочная фракция сложена кварцем (50%) и полевыми шпатами (45%), содержание обломков пород не превышает 5%. Размер зерен кварца 0.05–0.09 мм. Полевые шпаты представлены плагиоклазом с характерными полисинтетическими двойниками и серой интерференционной окраской, размер зерен 0.06–0.12 мм. Немногочисленные обломки пород по составу представлены фрагментами глинистых пород. В литотипе встречены пластинки мусковита (0.10–0.13 мм) и измененного биотита (0.09–0.12 мм). В образце хлорит встречается как в виде отдельных зерен, так и в составе цемента. Пленочный цемент глинистый хлоритовый.

Песчаники мелкозернистые при параллельных николях бежевые, светло-коричневые (см. рис. 8д). Структура их обломочная (мелкопсаммитовая), зерна в основном изометричные, полуока-

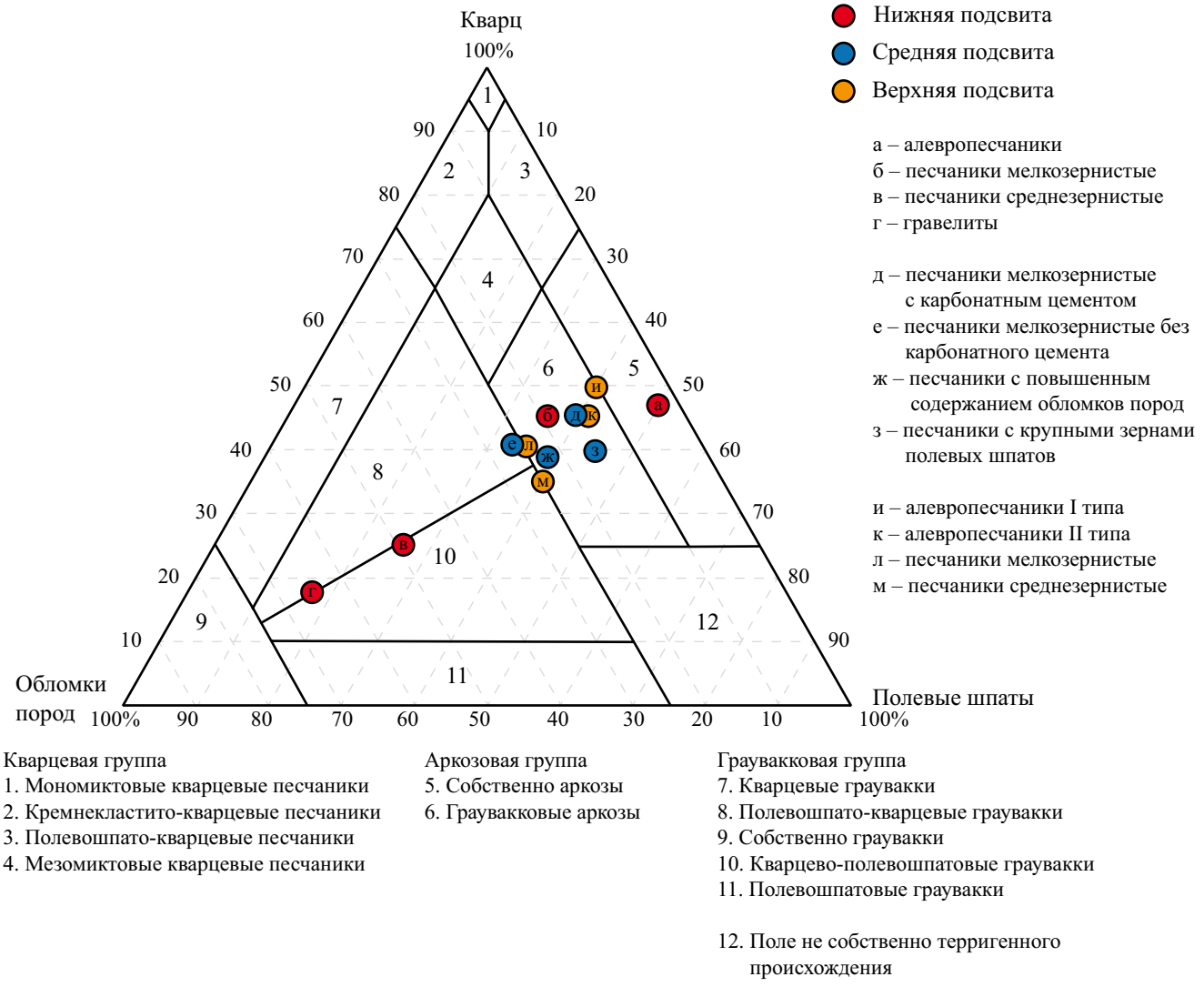


Рис. 9. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова (1967) для песчаников усть-сылвицкой свиты.

Fig. 9. V.D. Shutov's (1967) classification diagram for sandstones of the Ust'-Sylvitsa Formation.

танные, угловатых и совсем не окатанных зерен не наблюдается. Сортировка кластики хорошая. Границы между зернами точечные, выпукло-вогнутые, линейные, конформные. Цемент пленочный. Текстура породы массивного облика без видимой слоистости. Обломочный каркас песчаников сложен кварцем (43–45%), размер основного количества зерен 0.10–0.25 мм, но присутствуют зерна до 0.10 и 0.27–0.29 мм. Содержание полевых шпатов ниже, чем содержание кварца (36–37%). Полевые шпаты представлены в основном плагиоклазом с характерным полисинтетическим двойникованием, некоторые из двойников сильно изменены, размер зерен 0.11–0.20 мм. Обломки пород (19–20%) довольно разнообразны – это фрагменты кремней, кварцитов, эффузивных и глинистых пород. Размер их варьируется от 0.15 до 0.20 мм. В качестве второстепенных минералов встречены глауконит и измененный биотит. Глауконит зеленого цвета, с отчетливыми границами. Биотит образует удлиненные деформированные пластинки. Цемент глинистый (хлоритовый). По классификации В.Д. Шутова (1967), это граувакковые аркозы (см. рис. 9б).

Песчаники среднезернистые при параллельных николях имеют бежевые, коричневые оттенки цветов (см. рис. 8ж). Структура породы обломочная (среднепсаммитовая, в отдельных случаях мелкопсаммитовая). Зерна в породе присутствуют как изометричные, так и удлиненные, окатанные, полуокатанные и слабоокатанные, сортировка хорошая. Границы между зернами аналогичны типам границ предыдущего литотипа: точечные, линейные, выпукло-вогнутые, конформные, цемент пленочный. Содержание кварца, полевых шпатов и обломков пород в породах этого литотипа отличается от вышеописанного: содержание обломков выше (48–49%), в то время как содержание кварца ниже (25–26%). Кварц образует изометричные и удлиненные зерна, размер которых изменяется от 0.16 до 0.29 мм, но присутствуют зерна длиной и до 0.50 мм. Полевые шпаты (26%) представлены плагиоклазами с характерным полисинтетическим двойникованием и серицитовыми включениями в зернах. Зерна плагиоклазов в основном таблитчатые, слабоокатанные, размер 0.15–0.27 мм. Обломки пород многочисленны и разнообразны. Встречены обломки кварцитов, кремней, глинистых и эффузивных пород, гранитоидов, алевролитов. Размер обломков варьируется от 0.17 до 0.46 мм. В качестве второстепенных минералов можно отметить биотит. Цемент глинистый (хлоритовый). На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между полевошпат-кварцевыми граувакками и кварцево-полевошпатовыми граувакками (см. рис. 9в).

Гравелиты при параллельных николях практически прозрачные, отдельные зерна имеют окраску в коричневых оттенках (см. рис. 8и). Структура породы обломочная (крупнообломочная, размер зерен 2.5–1.0 мм), зерна изометричные, удлиненные, хорошо окатанные, окатанные, полуокатанные, сортировка хорошая. Границы между зернами линейные, конформные, выпукло-вогнутые. Цемент пленочный, но присутствует в очень малом количестве по контуру зерен. Содержание обломков пород в гравелитах достигает 65–66%, кварц и полевые шпаты присутствуют примерно в равном количестве (по 17–18%). Размер зерен кварца 0.81–1.70 мм. Полевые шпаты представлены плагиоклазами с характерным полисинтетическим двойникованием и серыми интерференционными окрасками. Присутствуют также серицитизированные зерна плагиоклазов. Окраска полевых шпатов при параллельных николях как бесцветная и прозрачная, так и бурая, бежевая. Возможно, бурые зерна являются калиевыми полевыми шпатами. Некоторые зерна по своей форме близки к четырехугольной. Размер зерен полевых шпатов 0.86–1.2 мм. Обломки пород представлены кварцитами, кремнями, алевролитами, эффузивными породами. Размер обломков 0.73–1.68 мм. Второстепенных и акцессорных минералов не обнаружено. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между полевошпат-кварцевыми граувакками и кварцево-полевошпатовыми граувакками (см. рис. 9г).

Средняя подсвита

Средняя подсвита усть-сылвицкой свиты представлена наиболее полно в обн. 4 (см. рис. 2в, 5, 7). Контакты ее с нижней и верхней подсвитами не выявлены, однако отсутствие видимой слоистости, преобладающий серо-зеленый цвет пород, преобладающий размер зерен песчаников (обнаружены песчаники тонко- и мелкозернистые), наличие слоя апопепловых глин белого цвета (Кузнецов и др., 2017) мощностью 20 см (см. рис. 5б) и расположенного под ними слоя тонкозернистых песчаников с ярко-рыжими горизонтально ориентированными зернами калиевых полевых шпатов свидетельствуют о существенной смене литологических характеристик в сравнении с нижней подсвитой. Мощность средней подсвиты оценена нами в 30 м. Палеонтологические остатки в подсвите не обнаружены.

При петрографическом изучении пород средней подсвиты усть-сылвицкой свиты в шлифах установлено, что они представлены мелкозернистыми песчаниками с различным цементом и содержанием породообразующих компонентов.

Песчаники мелкозернистые с карбонатным цементом (рис. 10а, б) имеют цвет при параллельных николях бежевый, светло-коричневый. Структура пород обломочная (мелкопсаммитовая, но присутствуют зерна крупноалевритовой размерности).

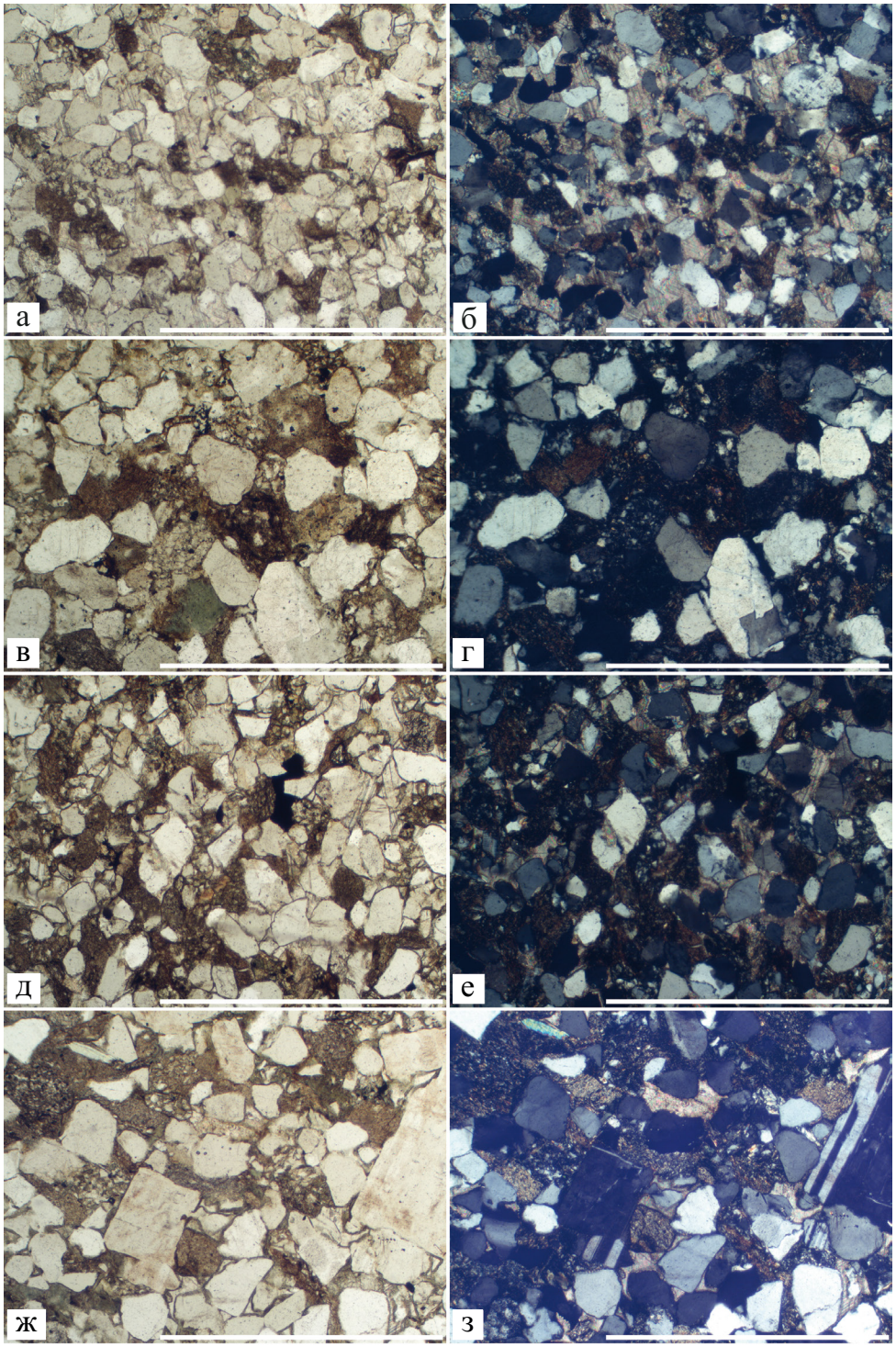


Рис. 10. Основные литотипы пород средней подсвиты усть-сылвицкой свиты (а, в, д, ж – при параллельных николях; б, г, е, з – при скрещенных николях).

а, б – песчаники с карбонатным цементом; в, г – песчаники с повышенным содержанием обломков пород и карбонатным цементом; д, е – песчаники без карбонатного цемента; ж, з – песчаники с крупными зернами полевых шпатов. Длина масштабной линейки – 1 мм.

Fig. 10. Main rock lithotypes in the Middle Member of the Ust'-Sylvitsa Formation (а, в, д, ж – plane polarised light; б, г, е, з – crossed polarised light).

а, б – sandstone with carbonate cementation; в, г – sandstone with increased debris content and carbonate cementation; д, е – sandstone without carbonate cementation; ж, з – sandstone with large grains of feldspar. Scale bars are 1 mm.

Зерна угловатые, неокатанные и слабоокатанные, сортировка хорошая, зерна преимущественно удлиненные, но также обнаружено большое количество изометричных зерен. Границы между зернами точечные, линейные, конформные. Цемент по количественному соотношению пленочный, цемент по взаимоотношению зерен и цемента пойкилитовый (цемент прорастания). Текстура породы массивного облика без видимой слоистости. В составе породы преобладает кварц (44–45%) размером 0.06–0.17 мм. Полевые шпаты (40%) представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Для зерен плагиоклазов характерно полисинтетическое двойникование и серые цвета интерференционных окрасок. При параллельных николях зерна бледно окрашены в бежевые оттенки. На некоторых зернах видна серитизация – проявление вторичных изменений. Калиевые полевые шпаты, повидимому, представлены микроклином, который хорошо узнаваем по решетчатому двойникованию. Размер зерен полевых шпатов 0.07–0.14 мм. Обломки пород (15–16%) – это в основном фрагменты глинистых пород, кварцитов, алевролитов, аргиллитов. Их размер 0.07–0.15 мм. В качестве акцессорных минералов встречены зерна циркона размером 0.05–0.08 мм. В породе также присутствуют биотит и мусковит. Пленочный цемент в породе по составу глинистый, пойкилитовый цемент карбонатный. По классификации В.Д. Шутова (1967), это граувакковые аркозы (см. рис. 9д).

В обн. 4 встречены две разновидности этого литотипа. Для первой характерно повышенное содержание обломков пород (22%) и большее количество глинистого цемента (см. рис. 10д, е). Для второй разновидности (см. рис. 10ж, з) свойственны крупные зерна калиевых полевых шпатов буроватого цвета размером по длинной оси от 0.23 до 0.72 мм и по короткой оси – от 0.16 до 0.54 мм, а также сильно вытянутые пластинки биотита размером от 0.46 до 1.04 мм. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) эти разновидности расположены в области граувакковых аркозов (см. рис. 9ж, з).

Песчаники мелкозернистые, без карбонатного цемента (см. рис. 10в, г) при параллельных николях прозрачные, бежевые, светло-коричневые. Структура породы мелкопсаммитовая, зерна изометричные, слабоокатанные, окатанные и полуокатанные, сортировка хорошая, границы между зернами точечные, иногда линейные и выпукло-вогнутые, цемент пленочный. Текстура породы массивного облика без видимой слоистости. Содержание кварца и полевых шпатов в песчаниках примерно равное (по 35–40%). Размер зерен кварца 0.08–0.28 мм. Полевые шпаты представлены микроклином с характерным решетчатым двойникованием и серыми цветами интерференционны окрасок. Размер полевых шпатов варьируется от 0.07 до 0.23 мм. Обломки пород (25%) в этом литотипе представлены в основном фрагментами кварцитов, довольно много здесь фрагментов алевролитов и глинистых пород. Размер обломков 0.12–0.24 мм. В качестве второстепенных минералов в образце встречены мусковит и хлорит. Пленочный цемент по составу глинистый (хлоритовый). На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между граувакковыми аркозами и полевошпат-кварцевыми граувакками (см. рис. 9е).

Верхняя подсвита

Верхняя подсвита наиболее полно представлена в обн. 5 и 6 (см. рис. 2б, 6, 7). Строение разреза в обн. 5 имеет более разнообразный цвет и состав, появляются маломощные прослои алевролитов и аргиллитов между слоями коричневых, зеленых, светло-зеленых бурых средне-, тонко- и мелкозернистых песчаников без видимой слоистости, с косой и волнистой слоистостью. В отдельных слоях можно встретить чередование песчаников разной зернистости – от тонко- до среднезернистых. В этой части разреза на поверхностях напластования алевролитов и аргиллитов встречены многочисленные микробиальные текстуры типа *Arumberia* (см. рис. 6в), характерные для крайне мелководных обстановок осадконакопления (Kolesnikov et al., 2017; McMahon et al., 2022). В нижней и средней подсвитах усть-сылвицкой свиты такие текстуры не обнаружены. В этом же обнажении можно видеть несогласный контакт усть-сылвицкой свиты с перекрывающими песчаниками такатинской свиты нижнего девона. Кроме того, в обн. 5 и 6 встречены прослои апопепловых глин с аномальной, от белесой до вишнево-бурой, окраской, которые, повидимому, отвечают одному и тому же стратиграфическому уровню (см. рис. 6б, г). Мощность верхней подсвиты, по нашим оценкам, достигает 80 м.

При петрографическом исследовании пород верхней подсвиты в шлифах установлены следующие литотипы: аргиллиты (рис. 11а, б), алевропесчаники (рис. 11в–е), песчаники мелкозернистые (рис. 11ж, з), песчаники среднезернистые (рис. 11и, к).

Аргиллиты при параллельных николях имеют коричневые оттенки – от светлого до темного (см. рис. 11а). Структура породы пелитовая, текстура волнисто-слоистая, в текстурных особенностях можно отметить однонаправленную горизонтальную ориентировку удлиненных зерен. Состав представлен в основном глинистыми минералами, отдельными зернами кварца или полевых шпатов, а также хорошо различимыми тонкими пластинками слюд.

Алевропесчаники верхней подсвиты в зависимости от характера слоистости принадлежат двум типам: 1) массивного облика неслоистые (см.

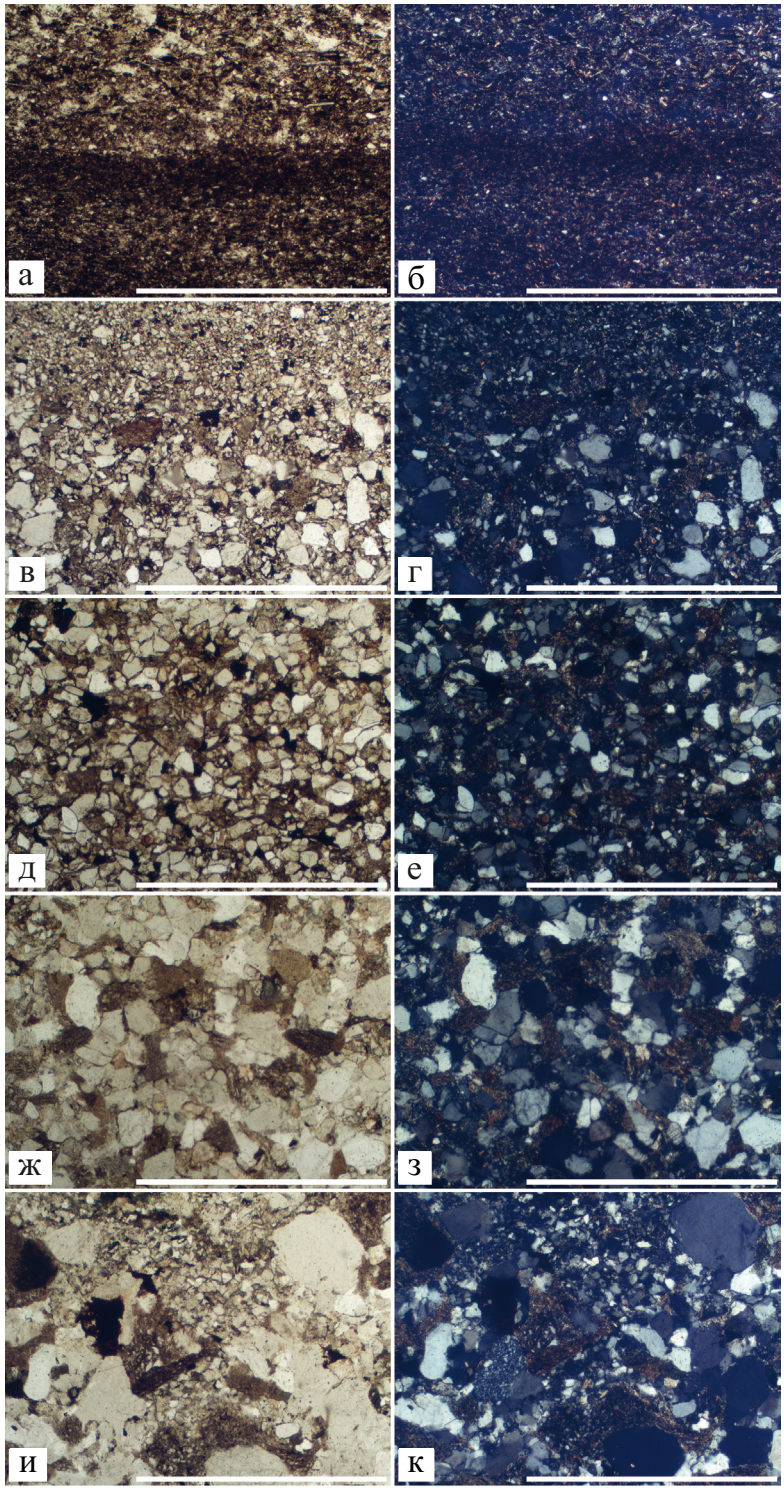


Рис. 11. Основные литотипы пород верхней подсвиты усть-сылвицкой свиты (а, в, д, ж, и – при параллельных николях; б, г, е, з, к – при скрещенных николях).

а, б – аргиллит; в, г – алевропесчаники I типа; д, е – алевропесчаники II типа; ж, з – песчаники мелкозернистые; и, к – песчаники среднезернистые. Длина масштабной линейки – 1 мм.

Fig. 11. Main rock lithotypes in the Upper Member of the Ust'-Sylvitsa Formation (а, в, д, ж, и – plane polarised light; б, г, е, з, к – crossed polarised light).

а, б – clatstone; в, г – silty sandstone, Type I; д, е – silty sandstone, Type II; ж, з – fine-grained sandstone; и, к – medium-grained sandstone. Scale bars are 1 mm.

рис. 11д, е) и 2) слоистые, горизонтально-, косослоистые, в которых отмечена градационная слоистость (см. рис. 11в, г).

Алевропесчаники первого типа при параллельных николях – бледно-желтые, светло-коричневые, до темно-коричневых (см. рис. 11д). Структура породы обломочная (мелкоалевритовая, крупноалевритовая, мелкопсаммитовая), зерна слабоокатанные и полуокатанные, есть окатанные зерна, сортировка хорошая, зерна изометричные и удлиненные, контакты между зернами конформные и инкорпорационные, цемент пленочный. Текстура породы выглядит однородно, слоистость отсутствует. В составе породы преобладают зерна кварца (50%) размером 0.01–0.16 мм. Полевые шпаты присутствуют в виде плагиоклаза и калишпатов (40%), плагиоклазы бесцветные при параллельных николях, в скрещенных – оттенки серого с характерным полисинтетическим двойникованием, размер 0.02–0.09 мм. Калишпаты при параллельных николях прозрачные и мутные, имеют буроватый цвет (при параллельных и скрещенных николях), встречаются решетчатые двойники, размер зерен 0.02–0.09 мм. Количество обломков пород достигает 10%, их размер 0.03–0.10 мм. Зерна обломков пород являются окатанными и полуокатанными. Отмечены единичные зерна хлорита зеленого цвета размером 0.04–0.08 мм и единичные зерна слюды размером 0.07–0.09 мм. Пленочный цемент глинистый. К вторичным изменениям породы можно отнести разложение калишпатов, в результате чего они приобретают буроватый цвет из-за выделения оксидов железа. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между собственно аркозами и грауваккoвыми аркозами (см. рис. 9и).

Алевропесчаники второго типа при параллельных николях бежевые, светло-коричневые, темно-коричневые, отдельные прослои до черного цвета (см. рис. 11в). Структура породы варьируется от пелитовой (размер зерен <0.01 мм) до обломочной (мелко- и крупноалевритовой преимущественно, мелкопсаммитовой), зерна слабо- и полуокатанные, но есть угловатые, сортировка средняя, зерна в своем большинстве изометричные. Между зернами встречаются границы практически всех типов: конформные, линейные, выпукло-вогнутые, инкорпорационные и в некоторых случаях точечные. Цемент пленочный. Текстура этого типа алевропесчаников слоистая, горизонтально- и косослоистая. Различие в размере зерен (0.1–0.05, 0.05–0.01, <0.01, 0.25–0.1 мм) и состав (некоторые прослои сложены преимущественно глинистыми минералами и слюдами в отличие от преобладающих кварц-полевошпатовых прослоев) подчеркивают наличие слоистости. В наиболее крупнозернистых прослоях преобладают зерна кварца (45%) размером 0.05–0.20 мм. Полевые шпаты (40%) представлены плагиоклазами и калиевыми полевыми шпатами. Плагиоклазы встречаются в виде полисинтетических двойников и серых зерен в скрещенных николях. Ширина полос в двойниках примерно одинаковая. Размер зерен 0.05–0.18 мм. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином с характерным решетчатым двойникованием размером 0.08–0.20 мм. Присутствуют обломки пород (15%): глинистых, полевошпатно-кварцевых алевролитов, сланцев, магматических пород. Размер обломков 0.05–0.25 мм. Обнаружено достаточно много пластинок мусковита. Встречены зерна циркона в относительно большом количестве, размер зерен 0.05–0.08 мм. Пленочный цемент глинистый. По классификации В.Д. Шутова (1967), это грауваккoвые аркозы (см. рис. 9к).

Песчаники мелкозернистые при параллельных николях бесцветные, бежевые, зеленоватые, светло-коричневые (см. рис. 11ж). Структура обломочная, в основном мелкопсаммитовая, но с достаточным количеством зерен алевритовой размерности, встречаются зерна размером 0.25–0.50 мм. Зерна угловатые и слабоокатанные, сортировка плохая, есть довольно изометричные зерна и удлиненные, границы между зернами выпукло-вогнутые, линейные, инкорпорационные волнистые, цемент пленочный. Есть участки глинистого базального цемента, в котором “плавают” мелкие зерна кварца. Текстурных особенностей не выявлено: порода имеет массивный облик без видимой слоистости. В составе породы преобладают удлиненные угловатые и слабоокатанные зерна кварца (40%) размером 0.02–0.24 мм. Полевые шпаты (35%) представлены как плагиоклазами, так и калишпатами примерно в равных соотношениях. Размер плагиоклазов 0.06–0.15 мм. Калишпаты при параллельных николях мутные и имеют буроватый цвет, а в скрещенных николях встречаются в виде двойников с характерным решетчатым двойникованием, размер зерен 0.06–0.25 мм. Отмечено достаточно большое количество слабоокатанных обломков пород (25%) размером 0.05–0.28 мм. Отмечено наличие единичных зерен хлорита зеленого цвета размером 0.20–0.23 мм. Встречены единичные тонкие удлиненные пластинки слюды (1%) размером 0.12–0.20 мм. Пленочный цемент глинистый. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между грауваккoвыми аркозами и полевошпат-кварцевыми грауваккaми (см. рис. 9л).

Песчаники среднезернистые при параллельных николях имеют преимущественно бежевый и светло-коричневый цвет, некоторые зерна почти черные (см. рис. 11и). Структура средне-, мелкопсаммитовая, зерна угловатые и слабоокатанные, сортировка средняя, зерна встречаются как изометричные, так и удлиненные, границы между зернами выпукло-вогнутые, конформные и инкорпорационные, цемент пленочный. Текстурных особенностей

также не выявлено: порода имеет массивный облик без видимой слоистости. В составе присутствует кварц (35%). Зерна угловатые, есть как довольно изометричные, так и вытянутые, с неправильными краями, размер зерен 0.10–0.41 мм. Отмечено наличие полевых шпатов (40%) – плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Для плагиоклазов характерны полисинтетическое двойникование (зерна в основном удлиненные) и серые цвета интерференционных окрасок (зерна изометричные). Размер плагиоклазов 0.10–0.25 мм. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином, который образует решетчатые двойники размером 0.10–0.20 мм. Отмечено большое количество (25%) фрагментов кварц-полевошпатовых алевролитов, глинистых пород, сланцев и других плохо определимых пород. Размер обломков пород 0.08–0.42 мм. Присутствуют коричневые пластинки измененного биотита и зерна циркона. Пленочный цемент глинистый. На классификационной диаграмме В.Д. Шутова (1967) расположены на границе между граувакковыми аркозами и кварцево-полевошпатовыми граувакками (см. рис. 9м).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные нами исследования показали, что усть-сылвицкая свита в центральной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория имеет четкое трехчленное строение и включает в себя нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Общая мощность нижней подсвиты в районе Широковского водохранилища составляет 540 м, что существенно больше мощности (до 350 м) в стратотипе свиты по р. Чусовой ниже устья р. Сылвицы (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010). В этих разобщенных (2–3 км) разрезах состав и строение нижней подсвиты усть-сылвицкой свиты однотипны: подсвита представлена преимущественно мощными слоями буроватых, серых, до серо-зеленых, среднезернистых песчаников с крупной мульдообразной многоэтажной разнонаправленной косой слоистостью, часто подчеркнутой скоплениями плоских аргиллитовых галек шоколадно-коричневого цвета. По всей видимости, в стратотипической местности обнажена только нижняя часть усть-сылвицкой свиты.

Средняя подсвита имеет мощность около 30 м и сложена преимущественно песчаниками без видимой слоистости и аргиллитовых галек. Для нее характерно наличие маркирующих горизонтов – слоя апопепловых глин и песчаников с относительно крупными обломками калишпатов, которые прослеживаются также в ряде разобщенных обнажений, расположенных южнее Широковского водохранилища. Для циркона из апопеловых глин Н.Б. Кузнецовым и соавторами (2017) получен U–Pb возраст 563 ± 3.5 млн лет. Эта датировка существенно "удревняет" имевшиеся ранее представления (Гражданкин и др., 2009, 2010; Маслов и др., 2018) о возрасте верхней части сылвицкой серии.

Верхняя подсвита (мощностью до 80 м) сложена преимущественно частым переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Для нее характерны находки арумберииморфных текстур типа Arumberia на поверхностях напластования алевролитов и аргиллитов, а также прослои апопепловых глин аномальной, от белесой до вишнево-бурой, окраски, которые, наряду с пепловыми прослоями из других обнажений, могут послужить дополнительным признаком при литостратиграфической корреляции отложений. Однако подобные предположения требуют подтверждения путем дальнейшего всестороннего изучения этих прослоев и высокоточного радиоизотопного датирования.

Анализ классификационной диаграммы В.Д. Шутова показал, что песчаники усть-сылвицкой свиты образованы при разных тектонических режимах в платформенных и складчатых областях в условиях аридного климата (Шутов и др., 1972). Ассоциации, расположенные на границах классификационных полей треугольника, дают сведения о компонентах смешения. Смешение обломочного материала по границе состава полевошпат-кварцевых граувакк и граувакковых аркоз свидетельствует о размыве осадочно-полимиктовых толщ, прорванных гранитоидами.

В целом изученные нами обнажения усть-сылвицкой свиты в районе Широковского водохранилища и у г. Чусового в сравнении со стратотипом, установленным в бассейне р. Чусовая у устья р. Сылвица, существенно более полные, хорошо обнаженные и легкодоступные и могут быть предложены в качестве составного гипостратотипа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аблизин Б.Д., Клюжина М.Д., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.

Беккер Ю.Р. (1988) Молассы докембрия. Л.: Недра, 288 с.

Беккер Ю.Р. (1977) Первые палеонтологические находки в рифее Урала. Изв. АН СССР. Сер. геол., (3), 90-100.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. (1985) (Отв. ред. Б.С. Соколов, М.А. Федонкин). Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 237 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т. (2009) Строение и этапы формирования вендских отложений сылвицкой серии западного склона Среднего Урала. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(5), 20-40.

Гражданкин Д.В., Марусин В.В., Меерт Дж., Крупенин М.Т., Маслов А.В. (2011) Котлинский горизонт на южном Урале. Докл. АН, **440**(2), 201-206.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сылвицкой се-

рии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.

Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мастилл Т.М.Р., Крупенин М.Т. (2005) Беломорская биота эдиакарского типа на Среднем Урале. *Докл. АН*, **401**(6), 784-788.

Гражданкин Д.В., Наговицин К.Е., Маслов А.В. (2007) Миаохенская экологическая ассоциация позднего венда Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **417**(1), 73-78.

Десяткин В.Д., Колесников А.В., Римский А.А., Сысоева А.О., Терехова В.А., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Латышева И.В., Романюк Т.В., Федонкин М.А. (2021) Палеопасцихниды из чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край). Докл. АН, **499**(2), 138-143. https://doi.org/10.31857/S2686739721080041

Колесников А.В., Десяткин В.Д., Терехова В.А., Паньков В.Н., Маслов А.В. (2023) Древнейшие ископаемые следы жизнедеятельности в ассоциации с биотой эдиакарского типа из верхнего венда Южного Урала. Докл. АН, **512**(2), 120-127. https://doi.org/10.31857/S2686739723600856

Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Крупенин М.Т., Романюк Т.В., Маслов А.В. (2017) Результаты геохронологического и изотопно-геохимического изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **473**(3), 341-345.

Марусин В.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Редкинский этап эволюции вендских макрофитов. Докл. АН, **436**(5), 658-664.

Маслов А.В., Меерт Дж., Левашова Н.М., Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Кузнецов Н.Б., Крупенин М.Т., Федорова Н.М., Ипатьева И.С. (2013) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.

Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Колесников А.В. (2018) Верхний венд востока, северовостока и севера Восточно-Европейской платформы: процессы осадконакопления и эволюции биоты. *Литосфера*, **18**(4), 520-542.

Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Мизенс Г.А., Матуков Д.И., Крупенин М.Т., Петров Г.А., Лепихина О.П., Корнилова А.Ю. (2006) U-Pb (SHRIMP II) возраст цирконов из пепловых туфов чернокаменской свиты сылвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.

Стратиграфический кодекс России. (2019) (Сост. А.И. Жамойда и др.) Изд. 3-е, испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.

Федонкин М.А. (1981) Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской Платформы). М.: Наука, 100 с.

Федонкин М.А. (1985) Бесскелетная фауна венда: проморфологический анализ. Вендская система: Историко-геологическое обоснование. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 10-69.

Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-102.

Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И., Юркова Р.М., Соколова Т.Н. (1972) Граувакки. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 238 с.

Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2019) The occurrence of Dickinsonia in non-marine facies. Estudios Geológicos, **75**(2), e096. https://doi.org/10.3989/egeol.43587.551

Brasier M.D. (1992) Background to the Cambrian Explosion. J. Geol. Soc., **149**, 585-587. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0585

Darroch S.A.F., Smith E.F., Laflamme M., Erwin D.H. (2018) Ediacaran Extinction and Cambrian Explosion. Trends Ecol. Evol., **33**(9), 653-663. https://doi.org/10.1016/j.tree.2018.06.003

Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., Narbonne G.M., Vickers-Rich P. (2007) The Rise of Animals: Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, 326 p.

Grazhdankin D.V. (2004) Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution. Paleobiology, **30**(2), 203-221. https://doi.org/10.1666/0094-8373(2004)030<0203:podite>2.0.co;2

Grazhdankin D.V. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. J. Paleontol., **88**(2), 269-283. https://doi.org/10.1666/13-072

Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2017) Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology. Bull. Soc. Géol. Fr., **188**(5), 57-66. https://doi.org/10.1051/bsgf/2017006

Laflamme M., Darroch S.A.F., Tweedt S.M., Peterson K.J., Erwin D.H. (2013) The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? Gondw. Res., **23**(2), 558-573. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.004

McMahon W.J., Davies N.S., Liu A.G., Went D.J. (2022) Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture Arumberia, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record. Geol. Mag., **159**(1), 1-20. https://doi.org/10.1017/S0016756821000777

Waggoner B.M. (2003) The Ediacaran biotas in space and time. Integrat. Comparat. Biol., **43**, 104-113. https://doi.org/10.1093/icb/43.1.104

REFERENCES

Ablizin B.D., Klyuzhina M.L., Kurbatskaya F.A., Kurbatsky A.M. (1982) Upper Riphean and Vendian of the western slope of the Middle Urals. Moscow, Nauka Publ., 140 p. (In Russ.)

Becker Yu.R. (1977) First paleontological finds in the Riphean Urals. Izv. AN SSSR. Ser. Geol., (3), 90-100. (In Russ.)

Becker Yu.R. (1988) Precambrian molasses. Leningrad, Nedra Publ., 288 p. (In Russ.)

Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2019) The occurrence of Dickinsonia in non-marine facies. Estudios Geológicos, **75**(2), e096. https://doi.org/10.3989/egeol.43587.551

Brasier M.D. (1992) Background to the Cambrian Explosion. J. Geol. Soc., **149**, 585-587. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.4.0585

Darroch S.A.F., Smith E.F., Laflamme M., Erwin D.H. (2018) Ediacaran Extinction and Cambrian Explosion. Trends Ecol. Evol., **33**(9), 653-663. https://doi.org/10.1016/j.tree.2018.06.003

Desyatkin V.D., Kolesnikov A.V., Rimsky A.A., Sysoe-

va A.O., Terekhova V.A., Kuznetsov N.B., Shazillo A.V., Latysheva I.V., Romanyuk T.V., Fedonkin M.A. (2021) Palaeopascichnids from the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation of the Middle Urals (Perm region). Dokl. Earth Sci., **499**(2), 643-647 (translated from Dokl. RAN., **499**(2), 138-143). https://doi.org/10.1134/S1028334X21080043

Fedonkin M.A. (1985) Non-skeletal fauna of the Vendian: Promorphological analysis. The Vendian System. V. 1. Paleontology (Eds B.S. Sokolov, A.B. Iwanowski). Moscow, Nauka Publ., 10-60. (In Russ.)

Fedonkin M.A. (1981) White Sea biota of vendian (Precambrian non-skeletal fauna of the Russian Platform North). Moscow, Nauka Publ., 100 p. (In Russ.)

Fedonkin M.A., Gehling J.G., Grey K., Narbonne G.M., Vickers-Rich P. (2007) The Rise of Animals: Evolution and Diversification of the Kingdom Animalia. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, 326 p.

Grazhdankin D.V. (2004) Patterns of distribution in the Ediacaran biotas: facies versus biogeography and evolution. Paleobiology, **30**(2), 203-221. https://doi.org/10.1666/0094-8373(2004)030<0203:podite>2.0.co;2

Grazhdankin D.V. (2014) Patterns of evolution of the Ediacaran soft-bodied biota. J. Paleontol., **88**(2), 269-283. https://doi.org/10.1666/13-072

Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Meert J., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2011) Kotlin regional stage in the South Urals. *Dokl. Earth Sci*., **440**(1), 1222-1226 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **440**(2), 201-206). https://doi.org/10.1134/S1028334X11090170

Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T. (2009) Structure and depositional history of the Vendian Sylvitsa Group in the western flank of the Central Urals. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(5), 476-492 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(5), 20-40). https://doi.org/10.1134/s0869593809050025

Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylvitsa Series (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 280 p. (In Russ.)

Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mastill T.M.R., Krupenin M.T. (2005) The Ediacaran White Sea biota in the Central Ural. *Dokl. Earth Sci*., **401**(3), 382-385 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **401**(6), 784-788).

Grazhdankin D.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V. (2007) Late Vendian Miaohe-type ecological assemblage of the East European platform. *Dokl. Earth Sci.*, **417**(1), 1183-1187 (translated from *Dokl. AN*., **417**(1), 73-78). https://doi.org/10.1134/S1028334X07080107

Kolesnikov A.V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A.V., Grazhdankin D.V. (2017) Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology. Bull. Soc. Géol. Fr., **188**(5), 57-66. https://doi.org/10.1051/bsgf/2017006

Kolesnikov A.V., Desyatkin V.D., Terekhova V.A., Pan'kov V.N., Maslov A.V. (2023) The Oldest Trace Fossils in Association with an Ediacara-Type Biota in the Upper Vendian of the South Urals. *Dokl. Earth Sci*., **512**(2), 1032-1038 (translated from *Dokl. AN*., **512**(2), 120-127.) https://doi.org/10.1134/S1028334X23601487

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Krupenin M.T., Romanyuk T.V., Maslov A.V. (2017) The results of geochronological and isotope-geochemical study of zircons from tuff of the Sylvitsa Group (Western slope of the Middle Urals): the origin of ash layers in Vendian rocks of the East European Platform. *Dokl. Earth Sci*., **473**(1), 359-362 (translated from *Dokl. AN*., **473**(3), 341-345). https://doi.org/10.1134/S1028334X17030254

Laflamme M., Darroch S.A.F., Tweedt S.M., Peterson K.J., Erwin D.H. (2013) The end of the Ediacara biota: Extinction, biotic replacement, or Cheshire Cat? Gondw. Res., **23**(2), 558-573. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.004

Marusin V.V., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2011) Redkino Stage in Evolution of Vendian Macrophytes. *Dokl. Earth Sci*., **436**(2), 197-202 (translated from *Dokl. AN*., **436**(5), 658-664). https://doi.org/10.1134/S1028334X11020176

Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipatieva I.S. (2013) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl. Earth Sci*., **449**(1), 303-308 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **449**(3), 322-327). https://doi.org/10.1134/S1028334X13030203

Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Kolesnikov A.V. (2018) Upper Vendian in the east, northeast and north of East European Platform: depositional processes and biotic evolution. *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 520-542. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4520-542

McMahon W.J., Davies N.S., Liu A.G., Went D.J. (2022) Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture Arumberia, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record. Geol. Mag., **159**(1), 1-20. https://doi.org/10.1017/S0016756821000777

Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Mizens G.A., Matukov D.I., Krupenin M.T., Petrov G.A., Lepikhina O.P., Kornilova A.Yu. (2006) U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash tuffs of the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation (Sylvitsa Group, Middle Urals). *Dokl. Akad. Nauk*, **411**(3), 354-359. (In Russ.)

Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litol. Polez. Iskop*., (5), 86-102. (In Russ.)

Shutov V.D., Kossovskaya A.G., Murav'ev V.I., Yurkova R.M., Sokolova T.N. (1972) Greywackes. Tr. GIN AN SSSR. Moscow, Nauka Publ., 238 p. (In Russ.)

Stratigraphic Code of Russia. (2019) (Ed. A.I. Zhamoida et al.). 3-rd ed., corrected and supplemented. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 96 p. (In Russ.)

Vendian System. Historical and Geological and Paleontological Study. (1985) (Eds B.S. Sokolov, M.A. Fedonkin). V. 2. Stratigraphy and Geological Processes. Moscow, Nauka Publ., 237 p. (In Russ.)

Waggoner B.M. (2003) The Ediacaran biotas in space and time. Integr. Comp. Biol., **43**, 104-113. https://doi.org/10.1093/icb/43.1.104

УДК 552.21:553.682 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-794-818

О классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений

М. Т. Крупенин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 26.02.2025 г., принята к печати 03.06.2025 г.

Объект исследования. Классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений. *Цель.* Детализировать существующую классификацию магнезитовых месторождений на основе комплекса определяющих признаков. *Материалы и методы.* Материалы – комплекс литолого-фациальных, структурно-минералогических и изотопно-геохимических признаков магнезитовых месторождений. Метод – анализ как собственных, так и литературных данных для классификации геолого-промышленных типов и уточнения их генезиса. *Результаты.* Дана авторская генетическая классификация промышленных месторождений магнезита в соответствии с принципами "конкретной классиологии" и выделением таксономических (кристаллическая структура, форма рудных тел) и описательных признаков месторождений. Выделены две группы магнезитов: А – яснокристаллические в домезозойских отложениях и Б – скрытокристаллические в мезокайнозойских отложениях. В пределах группы А различаются пластообразные залежи кристаллических магнезитов (А-2) в карбонатных толщах и линзы тальк-брейнеритовых камней среди гипербазитов (А-3). Оба типа имеют признаки гидротермально-метасоматического образования. К этой группе отнесены пласты микритовых магнезитов, связанных с субаэральными прибрежно-морскими условиями и микробиально-диагенетическими стадиями карбонатонакопления (А-1). Вторая группа включает типы, связанные с корой выветривания гипербазитов: инфильтрационно-остаточные штокверковые (Б-1), пластовые кластохемогенные (Б-2) и биохемогенные осадочно-диагенетические (Б-3). Распределение стабильных изотопов образует неперекрывающиеся области с пониженными значениями $\delta^{18}O$ в группе кристаллических магнезитов и максимумом в микритовых и еще более высокими значениями для группы скрытокристаллических. *Выводы.* Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg: из морской воды (типы А-1 и А-2) или из гипербазитов (типы А-3, Б-1, Б-2 и Б-3).

Ключевые слова: *магнезит, геолого-промышленные типы, крупнокристаллический, микрокристаллический, криптокристаллический, изотопы углерода и кислорода, тайдиальные и морские обстановки карбонатонакопления, эвапориты*

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6)

On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits

Mikhail T. Krupenin

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: krupenin@igg.uran.ru

Received 26.02.2025, accepted 03.06.2025

Subject study. Classification of industrial types of magnesite deposits. *Aim*. To detail the existing classification of magnesite deposits based on a set of defining features. *Materials and methods*. Materials – a set of lithological-facies, structural-mineralogical and isotope-geochemical features of magnesite deposits. Method – analysis of both our own and literary data for the classification of industrial types and clarification of their genesis. *Results*. The author's genetic classification of industrial magnesite deposits is given in accordance with the principles of "specific classiology" and the allocation of taxonomic (crystalline structure, shape of ore bodies) and descriptive features of deposits. Two groups of magnesites are distinguished: A – clear-crystalline in pre-Mesozoic sequences and B – cryptocrystalline in Mesozoic-Cenozoic sequences. Within group A, there are sheet-like deposits of crystalline magnesites (A-2) in carbonate strata and lenses of talc-breunnerite stones among hyperbasites (A-3). Both types have signs of hydrothermal-metasomatic formation. This group includes layers of micritic magnesites associated with subaerial coastal-marine conditions and microbial-diagenetic stages

Для цитирования: Крупенин М.Т. (2025) О классификации геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений. *Литосфера*, **25**(4), 794-818. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-794-818. EDN: UINQNI

For citation: Krupenin M.T. (2025) On the classification of geological and industrial types of magnesite deposits. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 794-818. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-794-818. EDN: UINQNI

© М.Т. Крупенин, 2025

of carbonate accumulation (A-1). The second group includes types associated with the weathering crust of hyperbasites: infiltration-residual stockwork (B-1), sheet clastochemogenic (B-2) and biochemogenic sedimentary-diagenetic (B-3). The distribution of stable isotopes forms non-overlapping areas with reduced $\delta^{18}O$ values in the group of crystalline magnesites and a maximum in micritic and even higher values for the group of cryptocrystalline. *Conclusions.* The fundamental difference between the identified groups of magnesite deposits lies in the source of Mg: from seawater (types A-1 and A-2) or from hyperbasites (types A-3, Б-1, Б-2 и Б-3).

Keywords: *magnesite, geological and industrial types, coarse-crystalline, microcrystalline, cryptocrystalline, carbon and oxygen isotopes, tidal and marine carbonate accumulation environments, evaporites*

Funding information

The research was conducted in accordance with the topic of the state assignment of the Institute of Geology and Geophysics of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (state registration number 123011800013-6)

Acknowledgements

The author expresses gratitude to an unknown reviewer and V.V. Maslennikov for critical reading and correction of the text, as well as to V.V. Chernykh and M.P. Pokrovsky for a useful discussion on methodological aspects.

Link to video report by M.T. Krupenin “On industrial-genetic types of magnesite deposits”: http://www.igg.uran.ru/videoportal/2024_10_14_ULB/archive/

ВВЕДЕНИЕ

Магнезит является важнейшим сырьем для производства металлургических огнеупоров, поскольку получаемый из него периклаз (MgO) имеет температуру плавления 2800°C. Кроме того, из него получают вяжущие высокой прочности (цемент Сореля), ряд химических соединений и металлический магний (Сиваш и др., 2001). Месторождения криптокристаллического магнезита, образованные в приповерхностных условиях в коре выветривания гипербазитов, рассматриваются в контексте биогеохимической модели утилизации CO_2, основанной на биологических путях осаждения карбоната магния (Lackner et al., 1995; Power et al., 2009). Среди геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений обычно выделяют несколько главных: разнообразные скопления криптокристаллических магнезитов, связанных с корой выветривания гипербазитов (как древней, так и современной), достаточно однородная по свойствам группа месторождений кристаллических магнезитов (МКМ) в домезозойских карбонатных толщах (Генетические типы..., 1984), гидротермально-метасоматических тальк-магнезитовых залежей, образованных по гипербазитам. МКМ в карбонатных толщах являются основным геолого-промышленным типом для многих стран, на него приходится основной объем добываемого огнеупорного сырья в мире. Добыча магнезитов всех типов с начала XXI в. стабильно держится на уровне 30 млн т/год (United States..., 2019). В пределах группы кристаллических магнезитов нами предлагается выделить еще один тип микрокристаллических магнезитов, приуроченных к эвапоритовым прибрежным терригенно-сульфатно-карбонатным толщам. В зависимости от условий формирования, которые до сих пор недостаточно изучены, закономерности размещения и минералого-геохимические признаки выделенных типов месторождений существенно различаются.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу данной работы положены результаты сравнительного анализа основных геолого-промышленных типов магнезитов по комплексу геолого-структурных, литолого-фациальных, структурно-минералогических и изотопно-геохимических признаков с использованием как собственных данных, так и обзора литературных данных для различных регионов мира. Это позволило уточнить классификацию существующих типов магнезитовых месторождений на основе принципов “конкретной классиологии” (Покровский, 2014) в применении к месторождениям магнезитов. Такой подход предполагает в качестве основания для классификации выделение иерархии геологических особенностей (признаков). Характеристические признаки называются таксономическими, определяющими различия типов. В нашем исследовании основным таксономическим признаком признана кристаллическая структура магнезитов, позволяющая выделить две группы совокупностей месторождений: А – яснокристаллические, Б – скрытокристаллические. Другим таксономическим признаком является форма рудных тел, варьирующаяся для разных типов (пласты, линзы, гнезда, штокверки и т. п.). Для характеристики выделенных типов, всего шесть в пределах двух групп: А-1, А-2, А-3 и Б-1, Б-2, Б-3, рассмотрен набор описательных признаков, которые уточняют различные их свойства и могут быть использованы для генетической интерпретации. Проведенный анализ позволил уточнить ранее вы-

деленные типы геолого-промышленных магнезитовых месторождений. В частности, выделен следующий тип – микритовые пластовые магнезиты (Аделаида), сформированный в субаэральных эвапоритовых условиях в терригенно-карбонатных отложениях различного возраста.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Существуют различные варианты классификаций геолого-промышленных типов магнезитов. Ряд классификаций основан на различиях по каким-либо вещественным признакам: по кристаллической структуре (кристаллические и криптокристаллические), химическому составу (маложелезистые и железистые), геологической позиции вмещающих толщ (морские или континентальные), возрасту (допалеозойские и мезокайнозойские). По предложению ФБУ “ГКЗ” (Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых) среди месторождений магнезита выделяют два формационных типа по условиям образования и парагенезу вмещающих пород – терригенно-карбонатный и ультрамафитовый (Методические рекомендации…, 2007). Ряд классификаций основан не на характеристических признаках, а на генетической трактовке образования магнезита (Генетические типы..., 1984; Смолин, 1991; Главнейшие..., 1993) с выделением гипогенных апогипербазитовых тальк-брейнеритовых камней (А), гипергенных остаточных и осадочных лимнических эвапоритовых и морских магнезитов (Б), которые формировались за счет поступления магния из кор выветривания. Эти классификации подробные и сложные, но не всегда основаны на фактах, в частности, не отражают существование эпигенетических залежей кристаллических магнезитов в карбонатных толщах. Все криптокристаллические магнезиты формируются в континентальных условиях в интервале мезозой–кайнозой. Кристаллические магнезиты связаны с морскими или прибрежными бассейнами, часто с признаками эвапоритовой седиментации, впрочем и криптокристаллические, как правило, связаны с аридными условиями. В большинстве современных классификаций геолого-промышленных типов магнезитов обычно выделяют две основные группы: I – кристаллических магнезитов, II – криптокристаллических (пелитоморфных) магнезитов (Генетические типы..., 1984; Kralik et al., 1989; Pohl, 1990; Шевелев, Урасина, 1991; Schroll, 2002; Шевелев и др., 2003; и др.). Первая группа содержит два геолого-промышленных типа: кристаллические магнезиты древних осадочных толщ и тальк-магнезитовые (брейнеритовые) камни. Вторая группа объединяет несколько геолого-промышленных типов: магнезиты коры выветривания по серпентинитам и связанные с ними магнезиты кайнозойских осадочных комплексов. Автором суммированы литературные данные по классификациям геолого-промышленных типов магнезитовых месторождений (рис. 1).

Авторская классификация месторождений магнезита основана на классиологическом подходе. Выделенные типы различаются как по определяющим признакам кристаллической структуры, фор-

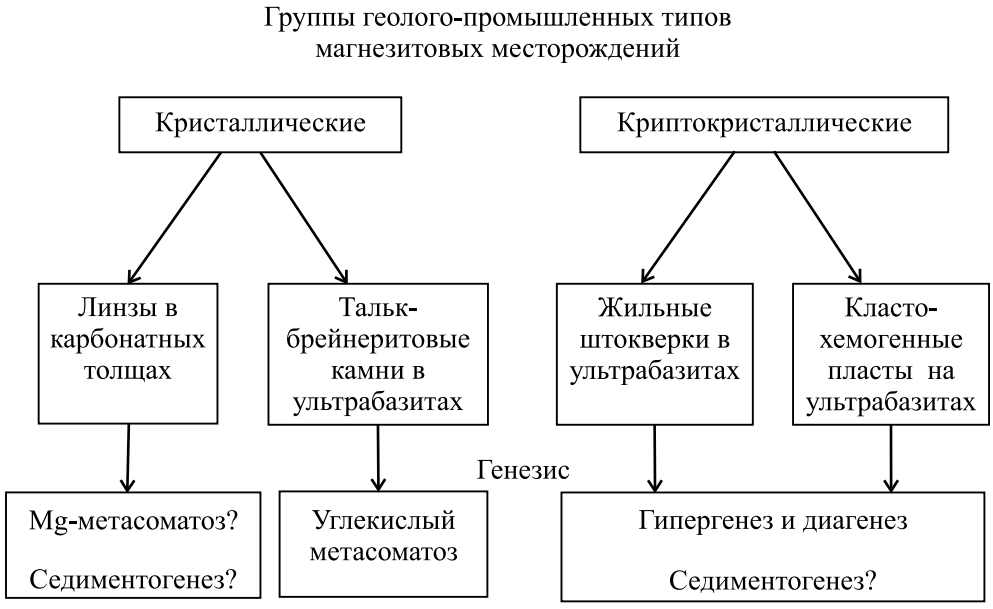


Рис. 1. Классификация геолого-промышленных типов магнезитов на основе обобщения литературных данных.

Fig. 1. Classification of geological and industrial types of magnesites based on a generalization of literary data.

ме залежей, так и по ряду описательных признаков: условиям локализации (фациальные обстановки, климат, парагенез вмещающих пород), возрасту вмещающих толщ, структурно-текстурным и изотопно-геохимическим особенностям. Согласно таксономическому признаку кристаллических структур выделены две группы месторождений магнезита: А – яснокристаллические в древних (домезозойских) отложениях, Б – криптокристаллические (аморфные) магнезиты в мезокайнозойских отложениях. Типы в пределах этих групп основаны на комплексе признаков, установленных как многочисленными предшествующими исследователями, так и в результате наших собственных наблюдений: геологические условия залегания, форма рудных тел, парагенетические породные ассоциации, предполагаемые источники магния и механизмы формирования рудных тел. В первой группе различаются два типа: тип пластообразных залежей кристаллических магнезитов в карбонатных толщах (А-2) и тип тальк-брейнеритовых камней (А-3), образующих тела среди гипербазитов (Еремин, 2007). Оба типа имеют признаки гидротермально-метасоматического образования по соответствующему протолиту: или осадочные морские карбонатные толщи, или массивы серпентинитов в пределах офиолитовых комплексов. Из состава типа кристаллических магнезитов нами предлагается вывести в отдельный (третий) тип залежи микритового магнезита, имеющие особые признаки размещения (пластовая форма, тонкокристаллическая структура, связь с микробиальными и субаэральными прибрежно-морскими условиями) и приуроченные к ранним (биогенно-диагенетическим) стадиям карбонатообразования (А-1). Вторая группа включает различные типы, связанные с корой выветривания гипербазитов: инфильтрационно-остаточные штокверки (Б-1) в щебенистой зоне гипергенеза, кластогенные, класто-хемогенные (Б-2), хемогенные пластовые (Б-3) осадочно-диагенетические; все эти типы формировались в континентальных субаэральных условиях при активном участии микробиалитов.

Линзы кристаллического магнезита (МКМ) в карбонатных толщах. Этот тип является основным геолого-промышленным типом магнезитового сырья, на долю которого приходится до 75–80% мировой добычи магнезиального сырья (Еремин, 2007; United States…, 2019). МКМ образуют провинции в различных регионах мира, большинство из которых приурочено к отложениям палеопротерозоя (Ляонин в СВ Китае и продолжение этой провинции на Северо-Корейском полуострове в КНДР, Восточный Саян в РФ), мезо- и неопротерозоя (Южный Урал, Енисейский кряж в РФ, север Австралии, Брумадо в Бразилии, Малые Гималаи в Индии и Непале, Альберта в Канаде,), огромный пояс МКМ (2000 км) в палеозойских толщах от Словакии, через Италию и Австрию до Испании. Продолжением последнего, вероятно, являются МКМ в верхнем палеозое Мидконтинента в США (Главнейшие..., 1993; см. также ссылки в этой работе; Шевелев и др., 2003), если следовать модели В. Прохаски (Prochaska, 2000) о формировании этих МКМ в пермотриасе еще до отделения Северной Америки от Пангеи. К рифейским неметаморфизованным отложениям типового разреза рифея на западном склоне Южного Урала в Башкирском мегантиклинории (БМА) приурочена Южно-Уральская провинция МКМ, а также широкое разнообразие Mg-Fe карбонатных пород. Огромные запасы магнезитов (90% огнеупорной продукции РФ производится на ПАО “Комбинат Магнезит”, г. Сатка), хорошая доступность, подробная изученность условий залегания дают удобную возможность для разработки генетических моделей. Эти месторождения детально изучены и явились полигоном для разработки генетических моделей для МКМ (Анфимов и др., 1983; Генетические типы..., 1984; Крупенин, Кольцов, 2017; и др.). Месторождения по запасам варьируются от мелких до крупных (от 10 до более 100 млн т).

МКМ образуют крупные залежи мономинерального магнезита в карбонатных толщах, сформированных в различных обстановках шельфовых бассейнов на платформах. Такие месторождения известны в мировой литературе как Вайч-тип, по названию месторождения в Австрии (Pohl, 1990), и характеризуются очень устойчивым типом стрельчатой кристаллической структуры, состоящей из разнонаправленный ромбоэдров размером 1–5 см, редко до 20 см. На примере Южно-Уральской провинции в типе МКМ выделяется несколько подтипов, собственно Саткинский (рис. 2) (протолит – доломит) стрельчатых крупнокристаллических магнезитов (аналоги – Енисейский кряж, Восточный Саян, Ляонин в Китае), Исмакаевский (протолит – известняк), стрельчатый среднекристаллический магнезит (аналоги – палеозойский пояс Центральной Европы), Семибратский (протолит – известняк, магнезит мелкокристаллический гранобластовый с изометричными кристаллами размером до 3 мм, редко 5 мм). Условия образования и характерные признаки МКМ: приуроченность к мощным толщам морских и лагунных карбонатов, пласто- и линзообразная форма и большая мощность залежей (десятки м, до 300 м в Ляолине, Китай), признаки метасоматического образования по твердой карбонатной породе (контуры магнезитовых тел пересекают элементы слоистости, микробиальные тонкослоистые и строматолитовые текстуры вмещающих карбонатов).

МКМ имеют высококачественный химический состав, близкий к стехиометрии магнезита (MgO – 47.8%), а содержание вредных для производства огнеупоров примесей CaO, SiO_2, FeO составля-

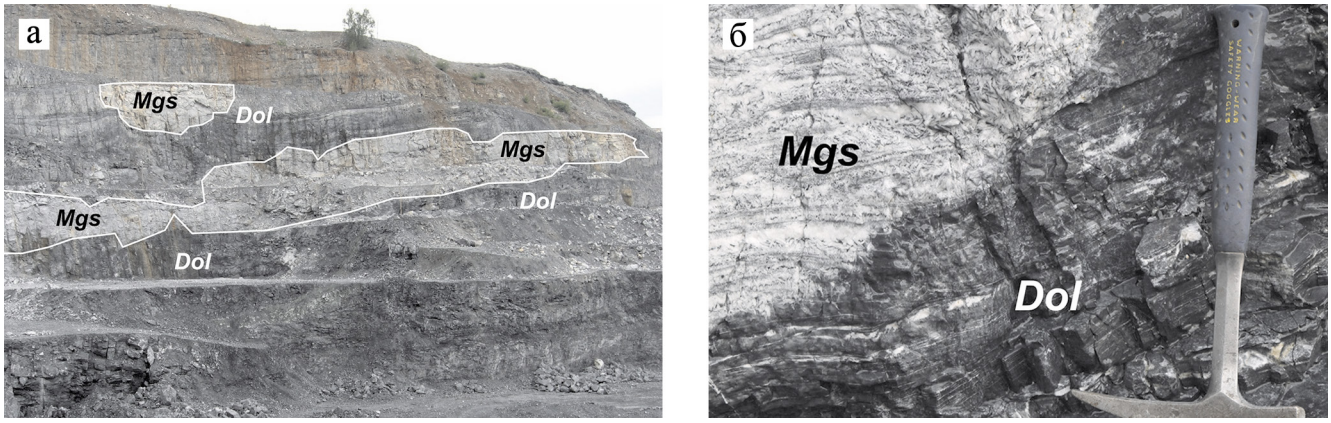


Рис. 2. Секущие метасоматические латеральные контакты магнезита (*Mgs*).

а – крупные пластообразные и гнездообразные тела в слоистой толще доломита (*Dol*), СЗ борт Карагайского карьера, Саткинское месторождение; б – кососекущий контакт слоистого доломита и полосчатого магнезита.

Fig. 2. Cross-cutting metasomatic lateral contacts of magnesite (*Mgs*).

a – large sheet-like and nest-like bodies in the layered dolomite sequence (*Dol*), NW side of the Karagay quarry, Satka deposit; б – obliquely cutting contact of layered dolomite and banded magnesite.

ет <1%. Наиболее высококачественные магнезиты приурочены к свитам с мощными доломитовыми пластами (Ляонин, Восточный Саян, Сатка, Енисейский кряж, месторождение Рубиан в Испании). В переслаивающихся терригенно-карбонатных толщах выделяют различные сорта магнезитов по содержанию примесей железа: низкожелезистые (Fe_2O_3 < 1%), железистые (Fe_2O_3 – 3–5%) и брейнериты (Fe_2O_3 < 10%) (Главнейшие..., 1993). Также выделяются и сорта по содержанию кремнезема.

Пласты микрокристаллического магнезита в терригенно-карбонатных толщах. Этот тип предлагается выделить в качестве самостоятельного в группе кристаллических магнезитов, связанных с терригенно-карбонатными отложениями. Крупный промышленный объект таких магнезитов разрабатывается на юге Австралии на месторождении Миртл-Спрингс, синформа Аделаида (Frank, Fielding, 2003; Keeling et al., 2019). Синформа Аделаида – неопротерозойский рифтогенный осадочный бассейн с мощностью вмещающих толщ 5–15 км, состоящий из серии мелководных суббассейнов растяжения со значительными латеральными вариациями мощности. Маломощные магнезитовые пласты приурочены к терригенно-доломитовой неопротерозойской толще эвапоритовых отложений формации Скиллогали. Пачка доломитов с пластами магнезитов, достигающая мощности 100 м, простирается вдоль западной окраины хребтов Флиндерс на 120 км. Доломиты имеют возраст 790 млн лет (U-Pb, циркон из прослоев вулканокластики (Keeling et al., 2019)) и генетически связываются с лагунной седиментацией и привносом высокощелочных вод с континента (Полезные ископаемые…, 1980). Месторождения относятся к мелким по запасам (до 10 млн т).

Доломиты формации Скиллогали содержат повторяющиеся, латерально выдержанные слои внутриформационных магнезитовых конгломератов, микробиальных слоистых доломитов и строматолитовых доломитовых биостромов с небольшими прослоями силикокластических пород. Пласты магнезита в общем количестве более 30, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров могут составлять более 20% осадочного пакета. Магнезитовые конгломераты – гравелиты и тонкообломочные пласты –переслаиваются с магнезит-доломитовыми и доломитовыми слоями, с незначительными слойками кварцевых алевролитов, с лититовыми косослоистыми песчаниками в биоламинитовых доломикритах. Магнезит широко распространен в качестве второстепенного компонента в верхней части мелководно-морских доломитов Скиллогали, в виде тонких обломочных прослоев грязепеллетового конгломерата, реже – в виде тонкослоистого микритового магнезита с эвапоритовыми типи-структурами (шатровые текстуры деформации слоя при диагенетическом росте эвапоритовых минералов), переслаивающегося с микробиальным микритовым и строматолитовым доломитом плоских дельт.

Мелкозернистые циклы (парасеквенсы) в сочетании с укрупняющимся вверх размером зерен указывают “на неоднократное проградирование крупнозернистого осадка в стоячую воду” (Frank, Fielding, 2003, p. 1003). Признаки этого – наличие псевдоморфоз по шортиту (или гипсу?), трещин усыхания, типи-структур, каналов стока, грязевых (магнезит-доломитовых) прослоев, развитие мелкой волновой ряби в режиме низкой энергии и отсутствие перекрестной слоистости типа хаммоки

(штормовых волн высокой энергии). Это позволяет предположить частое повторение субаэральных условий супралиторали, глубины не более нескольких метров и "быстрое внедрение крупнозернистого осадка в мелководную среду потоками, способными размывать полуконсолидированный субстрат и переносить крупные обломки" (Frank, Fielding, 2003, p. 1003).

Структура магнезитов микритовая, неоднородная: преобладающий размер кристаллов магнезита в обломках обычно составляет 1–8 мкм, но наблюдаются и кристаллы размером до 100 мкм. Маломощные слои кремнистого магнезита ($MgCO_3$ – 72, SiO_2 – 21.6, $CaCO_3$ – 6.5%) постепенно переходят в осадочные конгломератобрекчии. Содержание магнезита в отдельных слоях варьируется от 80 до 88 мас. % $MgCO_3$ с примесями до 20%, состоящими из очень мелкозернистого доломита (6–14 мас. %), талька (1–5%) и кварца (0.1–15 мас. %), со следами альбита и калиевого полевого шпата. Содержание оксида железа низкое (Fe_2O_3 < 0.3 мас. %), но содержание бора может превышать 200 мг/кг, что отражает прибрежно-морской эвапоритовый генезис. Эвапоритовые супратайдиальные условия образования магнезита подтверждаются обогащением ^{18}O магнезита ($\delta^{18}O_{SMOW}$ = 29–32‰) по сравнению с доломитом ($\delta^{18}O_{SMOW}$ = 28–30‰) (Frank, Fielding, 2003).

По мнению Дж. Киллинга с соавторами (Keeling et al., 2019), циклическое отложение тонких богатых магнезитом илов проходило в широкой супралиторали (себхе). Карбонатные образования были высушены, переработаны во время паводков и снесены в зону литорали в виде грязевых конгломератов и гравелитов (микститовых гравелитов) толщиной 0.1–5.0 м, смешанных с морским доломитовым илом. Магнезитовые селевые потоки превышали ширину 1 км и простирались на десятки километров вдоль береговой линии неопротерозойских отложений. Осадки были литифицированы и смяты в широкие открытые складки, но не перекристаллизованы. Фациальный состав карбонатных отложений характеризуется широким развитием строматолитов и микробиалитов, которые могли иметь значение для формирования первичных микритовых скоплений магнезита. Важно отметить, что магнезиты образовались в субаэральных условиях супралиторали, а не в субаквальных условиях сублиторали или открытого шельфа, к карбонатным отложениям которых приурочено большинство месторождений кристаллического магнезита. Несмотря на микрокристаллическое сложение, магнезиты этого типа не имеют связи с телами гипербазитов, в то же время приурочены к терригенно-карбонатным толщам. Это одна из причин отнесения их к особому типу. Тем не менее генезис данного типа месторождений является не до конца понятным.

Выделяемый нами тип представляет уникальный пример образования обломочного тонкозернистого магнезита, для образования которого определенную роль сыграла микробиальная активность и особые (неморские) обстановки карбонатообразования. К этому типу также можно отнести небольшие месторождения микритовых магнезитов, образованных в эвапоритовых терригенно-карбонатных прибрежных бассейнах как палеопротерозоя (ятулий Карелии) (Melezhik et al., 2001), а также и в сульфатно-доломитовых бассейнах триаса, к примеру Касвассаграбен, Грёден и другие в Австрии, Бурано в Италии (Lugli et al., 2002), формации Саладо в Нью-Мексико, США (Garber et al., 1990)). Для всех перечисленных объектов отмечается сходный набор признаков: микритовые структуры, пластовая форма тел и невысокая мощность, цикличность размещения пластов магнезита в терригенно-карбонатных, часто красноцветных отложениях супралиторали (себхи и плайи), наличие признаков субаэральной седиментации вмещающих доломитов (трещины усыхания, типи-структуры), обилие микробиальных текстур, псевдоморфозы доломита по сульфатам, утяжеленный изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O_{SMOW}$ = 17–30‰) по сравнению с крупнокристаллическими магнезитами. Мы предлагаем выделить месторождения и проявления подобных магнезитов как **тип Аделаида**.

Тальк-магнезитовые (брейнеритовые) камни. Этот тип представлен тальк-магнезитовыми залежами, связанными со среднетемпературным углекислым метасоматозом ультраосновных массивов (Курс месторождений..., 1975). Источником углекислоты могут являться блоки карбонатных пород, подвергающиеся высокотемпературной диссоциации, при повышенном давлении CO_2 серпентинит становится неустойчивым. В областях развития гипербазитов, к примеру в пределах шовных зон в орогенах, этот тип месторождений представлен широко (Шабровский тип в России). В зоне Главного Уральского разлома расположены Шабровское месторождение в 20 км к югу от г. Екатеринбурга и серия ему подобных (Сысертское, Медведевское, Сыростанское и другие в Миасской провинции). Месторождения относятся к крупным по запасам (более 100 млн т).

Шабровское месторождение представлено серией субсогласно расположенных линз тальк-магнезитовых камней неправильной формы общей мощностью до 90 м и протяженностью до 1.2 км (Огородников и др., 2000), контролируемых зонами крутопадающих разломов и разделенных участками реликтовых серпентинитов, реже апосерпентинитовых талькитов и тальк-хлоритовых сланцев. Само тело серпентинитов локализовано в толще филлитов с прослоями мраморизованных известняков и серицит-кварцевых сланцев. Месторождение отрабатывалось открытым способом: непосред-

ственно в забое выпиливали блоки для футеровки металлургических печей (отсюда название этого типа сырья “тальк-магнезитовые камни”), отходы дробили для получения талька флотационным методом, брейнерит использовали как агросырье (Еремин, 2007).

По данным В.Н. Сазонова (1976), тальк-брейнеритовые камни Шабровского месторождения содержат (среднее по 21 анализу, в мас. %): CO_2 – 22.20, Fe_2O_3 – 2.31, FeO – 3.5, MgO – 32.7, CaO – 2.32, Al_2O_3 – 1.17 и SiO_2 – 33.30. Содержание $FeCO_3$ в брейнерите составляет, по данным рентгеноструктурного анализа, от 7 до 15 мол. % (Огородников и др., 2000). В этом типе Fe-магнезит составляет 40–60% от массы тальк-карбонатной породы, примесями, кроме талька, являются магнетит, серпентин, хлорит, доломит, сульфиды. Распределение стабильных изотопов углерода и кислорода в тальк-брейнеритовых камнях образует поле, перекрывающееся с карбонатитами, что указывает на связь этих элементов с мантийными источниками (Kralik et al., 1989).

Инфильтрационно-остаточные жильные штокверки криптокристаллического (аморфного) магнезита. Этот тип распространен в щебенистой коре выветривания гипербазитов, в основном в аридной климатической зоне. В Европе данный тип известен как эвбейский, широко представлен в Греции (Вавдос, Эвбея и др.), Югославии (Голеш, Бела Камен и др.) и других странах на Балканах, в Турции, Иране, где широко развиты офиолиты (Шевелев, Урасина, 1991). Присутствуют они и в других областях развития гипербазитов (Нью-Идрия, Калифорния; Бушвельд, Южная Африка (Pohl, 1990)). В Австрии к этому типу относится месторождение Кроубат на гипербазитах, в России это халиловский тип, представленный серией небольших месторождений в нижней части щебенистой коры выветривания Халиловского гипербазитового массива в Оренбуржье (Щербакова, 2017). Качество магнезита может быть очень высоким (MgO >46%), но запасы его ограничены, как правило, узкой зоной в коре выветривания и добыча малопроизводительна (предполагает ручную разборку). Месторождения относятся к мелким по запасам (до 10 млн т). По ряду признаков в этом типе мы выделяем два подтипа: Халиловский и Кроубат/Вавдос.

Халиловское месторождение (270 км к востоку от г. Оренбурга) приурочено к одноименному крупному массиву серпентинизированных гарцбургитов. Полный нонтронитовый тип разреза коры выветривания гипербазитов (Гинзбург, Рукавишникова, 1951) представлен последовательностью (сверху вниз): 1 – охра (гидроокислы железа с примесью магнезита, опала); 2 – глинизированный серпентинит (нонтронит); 3 – силицитизированный серпентинит (халцедон, опал, серпентин, примесь магнезита); 4 – серпентинит кавернозный с желваками и прожилками магнезита. В районе рудного поля разрез коры выветривания неполный, представлен зонами интенсивно раздробленных серпентинитов до глубины 5–6 м. В плотных темно-зеленых серпентинитах до глубины 17.5 м развиты многочисленные разнонаправленные прожилки аморфного магнезита, иногда уплощенные гнезда мощностью до 2 м, в целом образующие штокверк. Среднее количество магнезита в этой зоне до 3% (Еремин, 2007). Магнезит имеет колломорфную структуру, характерную почковидную поверхность (литотип “капустник”, назван так из-за внешнего сходства с кочаном цветной капусты), раковистый излом, цвет белый, плотность и твердость повышенные из-за плотного сложения и примеси кремнезема. Химический состав магнезита неоднородный: от чистого магнезита с низким содержанием железа до повышенных содержаний кремнезема (опал, халцедон, сепиолит) и CaO (доломит). Вариации содержания породообразующих компонентов составляют, мас. %: SiO_2 – 0.63–2.21, $Fe_2O_3^{tot}$ – 0.04–1.17, MgO – 42.57–45.52, CaO – 2.41–4.31, п. п. п. – 49.32–50.58 (Шевелев, Урасина, 1991).

Месторождение Вавдос, образующее рудное поле размером 5 × 10 км на п-ове Калкилики (Греция), приурочено к массиву серпентинизированных дунитов и пироксенитов в позднемеловом гипербазитовом поясе протяженностью до 100 км. До 90% магнезитов локализовано в коре выветривания зеленых дунитов и бурых серпентинитов. С поверхности площадь покрыта прочной коркой измененного серпентинита с тонкодисперсным агрегатом кварца, магнезита и доломита, завершающей преобразования дунитов минералообразующими флюидами (Dabitzias, 1980). Ниже этой зоны расположены неправильной формы штокверки разнонаправленных магнезитовых жил мощностью до 2 м, в среднем до 0.7 м, глубиной до 80 м без признаков выклинивания. Магнезит имеет высокое качество, до 97–99% – $MgCO_3$, остальное – примесь кальцита и доломита. В местах выклинивания жил в магнезитах наблюдается примесь талька и тремолита (Еремин, 2007). Химический состав Эвбейского месторождения, мас. %: MgO – 46.44, CaO – 0.8, SiO_2 – 0.3, Al_2O_3 – 0.8, Fe_2O_3 – 0.4 (Шевелев и др., 2003). По данным (Dabitzias, 1980), формирование магнезитовых жил началось сразу после образования гипербазитового пояса: тектонические трещины заполнялись гипогенными горячими растворами из зоны, находящейся значительно ниже современного эрозионного среза. Образование магнезита связано с падением давления CO_2 в гидротермальной системе в приповерхностных условиях. Таким образом, в данном месторождении предполагается глубинный источник углекислоты для формирования магнезитового штокверка, вероятно, из блоков карбонатных пород, расположенных ниже гипербазитового покрова.

Месторождение Кроубат в Восточных Альпах (Австрия) представлено жилами криптокристаллического магнезита мощностью до 4.5 м, образующими в верхней части месторождения штокверк в серпентинизированных гипербазитах. Наиболее крупные рудные жилы простираются до 4 км и прослежены на глубину более чем 300 м (Pohl, 1990). Магнезит снежно-белый и криптокристаллический; с характерными колломорфными текстурами типа "капустник", связанными с почковидным заполнением жил (почки отделены друг от друга пленками мелкозернистого кремнезема, доломита, сепиолита, серпентина и талька). Часто магнезит массивный или брекчированный, сцементированный более поздней генерацией магнезита, иногда с тонкими прожилками магнезита с волокнистой структурой (рост во время деформации). В верхней части жил отмечается присутствие гидромагнезита. Содержание железа и кальция ниже 1 мас. %, кремнезем варьируется более широко при сохранении высокого качества сырья. Значения стабильных изотопов магнезита типа Кроубат дают широкий разброс $\delta^{13}C_{PDB}$ – между –20 и –5‰, $\delta^{18}O_{SMOW}$ – от 10 до 30‰ (Kralik et al., 1989). Отрицательные значения $\delta^{13}C$ свидетельствуют об участии органического вещества при формировании углекислоты магнезитов. Широкие вариации изотопии кислорода указывают на сложный механизм образования магнезита, предполагающий как участие метеорных вод, образованных в эвапоритовых условиях, так и возможного участия гидротермальных флюидов.

Перечисленные признаки позволили предложить модель происхождения магнезитовых месторождений типа Кроубат в результате развития приповерхностной эпитермальной системы (Pohl, 1990; см. также ссылки в этой работе). В этой модели гипогенные растворы умеренной температуры и низкой солености, несущие CO_2, воздействуют на ультраосновную вмещающую породу посредством реакций гидратации и карбонатизации (рис. 3). Формирование гидротерм могло быть результатом или литогенетического/метаморфического обезвоживания осадков под офиолитовыми покровами, или вулканической деятельности в грабенах (Dabitzias, 1980). При подъеме флюидов на фоне падения давления и температуры в трещинах происходит кипение и активное минералообразование, ближе к поверхности весьма вероятно смешивание с метеорной водой. Бóльшая часть железа и кремния, полученных в результате разложения гипербазитов, переносится к поверхности, образуя тонкодисперсную серпентинит-кварцевую корку, в то время как карбонат магния (магнезит и гидромагнезит) осаждается почти на месте в виде геля (Pohl, 1990).

Несомненным источником магния для месторождений этого, как и других типов аморфного магнезита, является кора выветривания гипербазитов. Механизм отложения магнезита предполагает два варианта: 1) гидролиз минералов ультраосновных пород при инфильтрации метеорных вод и связывание магния в магнезит в трещинах нижней части коры выветривания; 2) поступление углекислых термальных вод снизу и образование магнезита в приповерхностной зоне разгрузки снижения температуры и давления. Детали физико-химических процессов в обоих вариантах при этом до конца не выяснены, проблему представляет как источник углекислоты, так и направление движения и другие параметры рудоносных растворов (Pohl, 1990).

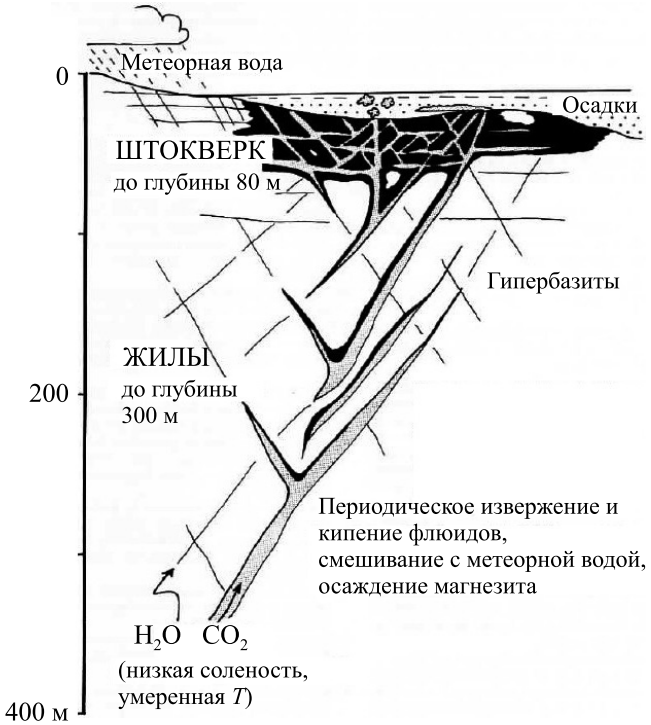


Рис. 3. Эпитермально-гипергенная модель формирования штокверка криптокристаллического магнезита на гипербазитах, тип Кроубат; по (Pohl, 1990) с изменениями.

Fig. 3. Epithermal-hypergene model for the formation of cryptocrystalline magnesite stockwork on ultramafic rocks, Craubath type, according to (Pohl, 1990) with modifications.

Кластo-биохемогенные аллювиально-лимнические пласты переотложенных магнезитов. Этот тип связан с эвбейским типом. Он образован при размыве кор выветривания по гипербазитам и последующем накоплении как обломков аморфного магнезита из штокверков, так и цементирующего их магнезитового ила, представлен прослоями криптокристаллического магнезита в терригенных полимиктовых аллювиально-озерных отложениях. В образовании магнезитовых слоев участвуют

процессы диагенетического конкреционного обогащения в кайнозойских терригенных континентальных бассейнах в семиаридном климате. В отложениях кайнозоя выделено четыре стратиграфических уровня, к которым приурочено накопление магнезита подобного типа: миоцен, нижний плиоцен, плиоцен-плейстоцен, голоцен, а по способу накопления выделены подтипы кластогенный, хемогенный и промежуточный (Шевелев, Щербакова, 1991). Такие месторождения широко развиты в зонах выветривания гипербазитовых массивов на Балканах (Сервия в Греции, Бела Стена в Сербии (Еремин, 2007)), Кубе (Реденсион). В последнем случае геологический профиль месторождения, расположенного в депрессии, представляет собой зеркальное отражение профиля коры выветривания гипербазитов на соседних возвышенностях (“обратная стратиграфия” с охристо-глинистым горизонтом в основании депрессии) (Финько, 1991). Месторождения этого типа образуют офиолит-магнезитовую провинцию Тетис, простирающуюся от бывшей Югославии на западе до Пакистана на востоке, в том числе в Иране и Турции, и являющуюся крупнейшей в Евразии (Zedef et al., 2000; Mirnejad et al., 2015). Месторождения относятся к крупным по запасам (до 100 млн т).

Мощность магнезитовых пластов варьируется от 1–2 до 20–25 м (Сервия, Греция). В одном из самых известных месторождений Бела Стена в Сербии мощность пластов массивного и слоистого почти чистого магнезита (>90%) в третичных озерных отложениях составляла 15 м, примеси представлены доломитом, глиной и углистым веществом. В других подобных объектах в примесях к магнезиту присутствуют анкерит, кварц, магнетит, хромит, сфен, палыгорскит, раковины остракод и моллюсков, водоросли. Как правило, подстилающими породами являются полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, мергели и аргиллиты с лигнитами, а перекрывающие представлены в основном доломитами. Прослои кластогенного магнезита представлены брекчиями, конгломератами, гравелитами разной степени сортировки в зависимости от принадлежности русловым или озерным фациям аллювиального фациального комплекса (Сербия, Греция). Более мелкозернистые структуры часто затушеваны вторичными процессами активного *слипания* мелких обломков и появлением почковидных, бобовых, нодулярных текстур, более характерных для озерных (щелочные озера Турции) и аллювиально-озерных (Кунварара (Канвеара), Австралия) отложений. Маломощные (дециметры) и мощные (метры) прослои класто-хемогенных магнезитов слагают пакеты мощностью до 70–90 м среди преимущественно терригенных озерных отложений, часто пересыхающих. Как правило, магнезитовые пласты занимают верхнюю часть разрезов в периферийных частях кайнозойских прогибов и впадин на регрессивной стадии их формирования (Шевелев, Щербакова, 1991). Магнезиты накапливаются как в гумидном, так и в аридном климате. В гумидном (пресные аллювиальные системы) преобладают магнезит-гидромагнезитовые с хантитом (хунтит, ($CaMg_3(CO_3)_4$)) залежи в обломочно-глинистых карбонатно-терригенных отложениях (доломитовые мергели и полимиктовые песчаники). В аридном климате преобладают кальцит-доломит-гидромагнезитовые отложения соленых озер с очень низкой железистостью, с пластами нодулярных аморфных магнезитов и кремнистыми конкрециями. Хемогенный механизм отложения магнезита в аллювиально-озерных условиях усматривается в инфильтрационном (или гипогенном) подтоке метеорных/грунтовых вод с высоким содержанием магния в кластогенные магнезитовые пласты (Шевелев, Щербакова, 1991). Источником магния всегда являются коренные гипербазиты. Для данного механизма необходимыми признаются “высокий баланс минералообразующих компонентов (Mg, CO_2), повышенный тепловой режим, периоды наибольшей испаряемости (сезонной) воды, наибольшей активности биогенной среды” (Щербакова, 2017, с. 23). Последний аргумент прямо отсылает нас к участию биогенного фактора в генезисе магнезита данного типа.

В класто-хемогенном типе магнезитов, приуроченном к щелочным озерам на гипербазитовом основании в аридном климате более заметно проявлены биохемогенные процессы формирования магнезитовых диагенетических залежей. Основой, как и для кластогенного типа, является магнезитовый и гидромагнезитовый материал коры выветривания гипербазитов. В щелочных озерах (Салда-Гёлю и другие в Турции) на мелководье широко развиты строматолитовые биогермы, сложенные гидромагнезитом (Zedef et al., 2000; Щербакова, 2017). Как отмечено В.Г. Кузнецовым, микробиальные сообщества цианей “образуют толстые желатиноподобные обволакивания, “рубашки” на субстрате, и гидромагнезит находится только внутри этих рубашек и отсутствует там, где их нет” (Кузнецов и др., 2003, с. 91). При разрушении биогермов накапливаются рыхлые гидромагнезитовые осадки, служащие основой для береговых отложений, при диагенетическом преобразовании последних формируются залежи аморфного магнезита (Щербакова, 2017). Высокая щелочность таких озер, с вариациями pH 8.8–10.7, и высокие концентрации углекислоты в микробиальном субстрате являются благоприятными факторами для образования магнезиальных гидрокарбонатов (Braithwaite, Zedef, 1996). В месторождении Кунварара (Квинсленд, СВ Австралии) по переотложенным штокверкам аморфных магнезитов из кор выветривания гипербазитов, в аллювиально-озерных условиях образуются тела вторичных комковатых и нодулярных крип-

токристаллических магнезитов с огромными запасами (Schmidt, 1987). Как и для кластогенного типа аморфных магнезитов, месторождения данного типа приурочены преимущественно к зонам с теплым, часто аридным климатом. Определенные перспективы прироста запасов магнезитов связываются с этим типом и в РФ (области развития гипербазитов: Алтае-Саянская область, Горный Алтай, Восточное Забайкалье, Сихоте-Алинь), а также Казахстане, Монголии и др. (Шевелев, Щербакова, 1991; Щербакова, 2017).

Магнезиты этого типа характеризуются высоким качеством (MgO – 47%. CaO – 0.9–1.2%) с низким содержанием железа (<1%), однако концентрации SiO_2 и CaO могут варьироваться в зависимости от минеральных примесей. На месторождении Кунварара лучшие сорта магнезитового концентрата (белый плотный магнезит) имеют состав, мас. %: п. п. п. – 51.20, MgO – 47.20, CaO – 1.10, SiO_2 – 0.35, Fe_2O_3 – 0.05, Al_2O_3 – 0.04, MnO – 0.08 (Schmidt, 1987).

Состав стабильных изотопов этого типа сходен с магнезитами штокверкого типа и занимает обширную область с отрицательными значениями $\delta^{13}C$ и повышенных значений $\delta^{18}O_{SMOW}$ от 25 до 35‰ (Kralik et al., 1989).

Биохемогенные пласты в озерных отложениях на коре выветривания ультрабазитов. Данный специфический тип, в отличие от аллювиально-озерных магнезитов и гидромагнезитов, не содержит перемещенный кластогенный компонент, а только аутигенные минералы гидрокарбонатов магния и магнезит, образованные на месте.

Ледниковые мелководные озера и плайи в ледниковом канале Медоу-Милк-Альберта на плато Карибу в районе г. Атлин (север Британской Колумбии и Альберты в Канаде) содержат крупнейшие в мире континентальные скопления низкотемпературного полурыхлого гидромагнезита и магнезита в отложениях голоцена. Как показали исследования, 21 из 33 озер и 20 из 22 пересыхающих болот (плайи) содержат минералы карбоната магния. Эти месторождения разведаны и использовались как огнеупорное сырье (Power et al., 2009, 2014; см. также ссылки в этой работе). Они представляют интерес как уникальная природная *континентально-озерная карбонатная фабрика* с высокой скоростью карбонатонакопления. Ее изучение привлекает внимание также в связи с рассмотрением актуальных процессов утилизации атмосферной углекислоты (Lackner et al., 1995). Кроме того, это до конца не исследованный, несмотря на обилие публикаций (Raudsepp et al., 2024; см. также ссылки в этой работе), объект формирования раннедиагенетического магнезита, значение которого важно в связи с существованием “проблемы магнезита”, поскольку магний является уникально гидрофильным катионом, не образующим карбонат в атмосферных условиях по данным экспериментов.

Район месторождений приурочен к офиолитовому покрову, представленному серпентинизированными гарцбургитами, реже – дунитами с зонами гидротермального кварц-магнезитового изменения (Mavromatis et al., 2021). Рудные тела сложены магнезиальными гидрокарбонатами, магнезитом и арагонитом, образующими острова (отдельные холмы и крупные курганы) в мелководных озерах и плайях. Последние представляют собой пологие впадины, вырезанные ледниками в гипербазитах во время оледенения 16.5–11.0 тыс. лет назад. Магнезиальные карбонаты развиваются над слабопроницаемыми ледниковыми отложениями, покрывающими гипербазитовое коренное основание впадин. Возраст озерной системы более 8000 лет, в настоящее время озера сильно заболочены с широким развитием как микробиалитов, так и высших растений (травяные луга). В истории развития озер можно выделить три основных этапа, отражающих модель образования магнезита (Power et al., 2014).

На первом этапе произошло образование и заполнение гляциальных впадин слоем тиллитов и пресной водой. Второй этап начался со смены водного питания с метеорного на грунтовое с привносом магния и части $(HCO_3)^-$ в результате выветривания коренных гипербазитов. Источником озерной воды стали высокомагнезиальные щелочные грунтовые воды, поскольку окружающие вмещающие породы представлены серпентинитами. В итоге произошел переход от терригенного силикокластического к хемогенному карбонатному осадконакоплению с развитием микробиальных матов, формированием вначале арагонит-доломитовых отложений в восстановительных придонных условиях, появлением пирита и диагенетического анкерита в процессе биосульфатредукции (БСР), последующим бентосным образованием дипингита ($Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 5H_2O$) и гидромагнезита ($Mg_4(CO_3)_3(OH)_2 \cdot 3H_2O$) в условиях повышенной щелочности в пресноводных озерах.

Третий этап связан с заполнением озерных впадин аутигенным полурыхлым гидрокарбонатом магния и магнезитом. В карбонатообразование активно включились микробиальные процессы, в том числе подщелачивание водной среды цианобактериями, БСР и удаление кремния из гипербазитов диатомовыми водорослями (Power et al., 2009). После заполнения озер осадком процесс карбонатонакопления не прекратился, а только продолжился выходом гидрокарбонатов магния в надводную зону за счет привноса Mg^{2+} при капиллярном подъеме грунтовых вод и испарении, которое способствует концентрированию растворенных катионов. Процесс интенсивного образования гидрокарбонатов магния и магнезита продолжался, несмотря на невысокие температуры в

летний период (в июле в среднем +15°C при невысоком уровне атмосферных осадков: сумма дождевой влаги около 300 мм/год). В результате сформированы надводные гидромагнезитовые холмы (острова), постепенно объединяющиеся в крупные курганы (рис. 4). В таких благоприятных условиях скорость седиментации может достигать до 1 см/год рыхлого осадка. Средняя скорость осадконакопления от 0.4 до 3.0 мм/год, что соответствует накоплению полуконсолидированных магнезит-гидромагнезитовых отложений мощностью несколько метров (оценка скорости основана на радиоуглеродном анализе остаточной растительности) в течение последних 8000 лет.

Установлена закономерность строения и условий образования карбонатных курганов: минералы гидрокарбоната магния и магнезит (снежно-белый, типа “капустника” с колломорфной структурой) формировались в субаэральной зоне, в то время как арагонит (его скопления приурочены к основанию карбонатного разреза, серый или бурый из-за примеси анкерита, пирита) образован в субаквальных частично дисоксидных условиях (Power et al., 2014). Интересно, что наблюдаются обломки серпентинита на поверхности аутигенного гидромагнезита (обломок как бы “всплывает”, поднимается растущим снизу карбонатом). Рост идет не только вверх, но и латерально, что приводит к смыканию соседних холмов в крупные курганы. В теле кургана на глубине 1–2 м на уровне грунтовых вод карбонатные отложения цементируются слоем лансфордита ($Mg(CO_3)\cdot 5H_2O$), который со временем переходит в конкреционный несквегонит ($Mg_5(HCO_3)(OH)\cdot 2H_2O$). Магнезит является единственным минералом, который встречается как в отложениях гидрокарбонатов магния, так и в подстилающих отложениях Ca–Mg карбонатов (арагонит, доломит, анкерит). Содержание магнезита варьируется по разрезу от 5–50% в верхней части (выше уровня грунтовых вод) до 20–80% в нижней. Особенности усадки, связанные с формой выделения магнезита (данные СЭМ), позволяют предположить, что магнезит образовался в результате трансформации комплекса гидрокарбонатов магния, хотя вопрос дискуссионный. Консистенция карбоната варьируется от глинистой до рассыпчатой, вблизи уровня грунтовых вод наблюдались твердые конкреции. Изучение на СЭМ доказывает важную роль микро-

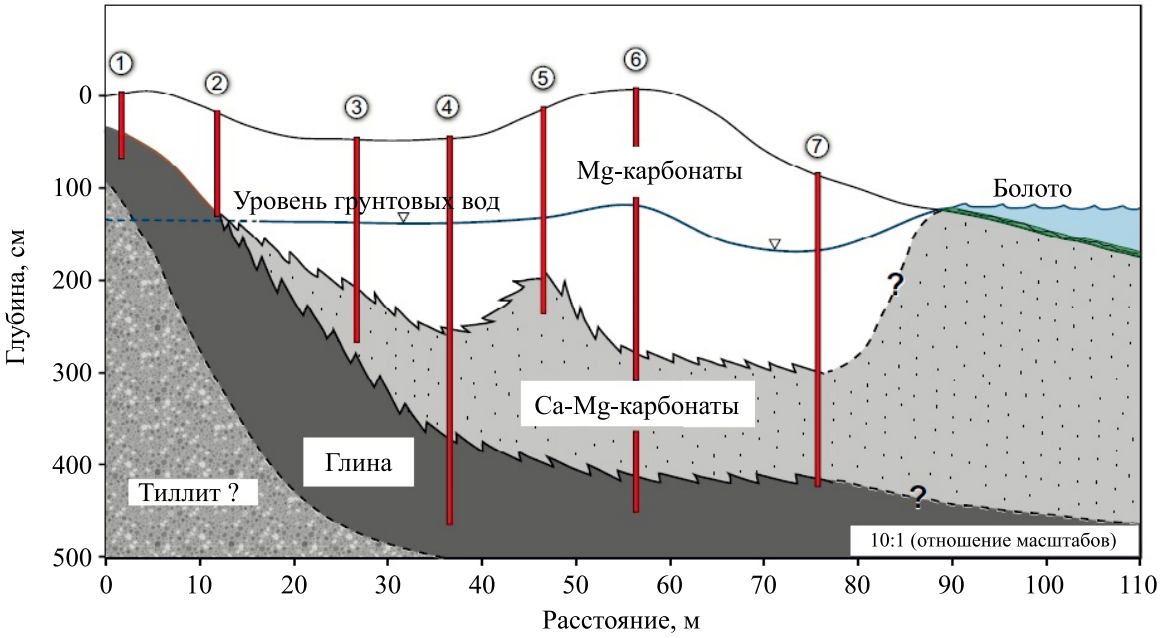


Рис. 4. Схематический разрез осадконакопления в озерах Атлин (Канада) по семи буровым профилям, по (Power et al., 2014) с упрощением.

Уровень грунтовых вод находится в верхнем основном литотипе (гидрокарбонаты магния и магнезит), ниже литотип Ca-Mg карбонатов (арагонит, анкерит и магнезит), силикокластические илы. Сплошные линии основаны на данных, штриховые линии являются интерпретацией.

Fig. 4. Schematic sedimentary section of the Atlin Lakes (Canada) along seven borehole profiles according to (Power et al., 2014) with simplification.

The water table is in the upper main lithotype (magnesium hydrocarbonates and magnesite), below is the Ca-Mg carbonate lithotype (aragonite, ankerite and magnesite), siliciclastic silts. Solid lines are based on data, dashed lines are interpretation.

биалитов (нитчатые цианобактерии) в ощелачивании водной среды и осаждении хлопьевидного гидромагнезита и/или дипингита (Power et al., 2009).

Качество карбонатного магнезиального сырья в данном типе месторождений высокое, несмотря на примесь рассеянных частиц голоценового вулканического пепла, а в нижней части разреза – арагонит-доломитовой примеси и панцирей диатомовых водорослей. Высокодисперсная структура этого типа магнезиального сырья способствует легкому обжигу для получения огнеупорного порошка.

Распределение стабильных изотопов в основных минералах соответствует предполагаемым условиям их образования. В арагоните, магнезите и анкерите ниже уровня грунтовых вод $\delta^{18}O_{SMOW}$ = = 12–16‰ и $\delta^{13}C_{PDB}$ = 1–3‰, что можно объяснить диагенетическим осаждением доломита и/или анкерита из грунтовых вод, относительно обедненных ^{18}O и ^{13}C по сравнению с поверхностными водами. В Mg-карбонатных отложениях и наблюдается заметное обогащение ^{18}O и ^{13}C относительно нижележащих Ca–Mg-карбонатных отложений, связанное с испарением и дегазацией CO_2, при субаэральном карбонатообразовании (Power et al., 2014). В лансфордите, приуроченном к переходной зоне грунтовых вод, $\delta^{18}O_{SMOW}$ = 14–16‰ и $\delta^{13}C_{PDB}$ = 2–4‰, а в вышележащей зоне субаэральных гидрокарбонатов – $\delta^{18}O_{SMOW}$ = 15–20‰ и $\delta^{13}C_{PDB}$ = 2–8‰.

Предполагаемый механизм отложения этого необычного сырья гидрокарбонатов магния и магнезита рассматривается исследователями преимущественно с позиций чисто хемогенного генезиса (Raudsepp et al., 2024) или с привлечением биохемогенного, также недостаточно разработанного, механизма (Power et al., 2009). Источник Mg не вызывает вопросов в отличие от понимания химизма этого примера карбонатообразования и возможных источников мобилизации углекислоты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Обзор геолого-промышленных типов магнезитов показывает, что проблемы объяснения тех или иных особенностей формирования существуют почти для каждого генетического типа. Большинство вопросов вызывает или источник магния, или углекислоты, или детали механизма карбонатонакопления, поэтому существуют противоположные модели.

Для генезиса МКМ предлагались различные, в том числе альтернативные, гипотезы. Осадочная гипотеза предполагала источник Mg для МКМ из кор выветривания (Главнейшие..., 1993; Schroll, 2002; Шевелев и др., 2003) или эвапоритовых лагун (Siegl, 1984; Dong et al., 2016). Гидротермально-метасоматическая гипотеза предлагала разные варианты источника: гидротермальный в связи внедрением как базитов (Pohl, 1989), так и гранитов (*постмагматическая*), масштабная доломитизация толщ при метаморфизме (Möller, 1989; Kilias et al., 2006) (*метаморфогенная*), тонкорассеянный магнезит вмещающих доломитовых толщ, мобилизованный в рудные тела в катагенезе (Анфимов, 1997) (*элизионно-катагенетическая*). Каждая из гипотез была достаточно декларативна как по предполагаемому источнику магния, так и механизму минералоотложения. В начале текущего века для МКМ предложен непротиворечивый источник магния и флюида – эвапоритовый рассол, захороненный в осадочных толщах. Этот механизм впервые доказан для МКМ Австрии с использованием данных ионной хроматографии флюидных включений в магнезитах (*инфильтрационно-рассольная* модель) (Prochaska, 2000; и др.). По модели В. Прохаски, метасоматические магнезитовые залежи сформированы в ходе рифтогенного растяжения при расколе Пангеи в пермотриасе (пермоскитий) и опускании высокомагнезиальных эвапоритовых рассолов из засоленных бассейнов формирующегося Неотетиса в зоны слабометаморфизованных нагретых при рифтогенезе терригенно-карбонатных пород молодого герцинского фундамента (Prochaska, 2000, 2016). Этому не противоречит позднетриасовый возраст магнезитов (222.5 ± 9.8 млн лет, Sm-Nd метод, MSWD 3.1 (Henjes-Kunst et al., 2014)).

Модель основана на микротермометрических и хроматографических исследованиях флюидных включений в магнезитах, которые показали их рассольную природу: высокую соленость на уровне 25–30% NaCl экв., высокое содержание галогенов (F, Cl, Br) с распределением вдоль линии эвапоритового тренда, предполагающую образование рассола в эвапоритовых бассейнах (Prochaska, 2000; Prochaska, Krupenin, 2013; и др.). Известно, что эвапоритовые рассолы имеют высокую магнезиальность (McCaffrey et al., 1987) и, таким образом, являются уникальным в стратисфере источником магния для формирования магнезита, по объему несопоставимо бóльшим по сравнению с другими ранее рассмотренными источниками. Данные по минералогической зональности и физико-химическому моделированию процесса образования различных подтипов МКМ позволили уточнить условия, необходимые для образования гидротермально-метасоматических залежей кристаллического магнезита по карбонатному протолиту: восстановительная среда, высокое отношение Mg/Ca, температуры 150–250°C в открытой системе с отношением флюид/порода более 30–40 (Крупенин, Кольцов, 2017). Формирование рудоносных флюидов, образованных из захороненных эвапоритовых рассолов, могло происходить как в пределах вмещающих карбонатных резервуаров, так и в результате длительного взаимодействия с терригенно-глинистыми толщами. Последнее сыграло важ-

ную роль в увеличении содержаний железа, доли радиогенного стронция и ряда других компонентов в составе формирующихся катагенетических рассольных флюидов и, соответственно, продуктов метасоматоза (Крупенин и др., 2016, 2019; Prochaska, 2016). Резкое деплетирование по кислороду ($\delta^{18}O_{SMOW}$ < 15‰) в магнезитах всех месторождений этого типа связано, вероятно, с температурной перекристаллизацией в процессе гидротермального метасоматоза (Kralik et al., 1989). Последующие метаморфические изменения оказывают малое воздействие на систематику стабильных изотопов в магнезитах (Крупенин, Кольцов, 2017). Для семибратского подтипа среднезернистых гранобластовых магнезитов Южно-Уральской провинции предполагается пониженная температура метасоматоза, связанная с погружением высокомагнезиальных рассолов на относительно незначительные глубины во вмещающих карбонатных толщах бассейна породообразования.

Подход, основанный на доказательствах рассольной эвапоритовой природы флюидных включений в кристаллических магнезитах и предложенный для МКМ в палеозойских толщах Австрии и Словакии, адаптирован для Южно-Уральской провинции (*термально-рассольная* модель) (Крупенин, Кольцов, 2017). Доказательства рассольной эвапоритовой природы флюидных включений в магнезитах получены для основных МКМ Южного Урала (Крупенин и др., 2013; Prochaska, Krupenin, 2013). Отличием термально-рассольной модели от инфильтрационно-рассольной является стадийность. На первой стадии происходило захоронение эвапоритовых высокомагнезиальных рассолов в терригенно-карбонатных породах, сформированных в обстановках мелководного шельфа надрифтовых бассейнов. На стадии рифтогенной/тектонотермальной активизации и подогрева вмещающих толщ региона рассолы превращались в Mg-рассольные гидротермальные флюиды, мигрировали по тектоническим зонам разуплотнения надрифтовой впадины и производили метасоматическое образование низкожелезистого магнезита (FeO <1%) около 1400 млн лет назад (Овчинникова и др., 2018) в Саткинском и Бакальском рудных полях в проницаемых горизонтах карбонатных пород. Месторождения формировались на глубинах не менее 2 км в надрифтовом бассейне. Длительное взаимодействие рассолов с терригенно-глинистыми породами способствовало формированию Mg-Fe флюидов. Последующие тектонотермальные этапы сопровождались формированием сначала Fe-магнезитов и брейнеритов, а затем и сидероплезитов. Всего в Приуральской надрифтовой впадине выделено три рудных этапа в интервале 1400–1000 млн лет с последовательным насыщением продуктов метасоматоза железом (Крупенин, 2024).

Комплекс перечисленных особенностей подтверждает, что тип МКМ формировался в совершенно иных условиях, чем микрокристаллические магнезиты надприливных себх и, тем более, криптокристаллические магнезиты в зоне гипергенеза ультрабазитов.

Рассмотрение условий формирования вмещающих терригенно-доломитовых толщ для микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида определенно указывает на комплекс различий по сравнению с условиями формирования как вмещающих пород, так и магнезитов Саткинского типа. В табл. 1 на ряде примеров месторождений типов Аделаида и Сатка (Вайч) показано сравнение геологических признаков, довольно однозначно устанавливающих различия выделяемых типов. Это, прежде всего, микроструктуры (микрит в первом типе и крупные кристаллы во втором). Другой признак – условия залегания и форма залежей: маломощные пласты брекчий в первом и мощные линзовидные тела в слоистых морских карбонатах. Для второго типа (Сатка) характерно образование пластообразных залежей, для которых отличием от осадочных пластов являются секущие метасоматические латеральные контакты с вмещающими карбонатными породами. Различаются и парагенезы вмещающих отложений (красноцветные доломикриты с маломощными прослоями алевролитов в первом типе и сероцветные известняки и доломиты разнообразных морских обстановок во втором). Различия в отношении фациальной позиции: приуроченность пластов магнезитовых конгломератов к косослоистым песчаникам паводковых потоков на супралиторали среди биоламинитовых доломикритов в типе Аделаида и афациальный характер размещения рудных тел, зависящий только от факторов проницаемости карбонатных пород для рудоносных флюидов в типе Сатка. Различия в механизмах образования типов Аделаида и Сатка подтверждаются изотопным составом кислорода магнезитов. В микритовых магнезитах, сформированных в эвапоритовых условиях супралиторали, наблюдается увеличение доли ^{18}O, а в крупнокристаллических – значения $\delta^{18}O$ уменьшаются при температурном фракционировании.

Предлагается различная интерпретация механизма образования: биохемогенное раннедиагенетическое в субаэральных эвапоритовых условиях с последующим переотложением в маломощных пластах конгломератов в зоне литорали для типа Аделаида и катагенетическое метасоматическое образование мощных линз в литифицированных карбонатных толщах, сформированных в широком спектре обстановок шельфа для типа Сатка (Вайч). Предполагается, что важными факторами образования микритового магнезита в обстановках супралиторали явились как активное развитие в этих обстановках цианей, так и аридный климат с

Таблица 1. Сравнительный анализ геологических признаков месторождений магнезита типов Аделаида и Сатка (Вайч)

Table 1. Comparative analysis of geological features of magnesite deposits of the Adelaide and Satka (Vaich) types

Тип пласты микрокристаллического магнезита в терригенно-карбонатных толщах	Тип пластообразные тела кристаллических магнезитов в карбонатных толщах
Скиллогали (неопротерозой, Аделаида), Бурано (триас, Италия), Касвассаграбен (пермотриас, Австрия), Туломозерское (?) (ятулий, Карелия), Сафониха (?) (венд, М. Хинган)	Сатка (рифей, Ю. Урал), Киргитей (рифей, Енисейский кряж), Вайч (карбон, Австрия), Ляонин (палеопротерозой, КНР), Брумадо (мезопротерозой, Бразилия)
Микрокристаллическая структура магнезита	Крупнокристаллическая структура магнезита
Пластовая форма залежей	Пластообразная и линзовидная форма залежей
Малая мощность пластов до n·0.1 – n·10.0 м	Большая мощность пластообразных залежей до n·10 – n·100 м
Наличие пластов переотложенных обломочных магнезитов	Секущие слоистость вмещающих карбонатных пород метасоматические контакты рудных тел
Парагенез с красноцветными карбонатно-терригенными породами (трещины усыхания, псевдоморфозы по сульфатам), строматолитами и другими микробиалитами, субаэральные условия формирования (супралитораль, себха)	Парагенез с сероцветными морскими и лагунными карбонатными отложениями с разнообразной биотой, субаквальные условия формирования (литораль, все зоны шельфа)
Цикличность расположения пластов магнезита в терригенно-карбонатном разрезе	Отсутствие связи с цикличностью и осадочными фациями вмещающих карбонатных отложений
Утяжеление $\delta^{18}O$, типичное для эвапоритовых карбонатов	Деплетирование $\delta^{18}O$ в шпатовых магнезитах относительно вмещающих морских известняков или эвапоритовых доломитов
Магнезиты образованы на ранних стадиях литификации карбонатного осадка биохемогенным путем в раннем диагенезе с частичным переотложением	Магнезиты образованы после литификации вмещающих карбонатных пород гидротермально-метасоматическим путем

редкими, но катастрофическими по интенсивности дождями. Это сочетание могло способствовать как подготовке благоприятного высокощелочного субстрата при разложении гликокаликса (полисахаридного субстрата цианей) и выработке гидрокарбоната, так и высоких значений Mg/Ca для формирования гидрокарбонатов Mg и магнезита. Детальный механизм такого биохемогенного (раннедиагенетического?) осаждения магнезита пока недостаточно разработан. Для нас важно отметить, что обстановки супралиторали с обилием микробиальных процессов наилучшим образом отвечают условиям образования магнезита, вероятно, благодаря сочетанию повышенной влажности (но не в водной среде) и солнечной радиации.

Существует предположение о принадлежности к выделенному типу Аделаида пластообразных залежей микрокристаллических магнезитов в терригенно-доломитовой мурандавской свите венда в хр. Малый Хинган в Хабаровском крае. Для уверенного отнесения микритовых магнезитов данного региона к этому типу, как и к типу МКМ, в литературе недостаточно данных прежде всего из-за слабой изученности признаков метасоматического образования рудных тел. Известно, что тела микритовых магнезитов имеют линзовидную форму, при этом крупные залежи достигают мощности 10–58 м при протяженности до 540 м (Первая Сафониха) и тел мощностью до 10 м и протяженностью до 2100 м (Вторая Сафониха) (Степанов, Усанов, 1991). Про возможные признаки связи с мелководными эвапоритовыми отложениями данных недостаточно, кроме доломитового состава вмещающих пород мурандавской свиты венда и наличия в них карбонатных проблематических органических остатков, что может указывать на относительную мелководность карбонатообразования. Сходство с типом магнезитов Аделаида, кроме микритовой структуры магнезитов и парагенеза с доломитами при отсутствии гипербазитовых источников магния, определяется также повышенным содержанием SiO_2 и наличием талька в магнезитах обоих объектов, кроме того, наблюдается парагенез залежей магнезитов с кремнистыми сланцами в обеих провинциях. Известно, что окремнение может быть связано как с вулканогенными эксгаляциями, так и с лагунными условиями переменной солености (от рассольных до опресненных) с возникающими при этом высокими градиентами режима щелочности (Кузнецов, Скобелева, 2005), особенно в эвапоритовых доломитах, содержащих раннедиагенетический ангидрит, который может полностью замещаться конкрециями халцедона (Henchiri, Slim-S'Himi, 2006). Кроме того, во вмещающих доломи-

тах мурандавской свиты описаны горизонты брекчий, генезис которых не указан, но вполне может быть связан с растворением горизонтов эвапоритовых минералов. Кстати, в обоих объектах, как и в туломозерской свите Карелии, не отмечено присутствие ангидрита, но указано на псевдоморфозы доломита по эвапоритовым минералам (Keeling et al., 2019; Melezhik et al., 2001). Отсутствие ангидрита объясняется его растворением в процессе БСР. Вероятно, к этому же типу относятся протяженные (до 700 км), но маломощные проявления микрокристаллического магнезита в ассоциации с доломит-ангидритами подсолевых отложений верхнего венда в Непско-Ботуобинской антеклизе на юге Сибирской платформы (Ивлев и др., 1985). С ними соседствуют тальксодержащие доломиты подсолевых отложений оскобинской свиты венда.

Седиментационное образование магнезита проблематично по критериям термодинамики и кинетики: по данным экспериментов, осаждение магнезита затруднено из-за кинетического ингибирования сольватированными ионами Mg (Scheller et al., 2021; и др.). В экспериментах А.В. Казакова с соавторами (1957) магнезит получен только при повышении температуры до 60°С. Образованию седиментогенного магнезита препятствует его уникальная гидрофильность (устойчивая ионная связь катиона Mg^{2+} с гидроксилом водной среды), не позволяющая получить магнезит в атмосферных условиях. Для начала кристаллизации магнезита требуется нуклеация гидратированного Mg^{2+} (образование наноразмерных зародышей). Для проведения нуклеации и осаждения магнезита из раствора необходимо повышение температуры, давления CO_2 и величины Mg/Ca (Möller, 1989). Физико-химические расчеты указывают на метасоматическое образование магнезита в карбонатном субстрате только при увеличении температуры, значений отношения Mg/Ca, давления CO_2 (Крупенин, Кольцов, 2017). Однако в нескольких генетических типах магнезит формируется на ранних стадиях литификации. Это позволяет многим исследователям предполагать седиментогенное его образование, что представляется парадоксальным. Сложность объяснения широкого развития тел кристаллического магнезита в древних карбонатных толщах и их отсутствие в карбонатных мезокайнозойских толщах породили “проблему магнезита” (Aharon, 1988). Кроме того, в экспериментах с получением магнезита из морской воды при повышенных параметрах среды (как в лабораторных экспериментах, так и при численном физико-химическом моделировании) его осаждение всегда сопровождается выпадением $CaSO_4$ (гипс, ангидрит), что не соответствует наличию природных залежей мономинерального магнезита.

Существование разных моделей образования криптокристаллических (аморфных) магнезитов в коре выветривания гипербазитов (гипергенная и эпитермальная модели) обозначает сохранение “проблемы магнезита” и для группы промышленных типов месторождений аморфного магнезита. Одной из проблем здесь является источник CO_2, поскольку весьма низкое содержание углекислоты в современной (мезокайнозойской, соответствующей времени выхода гипербазитовых массивов на поверхность) атмосфере явно недостаточно для формирования промышленных объемов аморфных магнезитов. Предлагаются два альтернативных наиболее релевантных механизма: биохемогенный (Шевелев и др., 2003; Щербакова, 2017) и гипогенно-эпитермальный (Dabitzias, 1980; Pohl, 1990), у каждого из которых есть свои критерии применения к конкретным объектам (возможно также, что существуют объекты с разными механизмами образования со сходным результатом – наличием штокверков аморфного магнезита). Биохемогенный механизм, вероятно, может объяснять формирование скоплений аморфного колломорфного магнезита в ограниченной по мощности зоне щебенистой коры выветривания гипербазитов (не более 20 м от поверхности), быстро затухая на глубину (Халиловский тип). Качество магнезита неустойчивое, наряду с мономинеральными жилами и гнездами встречаются участки, обогащенные как серпентином, так и халцедоном, доломитом, глинистыми минералами. Гипергенно-эпитермальный механизм логично объясняет глубокое (до 300 м) распространение жил высококачественного магнезита (Pohl, 1990). В этом случае источник гипогенного CO_2 подобен таковому для знаменитых травертинов Памукалле, где, как доказано (Zedef et al., 2000), причиной обширного современного образования кальцитовых травертинов является гипогенный подток термальных вод, обогащенных CO_2. Разница получаемых продуктов глубинных эксгаляций заключается в составе вмещающих пород областей разгрузки: мраморы являются источником кальция, гипербазиты – магния (рис. 5). Кстати, этот фактор может оказывать влияние на всем протяжении Тетического пояса (Mirnejad et al., 2015) как молодого альпийского орогена с остаточными проявлениями вулканогенно-гидротермальной деятельности и разгрузкой вод, обогащенных углекислотой (в том числе и природные минводы типа нарзан в Грузии). Различие моделей – инфильтрационно-остаточная и гипергенно-эпитермальная (приповерхностная эпитермальная система) – не вносит существенного различия в состав стабильных изотопов углерода и кислорода соответствующих месторождений магнезитов. Они характеризуются широким полем пониженных значений $\delta^{13}C$ и слабо повышенными – $\delta^{18}O$ относительно осадочных морских карбонатов. Вероятно, это связано с участием в обеих моделях органического вещества с изотопно легким углеродом (в биохемогенном источнике углекислоты –

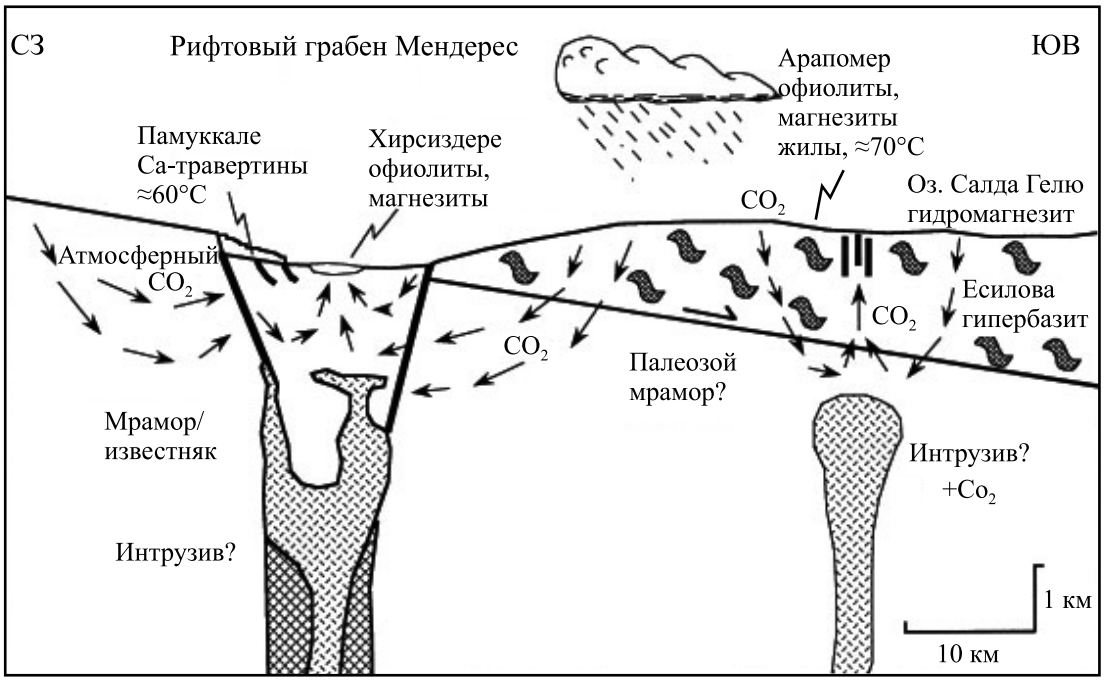


Рис. 5. Генезис известковых травертинов в СЗ части грабена Мендерес, в том числе Памуккале, на карбонатном фундаменте, штокверковых магнезитовых месторождений (центр), а также гидромагнезитов содового оз. Салда-Гелю (ЮВ) на офиолитах в Западной Анатолии в субмеридиональном разрезе. По (Zedef et al., 2000) с добавлениями.

Fig. 5. Genesis of calcareous travertines in the NW part of the Menderes graben, including Pamukkale, on a carbonate basement, stockwork magnesite deposits (center), and hydromagnesites of the Salda-Gelu soda lake (SE) on ophiolites in Western Anatolia in a submeridional section. According to (Zedef et al., 2000) with additions.

"*in situ*", в гипогенном – аутигенной "катагенетической" углекислоты) и аридными условиями формирования криптокристаллического магнезита.

Повышенные значения $\delta^{18}O$ в магнезитах остаточной коры выветривания определенно указывают на формирование в условиях аридного климата, что соответствует распределению таких месторождений на поверхности Земли: они совпадают с аридными зонами, причем как в северном (Тетический пояс кластo-хемогенных аморфных магнезитов), так и в южном (Австралия) полушариях. Показателен пример с Уральской складчатой системой, в которой в меридиональном поясе протяженностью до 2000 км широко представлены основные и ультраосновные породы. Однако месторождения (и даже проявления) гипергенно-остаточных магнезитов известны только южнее широты г. Миасса, на Южном Урале, в зоне перехода гумидного климата в семиаридный и южнее в аридный. В Оренбуржье (Халилово) и южнее, в Казахстане (Шевелев, Щербакова, 1991), Монголии (Бэгзсурен и др., 1991) такие месторождения часто приурочены к массивам гипербазитов. Вероятно, зоны гумидного климата неблагоприятны для накопления промышленных концентраций остаточного магнезита, поскольку магний при гидролизе просто выносится растворами. Возможно, именно поэтому месторождения данного геолого-промышленного типа играют для РФ незначительную роль в отличие от более южных стран.

Все криптокристаллические типы магнезита развиты в климатических условиях с периодическими засушливыми периодами, преобладанием испарения над осадками (эвапоритовые условия, даже в субарктическом климате, как в Британской Колумбии). Принципиально важно обязательное участие микробиоты в процессе образования криптокристаллического магнезита (Кузнецов, 2004). Пример с озерными магнезитами в Британской Колумбии (Атлин) показывает, что при отсутствии микробиальных процессов, в том числе на скальных выходах гипербазитов, магнезиальные карбонаты не образуются в отличие от озер с активной микробиальной деятельностью, при участии которой формировался гидромагнезит (Power et al., 2009).

Критическая роль цианобактерий в процессе осаждения гидромагнезита подтверждена в серии экспериментов (Shirokova et al., 2013). Экспериментально показана роль микробиальных процессов, создающих благоприятную среду для об-

разования гидромагнезита (ощелачивание и продуцирование дополнительного CO_2) на гипербазитовом субстрате на примере месторождений Южного Урала (Халилово) (Щербакова, 2017). Наличие микробиального органического вещества может быть ключевым фактором, ограничивающим гидрофильные свойства катиона Mg^{2+} и являющимся природным катализатором аккумуляции магния в гидрокарбонаты (гидромагнезит и другие кристаллогидраты карбоната магния), а в диагенезе – и в магнезит. Магнезит в современных отложениях найден в различных фациальных обстановках с участием микробиальных сообществ, прежде всего цианобактерий, как прибрежно-морских (супралитораль, себха), так и внутриконтинентальных, в том числе гидромагнезит обнаружен в карбонатно-сапропелевых отложениях соленых озер Зауралья (Novoselov et al., 2019).

Остается также нерешенным вопрос о первичном образовании магнезита, наряду с гидромагнезитом, в озерных обстановках или вторичном образовании магнезита в результате обезвоживания метастабильных гидрокарбонатов. Ряд исследователей приходят к выводу о присутствии обоих механизмов и предполагают существование двух способов кристаллизации магнезита: классического и неклассического (Raudsepp et al., 2024). В классической теории постулируется кристаллизация через нуклеацию *в пересыщенном растворе из-за спонтанной концентрации отдельных мономеров в растворе с образованием зародыша критического размера, дальнейший рост* происходит путем присоединения мономера к мономеру на поверхности кристалла (Lutsko, 2017). При неклассическом способе “рост водных комплексов в растворе, называемых предзародышевыми кластерами, приводит к их агломерации в достаточно большие кластеры, что приводит к отдельной жидкой или аморфной фазе” (Raudsepp et al., 2024, p. 10). Другими словами, кристаллизация магнезита неклассическим путем может проходить из аморфного прекурсора при особом сочетании гидрохимии вод (Lutsko, 2017). Исследование показало, что “на плато Карибу гидромагнезит (с небольшим количеством магнезита) осаждается в озерах с самой низкой щелочностью, магнезит осаждается в озерах со средним диапазоном щелочности, а высокомагнезиальный кальцит осаждается в трех озерах с самой высокой щелочностью” (Raudsepp et al., 2024, p. 11). В то же время данный чисто химический подход к объяснению образования магнезита экспериментально неподтвержденным седиментогенным путем представляется странным и недостаточным при наличии широкого развития цианобактерий в карбонатных аутигенных отложениях плато Карибу.

Сходный механизм образования рассеянного гидромагнезита и магнезита описан для современных доломитовых илов лагуны Куронг на юге Австралии. Источник Mg для минералообразования связан с подтоком грунтовых вод из близлежащего гипербазитового массива. Дополнительную роль для осаждения магнезиальных карбонатов играет ощелачивающее влияние на придонную среду цветущих сине-зеленых водорослей (Von der Borch, 1965).

Вследствие сходных условий образования все перечисленные типы криптокристаллического магнезита характеризуются сходством ряда признаков: криптокристаллическая структура, примесь доломита и минералов кремнезема. Характерным является обогащение изотопно тяжелым кислородом ($\delta^{18}O_{SMOW}$ до 25–30‰ и более), подтверждающим связь образования магнезита с эвапоритовыми условиями формирования вмещающих толщ (или зон гипергенеза) (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002). Причем это были не морские условия, а континентальные субаэральные: коры выветривания гипербазитов, прибрежные пересыхающие озера, себхи или зоны супралиторали (Melezhik et al., 2001; Frank, Fielding, 2003; Keeling et al., 2019). Перечисленные признаки заметно отличают криптокристаллические, связанные с гипербазитами, и микритовые магнезиты в тайдиальных (приливных) терригенно-карбонатных отложениях от геолого-промышленного типа МКМ в морских карбонатных толщах.

Распределение стабильных изотопов ^{13}C и ^{18}O в магнезитах различных геолого-промышленных типов позволяет провести разбивку типов по кластерам (рис. 6). При этом основная масса криптокристаллических магнезитов расположена в области изотопно легких значений углерода. Возможно, это связано с биохемогенным формированием магнезитов в поверхностных условиях при активных процессах фотосинтеза и развитии цианобактериальных сообществ. Вероятно, эти процессы проходили в щелочных условиях, благоприятных для нуклеации магнезита (Möller, 1989), сопровождались масштабным синтезом аутигенной углекислоты из органического углерода, генерированного экзополисахаридами (ЭПС) вещества цианей. Аутигенная углекислота, синтезированная из ЭПС в гипергенных условиях, могла быть определяющим агентом для инфильтрационно-остаточного или раннедиагенетического образования кристаллогидратов гидрокарбоната магния (хантит, несквегонит, артинит и другие нестабильные разновидности гидромагнезита). В процессе диагенеза в аридном климате происходило постепенное обезвоживание гидромагнезита и формирование скоплений литифицированного криптокристаллического магнезита.

Относимые нами к типу Адеалида магнезиты в туломозерской свите палеопротерозоя (ятулий, 2.1 млрд лет) образуют поле $\delta^{13}C$, заметно сдвинутое в сторону положительных значений (см.

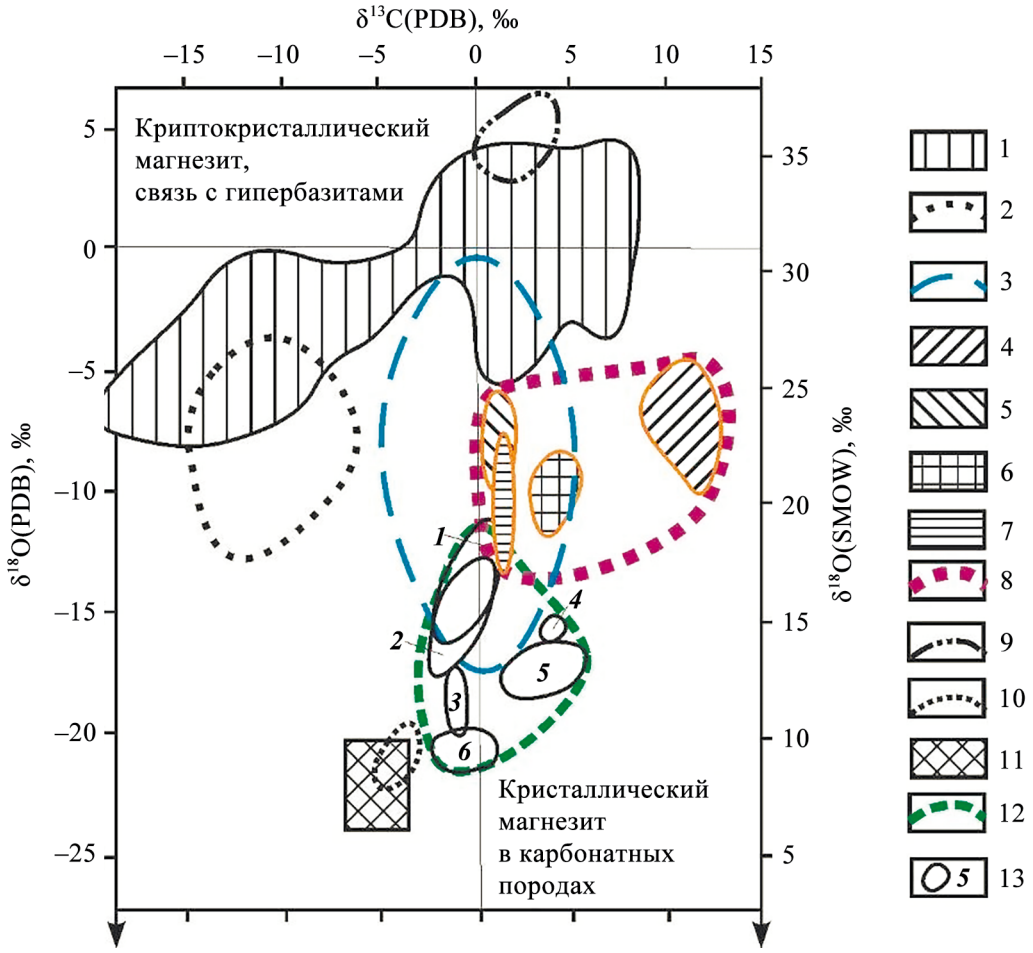


Рис. 6. Диаграмма $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ для магнезитов различных генетических типов, по (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002) с добавлениями).

1 – тонкозернистые магнезиты из современных отложений содовых озер на гипербазитах (Греция, Сербия, Турция); 2 – криптокристаллические магнезиты в коре выветривания гипербазитов; 3 – современные морские карбонаты; 4–8 – микритовые магнезиты в эвапоритовых доломитах: 4 – туломозерская свита ятулия (PR_1), Карелия; 5 – Касвассаграбен (пермотриас Австрии); 6 – неопротерозой Аделаиды, юг Австралии; 7 – Бурано, триас, Италия; 8 – область микритовых магнезитов; 9 – тонкая магнезитовая вкрапленность в эвапоритовых доломитах лагуны Куронг (Австралия); 10 – метасоматические тальк-магнезитовые породы по серпентинитам; 11 – карбонатиты; 12 – область кристаллических магнезитов в карбонатных толщах докембрия и палеозоя; 13 – провинции кристаллического магнезита: *1* – Вайч тип (палеозой Австрии), *2* – рифей Южного Урала, *3* – рифей Енисейского кряжа, *4* – Ойги-Астуретта (палеозой Испании), *5* – Рам-Джангл (мезопротерозой С. Австралии), *6* – Дашицяо (палеопротерозой (PR_1), Ляонин, СВ Китая).

Fig. 6. $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ diagram for magnesites of different genetic types, according to (Kralik et al., 1989; Schroll, 2002) with additions.

1 – fine-grained magnesites from modern soda lake deposits on hyperbasites (Greece, Serbia, Turkey); 2 – cryptocrystalline magnesites in the weathering crust of hyperbasites; 3 – modern marine carbonates; 4–8 – micritic magnesites in evaporitic dolomites: 4 – Tulomozero Formation Jatulia (PR_1), Karelia; 5 – Kaswassagraben (Permian-Triassic of Austria); 6 – Neoproterozoic of Adelaide, S. Australia; 7 – Burano, Triassic, Italy; 8 – micritic magnesite area; 9 – fine magnesite dissemination in evaporite dolomites of the Coorong Lagoon (Australia); 10 – metasomatic talc-magnesite rocks after serpentinites; 11 – carbonatites; 12 – area of crystalline magnesites in Precambrian and Paleozoic carbonate strata; 13 – provinces of crystalline magnesite: *1* – Weitsch type (Paleozoic of Austria), *2* – Riphean of the Southern Urals, *3* – Riphean of the Yenisei Ridge, *4* – Oigi-Asturetta (Paleozoic of Spain), *5* – Ram Jungle (Mezoproterozoic of N. Australia), *6* – Dashiqiao (Paleoproterozoic (PR_1), Liaoning, NE China).

рис. 6). Для этого отрезка геологической истории (2.2–2.0 млрд лет) характерно значительное утяжеление изотопного состава углерода, связанное с событием Ломагунди (Галимов и др., 1968; Schidlowski et al., 1975). Согласно данным изучения этого геологического этапа истории Земли, интенсивная микробиальная деятельность обусловила достаточно резкое увеличение кислорода в атмосфере, которое спровоцировало активное увеличение биопродуктивности и интенсивное захоронение органики

с изотопно легким углеродом, что, в свою очередь, также способствовало росту содержания кислорода в атмосфере и увеличению биопродуктивности. Как следствие, образующиеся в это время морские карбонаты имели утяжеленный изотопный состав углерода (легкий углерод захоронялся в органике). Остальные объекты, относимые нами к этому типу, находятся в области слабоположительных значений $\delta^{13}C$ (0–5‰), характерных и для современных морских карбонатов. По $\delta^{18}O$ эта группа расположена в области несколько утяжеленных значений, примыкающих к области значений изотопно тяжелого кислорода из месторождений криптокристаллического магнезита, сформированного в эвапоритовых условиях. Последнее соответствует фациальным субаэральным условиям супралиторалей, признаки которых описаны для вмещающих отложений различных месторождений микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида.

В аквальной среде нормально морского бассейна трудно создать такие высокие значения отношения Mg/Ca, которые могут достигаться в аэральных условиях засоленых себх или в лагунных рассолах. Известно, что рассолы после выпадения из них гипса резко обогащаются магнием. Кроме того, в себхах при активном развитии цианобактериальных сообществ накапливается большой резерв органики, обеспечивающей высокое содержание CO_2 и высокую общую щелочность. Все это создает благоприятную среду для образования гидрокарбонатов Mg с pH до 9–10 (Braithwaite, Zedef, 1996; Кузнецов и др., 2003). В диагенезе они превращаются в микритовый магнезит. Во время паводков магнезит размывается в виде карбонатных илисто-гравелитовых потоков и сносится в понижения рельефа, образуя пласты доломит-магнезитового состава. Отсутствие сульфатов можно объяснить как растворением при размывах паводками, так и последующей БСР после захоронения. В последнем случае должно происходить образование пирита, который отмечается в составе отложений.

Причина накопления мощной толщи магнезиальных гидрокарбонатов в озерах вблизи Атлин связана с увеличением значений отношений Mg/Ca в воде (сейчас около 150) с начала питания за счет грунтовых вод из гипербазитов, но не только. В Атлине лучшим объяснением предлагается факт изменения среды осадконакопления: “арагонит, а не минералы карбоната Mg, является основным компонентом осадков под бентосными матами водно-болотной зоны, тогда как осаждение гидромагнезит-магнезитовых осадков происходит в субаэральной среде” (Power et al., 2014, p. 1727). Аналогичная закономерность выявлена для оз. Чаппис в Альберте (Канада): периоды засухи, отмеченные трещинами усыхания, содержат карбонатные слои с большим содержанием гидромагнезита (Vance et al., 1992), вероятно также связанного с капиллярным подъемом и испарением воды. Подобный пример задокументирован также в оз. Восточный Бассейн на юге Австралии, где хардграунды содержат гидромагнезит и магнезит (Last, 1992). Другим примером являются позднеголоценовые отложения оз. Афургах (Марокко), где прибрежная субаэральная зона состоит преимущественно из магнезита и гидрокарбоната магния (Detriche et al., 2013).

Принципиальная разница между выделенными типами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg. Для магнезитов, парагенетически связанных с гипербазитами, сами вмещающие породы являются источником Mg, мобилизуемого в процессах гипергенеза или метаморфизма. Для магнезитов в карбонатных толщах источник Mg не очевиден. Наиболее вероятным в этом случае может быть эвапоритовый рассол. По комплексу признаков магнезит или непосредственно связан с субаэральными эвапоритовыми фациями (раннедиагенетические биохемогенно-кластогенные магнезиты типа Аделаида), или опосредованно, через эпигенетический (катагенез) процесс гидротермального метасоматоза захороненными в осадочных толщах эвапоритовыми рассолами (Вайч-тип). Гидротермальный (повышенная температура) процесс и метасоматическая перекристаллизация, вероятно, определяют деплетирование ^{18}O для МКМ. Эвапоритовый процесс объединяет разные типы месторождений магнезитов, вероятно, потому, что способствует формированию высокого Mg/Ca в растворах, что является важным условием осаждения магнезита вне зависимости от источника Mg.

Анализ условий размещения и характеристических признаков выделенных геолого-промышленных типов магнезитов показывает возможность существования различных вариантов их генезиса, которые до сих пор недостаточно изучены. При этом наметилось более четкое понимание условий образования кристаллических магнезитов саткинского и шабровского типов, явно сформированных в условиях повышенных температур и давлений. В то же время во многом еще загадочным являются конкретные условия формирования микритовых магнезитов выделяемого нами типа Аделаида. Кроме того, имеются вопросы относительно условий формирования магнезитов на земной поверхности в принципе. Некоторые исследователи, сопоставляя наблюдаемые условия размещения промышленных магнезитовых скоплений в лимнических осадках с результатами экспериментов по седиментогенному осаждению магнезита в атмосферных условиях, делают вывод, что необходимо применение “неклассических моделей” (Raudsepp et al., 2024). Вероятно, дальнейшее изучение с применение комплекса современных методов позволит увязать физико-химические и биохемогенные процессы при формировании магнезитов в экзогенных условиях.

Таким образом, из всей совокупности геолого-промышленных типов можно выделить в двух общих группах (А, Б) **шесть основных типов магнезитовых месторождений** (табл. 2). В группе яснокристаллических (А) выделяются: 1) раннедиагенетические биогенно-связанные в терригенно-карбонатных эвапоритовых прибрежных толщах (А-1 Аделаида); 2) катагенные термально-рассольные метасоматические в морских и лагунных карбонатных толщах (А-2 Сатка (Вайч)). 3) тип тальк-магнезитовых пород, образованных в процессе углекислого среднетемпературного метасоматоза по гипербазитам (А-3 Шабровский), для которых деплетирование по ^{18}O еще сильнее, чем для МКМ, и приближается по значениям к карбонатитам (см. рис. 6). К группе криптокристаллических континентальных в парагенезе с гипербазитами и биогенно-связанных (Б) относятся: 4) гипергенные/гипогенные остаточные (к сожалению, разделить механизмы образования этих месторождений сложно, не исключено, что в некоторых объектах они действуют совместно), сформированные в эвапоритовых условиях (Б-1 Халилово/Кроубат); 5) гипергенно-кластогенные, переотложенные в эвапоритовых условиях (Б-2 Кунварара, Тетический пояс); 6) гипергенно-биохемогенные, седиментогенно-диаге-

Таблица 2. Классификация геолого-промышленных типов месторождений магнезита

Table 2. Classification of geological and industrial types of magnesite deposits

Параметры	Группа А			Группа Б		
Таксономические признаки						
Структура	Яснокристаллическая			Скрытокристаллическая		
	Микритовая	Крупнокристаллическая				
Форма тел	Пласты	Пластообразные залежи, линзы	Линзы и гнезда	Штокверки, жилы, гнезда	Пласты	Пласты, холмы
Тип месторождений	А-1	А-2	А-3	Б-1	Б-2	Б-3
Название типа	Аделаида	Сатка	Шабры	Кроубат/ Халилово	Кунварара	Атлин
Форма тел	Пласты микритового магнезита в терригенно-карбонатных толщах	Линзы кристаллического магнезита в карбонатных толщах	Тальк-брейнеритовые камни в ультрабазитах	Инфильтрационно-остаточные штокверки в гипербазитах	Класто-биохемогенные аллювиально-лимнические пласты	Биохемогенные лимнические пласты и холмы
Описательные признаки						
Вмещающие породы	Терригенно-сульфатно-карбонатные, микститовые гравелиты	Терригенно-карбонатные комплексы	Серпентиниты	Элювий гипербазитов	Терригенные, делювий и аллювий гипербазитов	Элювий гипербазитов
Возраст вмещающих пород	PR_1–MZ	PR_1–PZ	–	MZ–KZ	KZ	
Фациальные комплексы	Прибрежно-морские	Морские	–	Континентальные		
Фациальные обстановки	Субаэральные, супралитораль	Шельф, лагуны	–	Зона гипергенеза	Аллювиально-лимнические	Лимнические
Климат	Аридный	Аридный, гумидный	–	Аридный/ семиаридный	Аридный, гумидный	Субарктический/семиаридный
$\delta^{13}C_{PDB}$/ $\delta^{18}O_{SMOW}$, ‰	0–12/17–30	–3…5/10–18	–5…–3/7–11	–20…–5/10–30	(<0)/25–35	2–8/15–20
Источник CO_2	Микробиалиты	Карбонатные породы	Гипогенный	Гипогенный/ микробиалиты	Микробиалиты	
Источник Mg	Морская вода		Гипербазиты			
Генезис	Биогенно-связанный ранний диагенез	Низкотемпер-й Mg-метасоматоз термально-рассольный	Среднетемпер-й углекислый метасоматоз	Эпитермальные гидротермы/ биогенно-связанный гипергенез	Биогенно-связанный гипергенез + диагенез	

нетические сформированные в эвапоритовых субаквальных/субаэральных условиях (Б-3 Атлин). Заметим, что все типы, сформированные в континентальных условиях, в том числе и микритовые магнезиты прибрежно-морских толщ (А-1 Аделаида), приурочены к субаэральным микробиально-связанным обстановкам, где создавались уникальные условия для раннедиагенетического образования магнезита и его эфемерных кристаллогидратов. Принципиальная разница между выделенными группами магнезитовых месторождений заключается в источнике Mg: из морской воды (типы А-1 и А-2) или из гипербазитов (типы А-3, Б-1, Б-2 и Б-3).

Благодарности

Автор выражает благодарность неизвестному рецензенту и В.В. Масленникову за критическое прочтение текста, а также В.В. Черных и М.П. Покровскому – за полезную дискуссию по методическим аспектам.

Ссылка на видеодоклад М.Т. Крупенина “О промышленно-генетических типах магнезитовых месторождений”: http://www.igg.uran.ru/videoportal/2024_10_14_ULB/archive/

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анфимов Л.В. (1997) Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 290 с.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. (1983) Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. М.: Наука, 86 с.

Бэгзсурен Б., Лицарев М.А., Тяжелов А.Г., Финько В.И., Церендорж Ж. (1991) Месторождение магнезита Бидерийн-Гол в коре выветривания ультрабазитов Западной Монголии. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 145-153.

Галимов Э.М., Кузнецова Н.Г., Прохоров В.С. (1968) К вопросу о составе древней атмосферы Земли в связи с результатами изотопного анализа углерода докембрийских карбонатов. *Геохимия*, (11), 1376-1381.

Генетические типы, закономерности размещения и прогноз месторождений брусита и магнезита. (1984) П.П. Смолин, А.И. Шевелев, Л.П. Урасина и др. М.: Наука, 317 с.

Гинзбург И.И., Рукавишникова И.А. (1951) Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 714 с.

Главнейшие магнезитовые месторождения. (1993) Л.П. Урасина, Т.А. Другалева, П.П. Смолин. М.: Наука, 157 с.

Еремин Н.И. (2007) Неметаллические полезные ископаемые. 2-е изд. испр. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 464 с.

Ивлев И.Ф., Пустыльников А.М., Чеканов В.И. (1985) О региональном распространении магнезитов в отложениях соленосной формации юга Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (11), 16-24.

Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И. (1957) Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит). М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР. (Тр. Ин-та геол. наук, вып. 152. Геол. сер., (64), 13-58).

Крупенин М.Т. (2024) Этапы геологического развития осадочных бассейнов рифея стратотипической местности (Южный Урал) и их отражение в минерагении. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 168, 27-36. https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-027-036

Крупенин М.Т., Гараева А.А., Клюкин Ю.И., Балтыбаев Ш.К., Кузнецов А.Б. (2013) Флюидный режим магнезитового метасоматоза на Саткинских месторождениях Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений). *Литосфера*, (2), 120-134.

Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. (2017) Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала. *Геология руд. месторождений*, **59**(1), 17-40.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. (2016) Сравнительная Sr-Nd систематика и распределение РЗЭ в типовых магнезитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции. *Литосфера*, (5), 58-80.

Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Шарипова А.А., Гараева А.А., Замятин Д.А., Гуляева Т.Я. (2019) Условия формирования Fe–Mg метасоматических карбонатов в нижнерифейских терригенно-карбонатных отложениях Южного Урала. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 262-277. https://doi.org/10.31857/S0024-497X20193262-277

Кузнецов В.Г. (2004) Связь эволюции цианофитов и стратиграфического размещения магнезитов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 30-35.

Кузнецов В.Г., Беляков М.А., Скобелева Н.М., Соколова Т.Ф. (2003) Магнезит и кальцит в рифейских отложениях Юрубчено-Тохомской зоны. *Докл. РАН*, **392**(1), 89-91.

Кузнецов В.Г., Скобелева Н.М. (2005) Процесс окремнения рифейских карбонатных отложений (Юрубчено-Тохомская зона, Сибирская платформа). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 637-650.

Курс месторождений твердых полезных ископаемых. (1975) (Под ред. П.М. Татаринова, А.Е. Карякина). Л.: Недра, 631 с.

Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Магнезит и брусит. (2007) М.: ФГУ ГКЗ, 32 с.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Каурова О.К. (2018) Pb-Pb возраст рифейских магнезитов Бакальского рудного поля. *Докл. РАН*, **481**(5), 529-533.

Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А., Григорьев В.В. (2000) Шабровский рудный район (Средний Урал). *Геологическая позиция, продуктивные вещественные комплексы, оруденение-минерализация*. Екатеринбург: УГГГА, 80 с.

Покровский М.П. (2014) Введение в классиологию. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 484 с.

Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 2. (1980) М.: Мир, 702 с.

Сазонов В.Н. (1976) Соотношение железистости сосуществующих минералов из метасоматитов березит-лиственитовой формации Урала как показатель их физико-химических условий формирования. *Пробле-*

мы биминеральной термобарометрии. Свердловск, 41-57.

Сиваш В.Г., Перепелицын В.А., Митюшов Н.А. (2001) Плавленый периклаз. Екатеринбург: Уральский рабочий, 584 с.

Смолин П.П. (1991) Минерагения, проблемы развития сырьевых баз и рационального использования магнезита, брусита и талька. *Высокомагнезиальное сырье*. М.: Наука, 16-61.

Степанов О.А., Усанов Г.Е. (1991) Малохинганская магнезит-бруситовая провинция и потенциальные ресурсы высокомагнезиального сырья. *Высокомагнезиальное сырье*. М.: Наука, 157-171.

Финько В.И. (1991) Магнезитовые месторождения в терригенных осадочных породах. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 129-145.

Шевелев А.И., Зуев Л.В., Федоров В.П. (2003) Минерально-сырьевая база магнезита и брусита России. Казань: Новое знание, 161 с.

Шевелев А.И., Урасина Л.П. (1991) Промышленно-генетические типы магнезитовых месторождений. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 82-91.

Шевелев А.И., Щербакова Т.А. (1991) Геологическое строение и локализация кайнозойских магнезитов. *Высокомагнезиальное минеральное сырье*. М.: Наука, 153-157.

Щербакова Т.А. (2017) Магнезитообразование в кайнозойских осадочных комплексах. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 25.00.06. Казань, КФУ.

Aharon P.A. (1988) Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol*., **69**, 127-145.

Braithwaite C.J.R., Zedef V. (1996) Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey. *J. Sediment. Res. Sect. A*, **66**(5), 991-1002.

Dabitzias S.G. (1980) Petrology and genesis of the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Econ. Geol.*, **75**, 1138-1151.

Detriche S., Breheret J.G., Karrat L., Hinschberger F., Macaire J.J. (2013) Environmental controls on the Late Holocene carbonate sedimentation of a karstic lake in the Middle-Atlas Mountains (Lake Afourgagh, Morocco). *Sedimentology*, **60**, 1231-1256.

Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. (2016) Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes. *Precambrian Res.*, **281**, 673-683.

Frank T.D., Fielding C.R. (2003) Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite. *Geology*, **31**, 1101-1104.

Garber R.A., Harris P.M., Borer J.M. (1990) Occurrence and significance of Magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formations, Delaware basin, New Mexico. *AAPG Bull*., **74**(2), 119-134.

Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. (2014) Sm–Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria) *Chem. Geol.*, **387**, 184-201.

Henchiri M., Slim-S'Himi N. (2006) Silicification of sulphate evaporates and their carbonate replacements in Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends. *Sedimentology*, **53**(5), 1135-1159.

Keeling J.L., Horn R., Wilson I. (2019) New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite. *MESA J.*, **89**(1), 22-38.

Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M., Stamatakis M.G., Calvo J.P. (2006) Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence. *Miner. Depos.*, **41**(7), 713-733. https://doi.org/10.1007/s00126-006-0075-5

Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmannd D. (1989) Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 197-223.

Lackner K.S., Wendt C.H., Butt D.P., Joyce E.L., Sharp D.H. (1995) Carbon dioxide disposal in carbonate minerals. *Energy*, **20**, 1153-1170.

Lugli S., Morteani G., Blamart D. (2002) Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites (Secchia Valley, northern Appenines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources. *Mineral. Depos.*, **37**, 480-494.

Last W.M. (1992) Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol*., **81**, 215-229.

Lutsko J.F. (2017) Novel paradigms in nonclassical nucleation theory. *New perspectives on mineral nucleation and growth*. Springer, 25-41. http://refhub.elsevier.com/S0009-2541(24)00031-7/rf0200

Mavromatis V., Power I.M., Harrison A.L., Beinlich A., Dipple G.M., Bénézeth P. (2021) Mechanisms controlling the Mg isotope composition of hydromagnesite-magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **579**, 120325. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120325

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. (2001) Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, **48**, 379-397.

Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T. (2015) Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjed magnesite, NE Iran. *Mineral. Petrol.*, **109**(6), 693-704. https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-015-0408-0

McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987) The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br^- and K^+ with halite. *J. Sediment. Petrol*., **57**(5), 928-937.

Möller P. (1989) Nucleation processes of magnesite. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 287-292.

Novoselov A., Konstantinov A., Lim A., Goetschl K., Loiko S., Mavromatis V., Pokrovsky O. (2019) Mg-rich authigenic carbonates in coastal facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. https://doi.org/10.3390/min9120763

Pohl W. (1990) Genesis of magnesite deposits – models and trends. *Geol. Rund.*, **79**(2), 291-299.

Power I.M., Wilson S.A., Thom J.M., Dipple G.M., Gabites J.E., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: a biogeochemi-

cal model for CO_2 sequestration. *Chem. Geol*., **260**, 286-300. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012

Power I.M., Wilson S.A., Harrison A.L., Dipple G.M., McCutcheon J., Southam G., Kenward P.A. (2014) A depositional model for hydromagnesite–magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **61**, 1701-1733. http://dx.doi.org/10.1111/sed.12124

Prochaska W. (2016) Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria. *Geologia Croatica*, **69**(1), 31-38. http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03

Prochaska W. (2000) Magnesite and talc deposits in Austria. *Mineral. Slovaca*, **32**, 543-548.

Prochaska W., Krupenin M., (2013) Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, **107**(1), 53-65. http://dx.doi.org/10.1007/s00710-012-0251-5

Raudsepp M.J., Wilson S., Zeyen N., Arizaleta M.L., Power I.M. (2024) Magnesite everywhere: Formation of carbonates in the alkaline lakes and playas of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **648**, 121951. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121951

Scheller E.L., Swindle C., Grotzinger J., Barnhart H., Bhattacharjee S., Ehlmann B.L. (2021) Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars. *J. Geophys. Res.: Planets*, **126**, 32. e2021JE006828. http://dx.doi.org/10.1029/2021JE006828

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. (1975) Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope chemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res*., **2**, 1-69.

Schmidt H. (1987) Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits. *Industr. Minerals*, August, 19-29.

Schroll E. (2002) Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociências*, **50**, 59-68. http://dx.doi.org/10.5380/geo.v50i0.4158

Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S., Bénézeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquatic Geochemistry*, **19**(1), 1-24. https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3

Siegl W. (1984) Reflections on the origin of sparry magnesite deposits. *Singenesis and epigenesist in the formation of mineral deposits.* (Ed. A. Waschkuhn). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 177-182.

United States Geological Survey 2019. (2019) Magnesium compounds. *Mineral commodity summaries 2019.* U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, 100-103.

Vance R.E., Mathewes R.W., Clague J.J. (1992) 7000-year record of lake-level change on the northern Great Plains: a high-resolution proxy of past climate. *Geology*, **20**, 879-882. http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.015

Von der Borch C. (1965) The distribution and preliminary geochemistry of modem carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 781-799.

Zedef V., Russell M.J., Fallick A.E. (2000) Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, **95**, 429-446. http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.95.2.429

REFERENCES

Aharon P.A. (1988) Stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: Implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chem. Geol*., **69**, 127-145.

Anfimov L.V. (1997) Lithogenesis in Riphean sedimentary strata of the Bashkir megaanticlinorium (South Urals). Ekaterinburg, Izd-vo UrO RAN Publ., 290 p. (In Russ.)

Anfimov L.V., Busygin B.D., Demina L.E. (1983) Satka magnesite deposit in the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 86 p. (In Russ.)

Begzsuren B., Litsarev M.A., Tyazhelov A.G., Fin'ko V.I., Tserendorzh J. (1991) Bideriin-Gol magnesite deposit in the crust of weathering of ultrabasites in Western Mongolia. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 145-153. (In Russ.)

Braithwaite C.J.R., Zedef V. (1996) Hydromagnesite stromatolites and sediments in an alkaline lake, Salda Golu, Turkey. *J. Sediment. Res. Sect. A*, **66**(5), 991-1002.

Course of solid mineral deposits. (1975) (Eds P.M. Tatarinov, A.E. Karyakin). Leningrad, Nedra Publ., 631 p. (In Russ.)

Dabitzias S.G. (1980) Petrology and genesis of the Vavdos cryptocrystalline magnesite deposits, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. *Econ. Geol.*, **75**, 1138-1151.

Detriche S., Breheret J.G., Karrat L., Hinschberger F., Macaire J.J. (2013) Environmental controls on the Late Holocene carbonate sedimentation of a karstic lake in the Middle-Atlas Mountains (Lake Afourgagh, Morocco). *Sedimentology*, **60**, 1231-1256.

Dong A., Zhu X., Li S., Kendall B., Wang Y., Gao Z. (2016) Genesis of a giant Paleoproterozoic strata-bound magnesite deposit: constraints from Mg isotopes. *Precambrian Res.,* **281**, 673-683.

Eremin N.I. (2007) Non-metallic Minerals: 2nd ed. corr. and add. Moscow, Izd-vo Mosk. Universiteta Publ., 464 p. (In Russ.)

Fin'ko V.I. (1991) Magnesite deposits in terrigenous sedimentary rocks. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 129-145. (In Russ.)

Frank T.D., Fielding C.R. (2003) Marine origin for Precambrian, carbonate-hosted magnesite. *Geology*, **31**, 1101-1104.

Galimov E.M., Kuznetsova N.G., Prokhorov V.S. (1968) On the composition of the ancient atmosphere of the Earth in connection with the results of isotopic analysis of carbon in Precambrian carbonates. *Geochem. Int*., **11**, 1376-1381.

Garber R.A., Harris P.M., Borer J.M. (1990) Occurrence and significance of Magnesite in Upper Permian (Guadalupian) Tansill and Yates Formations, Delaware basin, New Mexico. *AAPG Bull*., **74**(2), 119-134.

Genetic types, distribution patterns and forecast of brucite and magnesite deposits. (1984) P.P. Smolin, A.I. Shevelev, L.P. Urasina et al. Moscow, Nauka Publ., 317 p. (In Russ.)

Ginzburg I.I., Rukavishnikova I.A. (1951) Minerals of the ancient crust of weathering of the Urals. Moscow, Izd-vo AN SSSR Publ., 714 p. (In Russ.)

Henchiri M., Slim-S'Himi N. (2006) Silicification of sulphate evaporates and their carbonate replacements in

Eocene marine sediments, Tunisia: two diagenetic trends. *Sedimentology*, **53**(5), 1135-1159.

Henjes-Kunst F., Prochaska W., Niedermayr A. et al. (2014) Sm–Nd dating of hydrothermal carbonate formation: An example from the Breitenau magnesite deposit (Styria, Austria) *Chem. Geol.*, **387**, 184-201.

Ivlev I.F., Pustyl'nikov A.M., Chekanov V.I. (1985) On the regional distribution of magnesites in the deposits of the salt-bearing formation of the southern Siberian platform. *Russ. Geol. Geophys.*, **11**, 16-24.

Kazakov A.V., Tikhomirova M.M., Plotnikova V.I. (1957) The system of carbonate equilibria (dolomite, magnesite). Moscow, Leningrad, Publishing house of the USSR Academy of Sciences. (Trudy IGN, vyp. 152. Geol. Ser., (64), 13-58). (In Russ.)

Keeling J.L., Horn R., Wilson I. (2019) New kiln technology expands market opportunities for cryptocrystalline magnesite. *MESA J.*, **89**(1), 22-38.

Kilias S.P., Pozo M., Bustillo M. et al. (2006) Origin of the Rubian carbonate hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence. *Mineral. Depos.*, **41**, 713-733.

Kralik M., Aharon P., Schroll E., Zachmannd D. (1989) Carbon and oxygen isotope systematics of magnesites. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 197-223.

Krupenin M.T. (2024) The stages of geological development of sedimentary basins of the Riphean stratotype area (Southern Urals) and their reflection in minerageny. *Trudy IGG UrO RAN*, vyp. 168, 27-36. https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-027-036 (In Russ.)

Krupenin M.T., Garaeva A.A., Klyukin Yu.I., Baltybaev Sh.K., Kuznetsov A.B. (2013) Fluid regime of magnesite metasomatism at the Satka deposits of the South-Ural province (thermo-cryometry of fluid inclusions). *Lithosphere (Russia)*, (2), 120-134. (In Russ.)

Krupenin M.T., Kol'tsov A.B. (2017) Geology, composition, and physicochemical model of sparry magnesite deposits of the Southern Urals. *Geol. Ore Depos.*, **59**(1), 14-35 (translated from *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **59**(1), 17-40).

Krupenin M.T., Kuznetsov A.B., Konstantinova G.V. (2016) Sr-Nd Systematics and REE distribution in the type magnesite deposits in Lower Riphean of South Urals province. *Lithosphere (Russia)*, (5), 58-80. (In Russ.)

Krupenin M.T., Michurin S.V., Sharipova. A.A., Garaeva A.A., Zamyatin D.A., Gulyaeva T.Ya. (2019) Formation conditions of ferromagnesian metasomatic carbonates in the lower riphean terrigenous–carbonate rocks of the Southern Urals. *Lithol. Miner. Res.*, **54**(3), 248-261 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 262-277). https://doi.org/10.31857/S0024-497X20193262-277

Kuznetsov V.G. (2004) Relation of cyanophyte evolution and stratigraphic placement of magnesites. *Izvestiya vyzov. Geologiya i Razvedka*, (4), 30-35. (In Russ.)

Kuznetsov V.G., Belyakov M.A., Skobeleva N.M., Sokolova T.F. (2003) Magnesite and calcite in the Riphean strata of Yurubchen-Tokhomsk zone. *Dokl. Earth Sci.*, **392**(1), 89-91.

Kuznetsov V.G., Skobeleva N.M. (2005) Silicification process of Riphean carbonate strata (Yurubchen-Tokhomsk zone, Siberian platform). *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 637-650. (In Russ.)

Lackner K.S., Wendt C.H., Butt D.P., Joyce E.L., Sharp D.H. (1995) Carbon dioxide disposal in carbonate minerals. *Energy*, **20**, 1153-1170.

Last W.M. (1992) Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sediment. Geol.*, **81**, 215-229.

Lugli S., Morteani G., Blamart D., (2002) Petrographic, REE, fluid inclusion and stable isotope study of magnesite from the Upper Triassic Burano Evaporites (Secchia Valley, northern Appenines): contributions from sedimentary, hydrothermal and metasomatic sources. *Mineral. Depos.*, **37**, 480-494.

Lutsko J.F. (2017) Novel paradigms in nonclassical nucleation theory. *New perspectives on mineral nucleation and growth*. Springer, 25-41. http://refhub.elsevier.com/S0009-2541(24)00031-7/rf0200

Mavromatis V., Power I.M., Harrison A.L., Beinlich A., Dipple G.M., Bénézeth P. (2021) Mechanisms controlling the Mg isotope composition of hydromagnesite-magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **579**, 120325. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120325

McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987) The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br^- and K^+ with halite. *J. Sediment. Petrol.*, **57**(5), 928-937.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev P.V., Makarikhin V.V. (2001) Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments. *Sedimentology*, **48**, 379-397.

Methodical recommendations for the application of the Classification of Deposit Reserves and Forecast Resources of Solid Minerals. Magnesite and Brucite. (2007) Moscow, FGU GKZ, 32 p. (In Russ.)

Mineral Resources of Australia and Papua New Guinea. V. 2. (1980) Moscow, Mir Publ., 702 p. (In Russ.)

Mirnejad H., Aminzadeh M., Ebner F., Unterweissacher T. (2015) Geochemistry and origin of ophiolite hosted Derakht-Senjed magnesite, NE Iran. *Mineral. Petrol.*, **109**(6), 693-704. https://link.springer.com/article/10.1007/s00710-015-0408-0

Möller P. Nucleation processes of magnesite. *Magnesite – Geology, Mineralogy, Geochemistry, Formation of Mg-Carbonates*. (Ed. P. Möller). Monogr. Ser. Miner. Depos., **28**, 287-292.

Novoselov A., Konstantinov A., Lim A., Goetschl K., Loiko S., Mavromatis V., Pokrovsky O. (2019) Mg-rich authigenic carbonates in coastal facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. https://doi.org/10.3390/min9120763

Ogorodnikov V.N., Sazonov V.N., Polenov Yu.A., Grigoriev V.V. (2000) Shabrovsky ore district (Middle Urals). Geological position, productive material complexes, mineralization-mineralization: Scientific publication. Ekaterinburg, UGGGA Publ., 80 p. (In Russ.)

Ovchinnikova G.V., Kuznetsov A.B., Krupenin M.T., Vasilyeva I.M., Kaurova O.K. (2018) Pb-Pb age of the Bakal Ore Field Riphean Magnesite. *Dokl. Earth Sci.*, **481**(2), 1040-1044 (translated from *Dokl. RAN*, **481**(5), 529-533).

Pokrovskii M.P. (2014) Introduction to classiology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 484 p. (In Russ.)

Pohl W. (1990) Genesis of magnesite deposits – models and trends. *Geol. Rund.*, **79**(2), 291-299.

Power I.M., Wilson S.A., Thom J.M., Dipple G.M., Gabites J.E., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: a biogeochemical model for CO_2 sequestration. *Chem. Geol*., **260**, 286-300. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012

Power I.M., Wilson S.A., Harrison A.L., Dipple G.M., McCutcheon J., Southam G., Kenward P.A. (2014) A depositional model for hydromagnesite–magnesite playas near Atlin, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, **61**, 1701-1733. http://dx.doi.org/10.1111/sed.12124

Prochaska W. (2016) Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria. *Geologia Croatica*, **69**(1), 31-38. http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03

Prochaska W. (2000) Magnesite and talc deposits in Austria. *Mineral. Slovaca*, **32**, 543-548.

Prochaska W., Krupenin M. (2013) Evidence of Inclusion Fluid Chemistry for the Formation of Magnesite and Siderite Deposits in the Southern Urals. *Mineral. Petrol.*, **107**(1), 53-65. http://dx.doi.org/10.4154/GC.2016.03

Raudsepp M.J., Wilson S., Zeyen N., Arizaleta M.L., Power I.M. (2024) Magnesite everywhere: Formation of carbonates in the alkaline lakes and playas of the Cariboo Plateau, British Columbia, Canada. *Chem. Geol.*, **648**, 121951. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.121951

Sazonov V.N. (1976) Ratio of iron content of coexisting minerals from metasomatites of the beresite-listvenite formation of the Urals as an indicator of their physicochemical conditions of formation. *Problems of bimineral thermobarometry*. Sverdlovsk, 41-57. (In Russ.)

Scheller E.L., Swindle C., Grotzinger J., Barnhart H., Bhattacharjee S., Ehlmann B.L., (2021) Formation of magnesium carbonates on Earth and implications for Mars. *J. Geophys. Res.: Planets*, **126**, 32. e2021JE006828. http://dx.doi.org/10.1029/2021JE006828

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. (1975) Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope chemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res*., **2**, 1-69.

Schmidt H. (1987) Turkey's Salda Lake: a genetic model for Australia's newly discovered magnesite deposits. *Industr. Miner.*, August, 19-29.

Schroll E. (2002) Genesis of magnesite deposits in the view of isotope geochemistry. *Boletim Paranaense de Geociência*s, **50**, 59-68. http://dx.doi.org/10.5380/geo.v50i0.4158

Shcherbakova T.A. (2018) Magnesite formation in Cenozoic sedimentary complexes. *Doct. geol. and min. sci. diss*. Kazan, KFU Publ., 266 p. (In Russ.)

Shevelev A.I., Shcherbakova T.A. (1991) Geological structure and localization of Cenozoic magnesites. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 153-157. (In Russ.)

Shevelev A.I., Urasina L.P. (1991) Industrial-genetic types of magnesite deposits. *High-magnesian industrial minerals.* Moscow, Nauka Publ., 82-91. (In Russ.)

Shevelev A.I., Zuev L.V., Fedorov V.P. (2003) The raw Material base of magnesite and brucite in Russia. Kazan, Novoe Znanie Publ., 161 p. (In Russ.)

Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva A., Pokrovsky O.S., Bénézeth P., Gérard E., Pearce C.R., Oelkers E.H. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquatic Geochemistry*, **19**(1), 1-24. https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3

Siegl W. (1984) Reflections on the origin of sparry magnesite deposits. *Singenesis and epigenesist in the formation of mineral deposits*. (Eds A. Waschkuhn). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 177-182.

Sivash V.G., Perepelitsyn V.A., Mityushov N.A. (2001) The Fused Periclase. Ekaterinburg, Ural'skii Rabotchii Publ., 584 p. (In Russ.)

Smolin P.P. (1991) Minerageny, problems of development of raw material resources and rational use of magnesite, brucite and talc. *High-magnesian raw materials*. Moscow, Nauka Publ., 16-61. (In Russ.)

Stepanov O.A., Usanov G.E. (1991) Malokhingan magnesite-brucite province and potential resources of high-magnesial minerals. *High-magnesian industrial minerals*. Moscow, Nauka Publ., 157-171. (In Russ.)

The General formation-genetic types Magnesite Deposits. (1993) L.P. Urasina, T.A. Drugaleva, P.P. Smolin. Moscow, Nauka Publ., 157 p. (In Russ.)

United States Geological Survey 2019. (2019) Magnesium compounds. *Mineral commodity summaries 2019.* U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. 100-103.

Vance R.E., Mathewes R.W., Clague J.J. (1992) 7000-year record of lake-level change on the northern Great Plains: a high-resolution proxy of past climate. *Geology*, **20**, 879-882. http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.015

Von der Borch C. (1965) The distribution and preliminary geochemistry of modem carbonate sediments of the Coorong area, South Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 781-799.

Zedef V., Russell M.J., Fallick A.E. (2000) Genesis of Vein Stockwork and Sedimentary Magnesite and Hydromagnesite Deposits in the Ultramafic Terranes of Southwestern Turkey: A Stable Isotope Study. *Econ. Geol.*, **95**, 429-446. http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.95.2.429

УДК 550.42, 551.24 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-819-847

Геохимия и возраст детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока (Средний Урал): источники сноса и проблема докембрия

Г. Ю. Шардакова, Е. В. Пушкарев, А. О. Симанкова, В. С. Червяковский, М. В. Червяковская

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 20.02.2025 г., принята к печати 11.04.2025 г.

Объект исследования. Детритовые цирконы из четвертичных отложений в обрамлении пироксенитов, слагающих Шигирские сопки в западной части Уфалейского блока. *Цель*. Верификация докембрийского возраста, оценка типа субстрата и возможных геотектонических условий формирования пород, вмещающих ультрамафиты. *Материалы и методы*. U-Pb изотопное датирование и определение концентраций редких и редкоземельных элементов в детритовом цирконе методом лазерной абляции, микрорентгеноспектральный анализ состава минералов, оценка природы и состава источников сноса и дальности переноса детритового циркона. *Результаты*. Установлено преобладание датировок детритового циркона, соответствующих палеопротерозою (2100–2000 млн лет), при небольшой роли архейских и неопротерозойско-нижнеордовикских датировок. Цирконы произошли из источников континентального типа, отвечающих магматическим и метаморфическим породам основного, среднего и кислого состава. Дальность переноса была незначительной. *Выводы*. Анализ морфологии циркона, его внутреннего строения, типов включений, геохимии и возраста позволяет предположить сходство состава протолита и единую докембрийскую историю развития западной части Уфалейского блока и образований, слагающих Тараташский и Александровский блоки, представляющие собой фрагменты кристаллических комплексов архейского протократона Волго-Уралия. Это заключение также подтверждается сходством составов древних высокоизвестковистых ультраосновных и основных пород изученных блоков.

Ключевые слова: *детритовый циркон, состав протолита, источники сноса, изотопное датирование, геохимия, протерозой, континентальная кора, ультрамафиты, базиты, Уфалейский блок, Урал*

Источник финансирования

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224. https://rscf.ru/project/23-17-00224

Geochemistry and age of detrital zircon from the Quaternary deposits from the Ufaley block (Middle Urals): provenance and the problem of Precambrian

Galina Y. Shardakova, Evgenii V. Pushkarev, Aleksandra O. Simankova, Vasiliy S. Chervyakovsky, Maria V. Chervyakovskaya

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: shardakova@igg.uran.ru

Received 20.02.2025, accepted 11.04.2025

Research subject. Detrital zircons from the Quaternary deposits from the frame of pyroxenite composing the Shigirsky hills in the western part of the Ufaley block. *Aim.* The verification of the Pre-Cambrian dating, evaluation of the substrate type and geotectonic settings of rocks enclosing ultramafites of the Ufaley block. *Materials and methods.* U-Pb isotope dating and determination of rare and rare-earth elements in detrital zircon by laser ablation, RSMA investigation of minerals,

Для цитирования: Шардакова Г.Ю., Пушкарев Е.В., Симанкова А.О., Червяковский В.С., Червяковская М.В. (2025) Геохимия и возраст детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока (Средний Урал): источники сноса и проблема докембрия. *Литосфера*, **25**(4), 819-847. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-819-847. EDN: TXPUTT

For citation: Shardakova G.Y., Pushkarev E.V., Simankova A.O., Chervyakovsky V.S., Chervyakovskaya M.V. (2025) Geochemistry and age of detrital zircon from the Quaternary deposits from the Ufaley block (Middle Urals): provenance and the problem of Precambrian. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 819-847. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-819-847. EDN: TXPUTT

© Г.Ю. Шардакова, Е.В. Пушкарев, А.О. Симанкова, В.С. Червяковский, М.В. Червяковская, 2025

establishing of zircon nature and provenance and the distance of zircon migration. *Results.* Dominant Paleoproterozoic (2100–2000 Ma) maximum for the distribution of detrital zircon age accompanied by lower picks of the Archean and Neoproterozoic-Lower Ordovician age has been established. Detrital zircon was derived from continental-type sources corresponding to igneous and metamorphic rocks of basic, intermediate and acidic composition. The transfer distance was negligible. *Conclusions*. Zircon morphology, its internal structure, mineral inclusions, geochemistry and age allow to suggests the similar protolith and joint the Precambrian evolution at least the western part of the Ufaley block and Taratash and Alexandrovsky blocks, which are the fragments of crystalline complexes of the Archean Volga-Uraliya craton. This conclusion supports additionally by similarity in composition of high-Ca mafic-ultramafic rocks known in these blocks.

Keywords: *detrital zircon, protolith, provenance, isotope dating, geochemistry, Proterozoic, continental crust, ultramafic and basic rocks, the Ufaley block, Urals*

Funding information

This work was conducted with financial support from the Russian Foundation for Basic Research, grant No. 23-17-00224. https://rscf.ru/project/23-17-00224

ВВЕДЕНИЕ

Циркон является одним из наиболее распространенных акцессорных минералов в магматических и метаморфических горных породах континентальной коры (Hoskin, Schaltegger, 2003; Григорьев, 2005; Scherer et al., 2007; Каулина, 2010). Обладая высокой устойчивостью к химическим воздействиям и абразивному истиранию, умеренным удельным весом (около 4.6–4.7 г/см^3), циркон под действием различных экзогенных геологических процессов может переноситься на большие расстояния вместе с дезинтегрированным материалом горных пород. При этом он хорошо сохраняет память о времени формирования и вещественных особенностях материнских образований, что делает детритовый циркон важным индикатором для установления источников сноса, природы и возраста эродированных комплексов. Современные локальные методы определения изотопного U-Pb возраста и концентраций редких элементов в минералах позволили вывести изучение детритового циркона на новый уровень, сделав его важнейшим инструментом при изучении истории геологического развития крупных геологических структур и террейнов (Harley, Kelly, 2007; Szczepański et al., 2020; Wilde et al., 2021; Schwartz et al., 2021; Romanyuk et al., 2024; Hu et al., 2024).

Часто в областях аккреции, приуроченных к границам структур с разным типом коры, тектонически совмещены блоки горных пород разного состава, возраста и природы, что делает их изучение весьма затруднительным. Примером такой зоны является область сочленения Уральского подвижного пояса (УПП) и Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Так, вдоль западной границы УПП залегают несколько блоков, в строении которых важную роль играют докембрийские породы, с севера на юг: Ляпинский (Кожимский + Маньхамбовский), Ишеримский, Кваркушско-Каменногорский, Уфалейский, Башкирский, Уралтауский (Маслов и др., 2004; Петров и др., 2005; Кузнецов и др., 2005; Пучков, 2010; Nosova et al., 2012; Петров и др., 2015; Шардакова, 2016а). Среди образований, представляющих эти структуры, самые древние датировки зафиксированы в Тараташском блоке (ТБ), сложенном метаморфическими и ортомагматическими породами одноименного комплекса. Древнейшие определения возраста для гранулитов лежат в интервале 3504–2900 млн лет, модельный Nd-возраст их протолита оценивается как 3500–3645 млн лет (Синдерн и др., 2006; Ронкин и др., 2012). Породы ТБ в интервале 2100–2000 млн лет испытали интенсивные метаморфизм и мигматизацию (Тевелев и др., 2015; Сомсикова и др., 2022). Метаморфические события в это время имели место и в Александровском блоке (Пыстин и др., 2012). В Уфалейском блоке (УБ), ультраосновные породы западной части которого являются предметом нашего исследования, докембрийский возраст эдуктов метаморфических пород предполагается только на основании высокой степени их метаморфизма, деформированности и данных о верхнеопротерозойско-кембрийском возрасте секущих их гранитоидов (Шардакова, Червяковская, 2020). В пользу представлений о докембрийском возрасте комплексов УБ может свидетельствовать протерозойский возраст циркона, извлеченного из клинопироксенитов Шигирских сопок (ШС), залегающих среди амфиболитов и гнейсов, несмотря на отсутствие данных о геологических взаимоотношениях метаморфических пород и ультрамафитов (Краснобаев и др., 2013). Большинство опубликованных изотопно-геохронологических данных по возрасту метаморфитов и гранитоидов УБ укладывается в интервал от кембрия до верхнего палеозоя (Коротеев и др., 2009; Краснобаев и др., 2010; Белковский, 2011; Шардакова, 2016б). Проведенное нами изучение детритового циркона из четвертичных элювиально-делювиальных отложений за-

падного сектора УБ показывает высокую вероятность существования здесь пород протерозойского и архейского возраста. Эти результаты позволяют с большей уверенностью проводить геологическую корреляцию между метаморфическими и ультраосновными магматическими породами Уфалейского и Тараташского и Александровского блоков, расположенных западнее.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА И ПРОБЛЕМЫ ГЕОХРОНОЛОГИИ

Уфалейский блок, который является южной частью одноименного антиклинория, расположен в пределах аккреционной зоны между палеозойскими структурами УПП и докембрийскими комплексами восточной окраины ВЕП. С востока блок ограничен зоной Главного Уральского разлома (рис. 1а), с запада – Уфимским разломом. На западе через узкую полосу Таганайско-Иремельского синклинория УБ граничит с Тараташским блоком (Государственная..., 2021), метаморфические образования которого здесь интенсивно деформированы и превращены в бластомилониты.

В середине XX в. считалось, что УБ представляет собой гранитогнейсовый купол, вокруг которого проявлен зональный метаморфизм (Кейльман, 1974). Дальнейшие исследования показали, что УБ состоит из нескольких пластин, разделенных зонами бластомилонитов, развитых вдоль тектонических контактов, не выходящих за его пределы, что характерно для дорифейских комплексов Урала (Русин, Краснобаев, 1984; Белковский, 1987, 2011; Echtler et al., 1997; Краснобаев и др., 2010). Представления о купольной структуре блока сейчас имеют лишь историческую ценность.

Бóльшая часть площади УБ сложена гнейсами и амфиболитами, подразделенными в ходе геологической съемки на две свиты – егустинскую в западной части и слюдяногорскую в центральной части блока (рис. 1б). По данным (Государственная..., 2021), слюдяногорская свита характеризуется значительно большей долей сиалических пород по сравнению с егустинской свитой, где высока доля амфиболитов. Для обеих свит предполагается протерозойский возраст протолита. С востока они обрамлены полосой метаморфических пород куртинской свиты, протягивающейся далеко на север Уфалейского антиклинория (Государственная..., 2021). Куртинская свита представлена преимущественно гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами и высокобарическими бластомилонитами с линзами и будинами эклогитов, апоэклогитовых амфиболитов, гранатовых пироксенитов и антигоритовых серпентинитов (Белковский, 2011). Предполагается, что возраст протолита пород куртинской свиты мог быть докембрийским (Краснобаев и др., 2010; Белковский, 2011; Государственная..., 2021), хотя никаких доказательств этого до сих пор не получено. Породы этой свиты с востока перекрыты образованиями зоны Главного Уральского разлома. Последняя “запечатана” гранитными интрузиями каменноугольного возраста (Hetzel, Romer, 1999), а заключительные фазы тектонической активности в ней проявлены в позднепермско-раннетриасовое время (Hetzel, Glodny, 2002).

Предположение о докембрийском возрасте протолита метаморфических пород УБ до сих пор основывается на косвенных данных. В первую очередь это высокий уровень метаморфизма, достигающий верхов амфиболитовой фации, с явлениями гранитного анатексиса и интенсивные деформации пород. Опубликованные более 60 лет назад данные о протерозойском возрасте иттроэпидота (1470 и 1200 млн лет) из пегматитовой жилы, секущей слюдистые сланцы куртинской свиты (Минеев, 1959; Овчинников и др., 1964), не нашли своего подтверждения. Более поздние исследования этого иттроэпидота совместно с монофракциями полевых шпатов, слюд и валового состава породы Sm-Nd методом позволило оценить эрохронное значение возраста на уровне 525 млн лет (Государственная..., 2021). В работе А.А. Краснобаева с соавторами (1998) без приведения цифровых аналитических данных опубликованы датировки циркона 1100–1200 млн лет из пород УБ. Впоследствии эти данные не были никем верифицированы.

В качестве косвенного свидетельства древнего возраста метабазитов центральной части УБ можно рассматривать возраст 579 млн лет гранитоидов битимского комплекса, секущих амфиболиты (Шардакова, Червяковская, 2020). Единственным на сегодняшний день свидетельством палеопротерозойского возраста пород, входящих в контур УБ, является U-Pb возраст циркона 1651 и 1444 млн лет, выделенного из клинопироксенитов западной части блока (Краснобаев и др., 2013). Последние образуют субмеридионально вытянутое тело протяженностью около 4 км при видимой мощности до 0.5 км, залегающее среди полосчатой гнейсово-амфиболитовой толщи егустинской свиты, падающей на восток. Тело пироксенитов разбито на два блока субширотной долиной и в рельефе выражено Северной и Южной Шигирскими сопками. По составу ультрамафиты близки к клинопироксенитам из дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, исходным расплавом для которых могли служить анкарамиты с отношением $CaO/Al_2O_3 > 1$, указывающим на верлитовый состав мантийного источника (Пушкарев и др., 2018). На сходство клинопироксенитов ШС с анкарамитами, а также с израндитами в составе Александровского блока, расположенного юго-западнее, указывали ранее А.М. Пыстин с соавторами (1976, 2012;

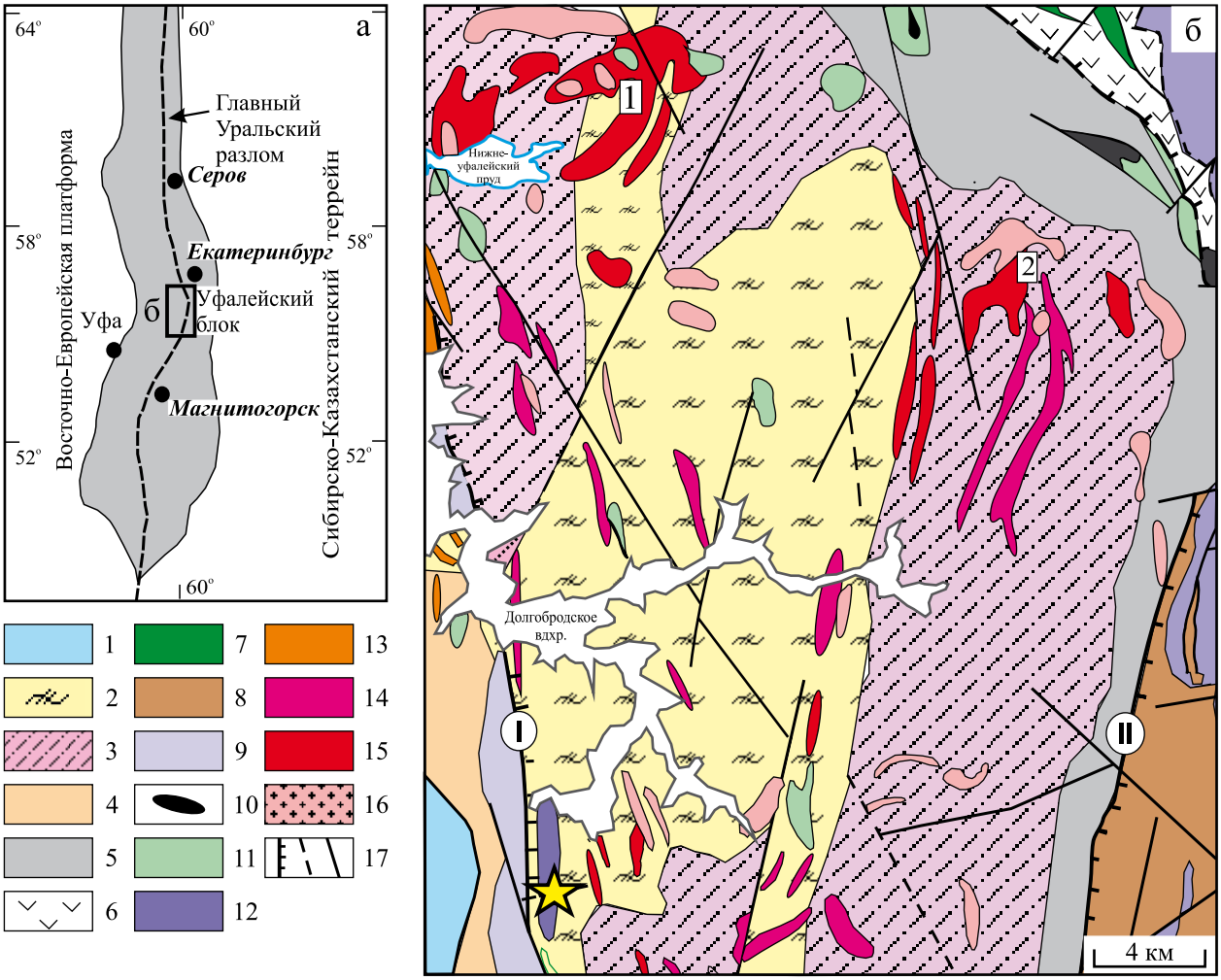


Рис. 1. Положение (а) и геологическая карта центральной и западной частей Уфалейского блока (б), по (Государственная..., 2021) с дополнениями авторов.

1 – AR*tr*, метаморфиты Тараташского блока; 2 – егустинская свита (PR_1*eg*): амфиболиты; биотитовые, амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, мигматиты; 3 – слюдяногорская свита (PR_1*sl*): амфиболиты, часто рутилсодержащие, биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы с прослоями кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев, плагиоклазовые и двуполевошпатовые мигматиты; 4 – таганайская свита (RF_2*tg*): слюдистые кварциты, реже слюдисто-кварцевые сланцы с гранатом, ставролитом, графитом; 5 – куртинская свита (RF_2*kr*): гранат-слюдяно-кварцевые и слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями слюдистых кварцитов, цоизитовые и гранатовые амфиболиты, графит-слюдяно-кварцевые сланцы и гнейсы, графитовые и слюдистые кварциты; 6–9 – O_2-S_1 вулканогенно-осадочные породы зоны Главного Уральского разлома; 10 – гипербазиты; 11 – габбро; 12 – клинопироксениты (Шигирские сопки); 13 – граносиениты и сиениты (козлиногорский комплекс) (O_3); 14 – гранитогнейсы (битимский комплекс) (PR_3); 15 – гранодиориты и граниты (уфалейкинский комплекс) (C_2); 16 – граниты и лейкограниты (кизильский комплекс) (P_2); 17 – разрывные нарушения различных порядков. Римские цифры в кружках: I – Уфимский разлом, II – Главный Уральский разлом. Гранитные массивы (цифры в прямоугольниках): 1 – Нижнеуфалейский массив, 2 – Никольский массив. Желтая звезда (вне масштаба) – место отбора пробы Пе-2926.

Fig. 1. Position (a) and geological map of the central and western parts of the Ufaley block (б), according to (Gosudarstvennaya..., 2021), with additions by authors.

1 – AR*tr*, metamorphites of the Taratash block; 2 – Egusta Formation (PR_1*eg*): amphibolites; biotite, amphibole and amphibole-biotite plagiogneisses, migmatites; 3 – Sludyanogorsk Formation (PR_1*sl*): amphibolites, often rutile-containing, biotite, biotite-amphibole plagiogneisses with layers of quartzites and mica-quartz shales, plagioclase and two-feldspar migmatites; 4 – Taganay Formation (RF_2*tg*): micaceous quartzites, less commonly micaceous quartz shales with garnet, staurolite, graphite; 5 – Kurta Formation (RF_2*kr*): garnet-mica-quartz and mica-quartz shales with mica quartzite layers, zoisite and garnet amphibolites, graphite-mica-quartz shales and gneisses, graphite and mica quartzites; 6–9 – O_2-S_1 – volcanogenic sedimentary rocks of the Main Uralian Fault zone; 10 – ultrabasites; 11 – gabbro; 12 – clinopyroxenites (Shigirsky Sopki); 13 – granosyenites and syenites (Kozlinogorsk complex) (O_3); 14 – granite-gneisses (Bitim complex) (PR_3); 15 – granodiorites and granites (Ufaleikinsky complex) (C_2); 16 – granites and leucogranites (Kizil complex) (P_2); 17 – faults of various orders. Roman numerals in circles: I – Ufa fault, II – Main Uralian fault. Granite massifs (numbers in rectangles): 1 – Nizhneufaleysky massif, 2 – Nikolsky massif. The yellow star (out of scale) is the sampling point (Pe-2926).

и др.). Отметим, что для израндитов U-Pb методом по цирконам установлен архейский возраст протолита (2696 млн лет) и PR (2022–2004 млн лет) возраст метаморфизма (Синдерн и др., 2006; Краснобаев и др., 2011; Ронкин и др., 2012; Тевелев и др., 2015; Сомсикова и др., 2022). Однозначных геологических взаимоотношений между пироксенитами ШС и породами окружающей гнейсово-амфиболитовой толщи егустинской свиты не установлено. По мнению А.И. Белковского (1989), пироксениты представляют собой тектонический блок среди метаморфических пород. В Объяснительной записке к геологической карте пироксениты рассматриваются как линейная интрузия (дайка?) в метаморфитах (Государственная..., 2021). По нашим данным, по разрезу вкрест простирания тела ультрамафитов в них фиксируется симметричная зональность по составу пород, что может свидетельствовать в пользу интрузивного характера пироксенитов. Однако такой вывод требует дополнительного подтверждения. В любом случае отсутствие надежных определений возраста окружающих пироксениты гнейсов и амфиболитов делает неоднозначными интерпретацию генезиса ультраосновных пород и геодинамических условий формирования вмещающих комплексов.

Обобщенные данные геохронологических исследований в Уфалейском блоке представлены в работе (Коротеев и др., 2006) и отражены на гистограмме (рис. 2). Приведенные данные фиксируют рост количества датировок от кембрия до позднего палеозоя включительно и наличие лишь единичных определений, соответствующих протерозойскому времени, которые, как показано выше, вызывают определенные сомнения. Амфиболиты егустинской свиты, окружающие пироксениты ШС, содержат ничтожное количество очень мелкого циркона, выделение и датирование которого затруднительны. Чтобы получить представление о природе и возрасте этой толщи или ее вероятного протолита, проведено изучение детритового циркона, выделенного из четвертичных делювиально-элювиальных глинисто-гравийных отложений сухого русла субширотной долины, разделяющей Северную и Южную Шигирские сопки. Протяженность долины не превышает 1 км, т. е. область сноса кластогенного материала захватывает пироксениты Шигирских сопок и окружающие их гнейсы и амфиболиты егустинской свиты. Других пород на этом участке не отмечено. Это не исключает возможность контаминации опробованными четвертичными отложениями материала из других частей УБ, цирконы из которых преимущественно имеют ранне- и среднепалеозойский и реже вендский возраст (Коротеев и др., 2009; Краснобаев и др., 2010; Шардакова, 2016а, б; Шардакова, Червяковский,

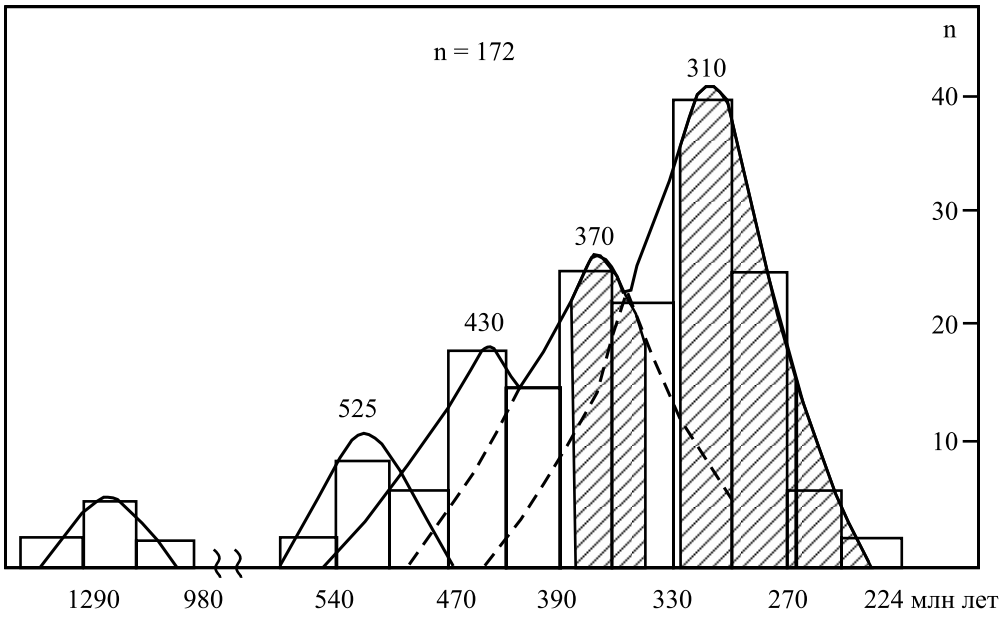


Рис. 2. Гистограмма распределения геохронологических данных, полученных разными методами, для образований Уфалейского блока, по (Коротеев и др., 2009).

Заштрихованные области – возраст “мягкой” (ранней) и “жесткой” (поздней) коллизий.

Fig. 2. Distribution histogram of the of geochronological data obtained by various methods for the Ufaley block rocks, according to (Koroteev et al., 2009).

The shaded areas are the ages of the “soft” (early) and “hard” (late) collisions.

2020). Однако, как будет показано ниже, изотопно-геохронологические данные изучения детритового циркона не согласуются с таким предположением.

ПРОБООТБОР И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выделения детритового циркона из четвертичных глинисто-гравийных отложений широтной долины, разделяющей Северную и Южную Шигирские сопки, отобрана проба Пе2926 объемом около 60 л из шурфа глубиной около 1 м. Проба последовательно просеяна до крупности –3 мм. Эта фракция промывалась в лотке до получения темно-серого шлиха. После просушки шлих был просеян на сите 1 мм. Фракция –1 мм разделена на сильномагнитную и немагнитную фракцию ручным магнитом в чехле. Масса немагнитной фракции составила около 50 г. Она представлена следующим набором минералов: кварц, полевой шпат, гранат разного цвета, рутил, амфибол, пироксены, кианит (?), рудный минерал черного цвета, пирит, апатит, циркон. Среди разных по размеру, форме и цвету зерен циркона отчетливо выделялся преобладающий тип, представленный короткопризматическими или округлыми неокатанными или слабоокатанными зернами красновато-бурого или вишнево-красного цвета размером от 0.1 до 0.6 мм (рис. 3, 4а–в). Более редкая популяция циркона размером менее 100 мкм представлена неокатанными прозрачными призматическими зернами розового, светло-желтого или светло-медового цвета (рис. 4д–з). Всего для изучения под бинокулярным микроскопом вручную извлечено 176 зерен циркона. Они смонтированы в шашку из эпоксидной смолы, отшлифованы и отполированы на алмазной пасте. Перед проведением изотопных исследований препарат очищался спиртом и 3%-й азотной кислотой.

Изучение детритового циркона проведено в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Изображения зерен циркона в обратно рассеянных электронах (BSE) и режиме катодолюминесценции (CL) получены на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira, определение состава микровключений в цирконах выполнено с использованием энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 (оператор Л.В. Леонова).

U–Th–Pb изотопные исследования выполнены на квадрупольном масс-спектрометре ICP-MS NexION 300S с приставкой для лазерной абляции (LA-ICP-MS) NWR 213. Описание методики и полный набор полученных изотопно-геохронологических данных приведены в работе (Shardakova et al., 2024), доступной по адресу: https://link.springer.com/article/10.1134/S1028334X24604073.

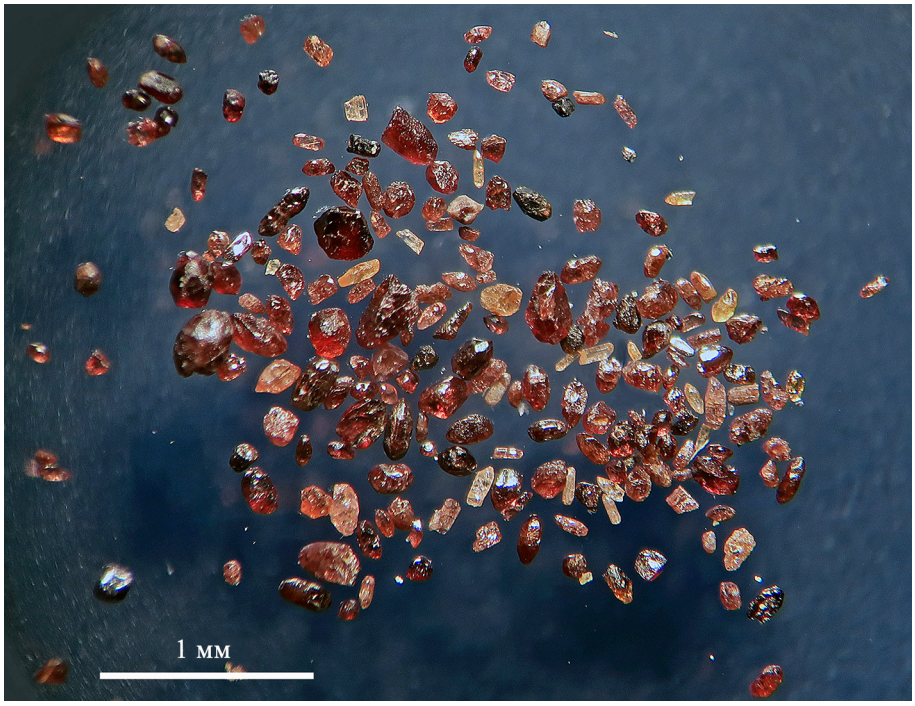


Рис. 3. Внешний облик зерен детритового циркона (часть пробы Пе-2926) из четвертичных гравийно-глинистых отложений обрамления пироксенитов Шигирских сопок Уфалейского блока.

Fig. 3. The view of some representative detrital zircon (Pe-2926) from Quaternary gravel-clay deposits framed pyroxenite of the Shigir hills of the Ufaley block.

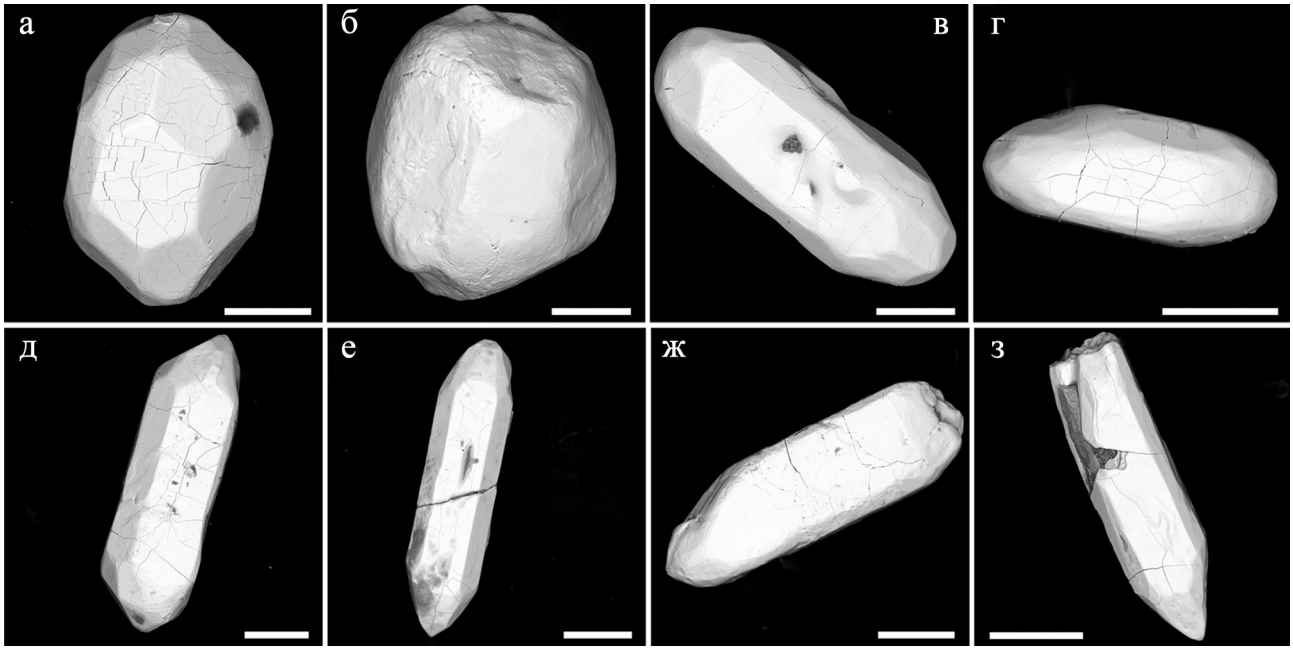


Рис. 4. Характерная форма зерен детритового циркона (проба Пе-2926) из четвертичных гравийно-глинистых отложений обрамления Шигирских сопок.

а–в – цирконы красновато-коричневого и темно-вишневого цвета; г – циркон светло-желтого цвета; д, е – циркон светло-розовый; ж – циркон вишневого цвета; з – циркон розовый. Изображения получены в режиме обратно рассеянных электронов (BSE). Длина масштабной линейки 100 мкм.

Fig. 4. Typical morphology of detrital zircon grains from the Quaternary gravel-clay deposits.

а–в – reddish-brown and dark cherry zircons; г – light yellow zircon; д, е – pink zircon; ж – cherry-colored zircon; з – pink zircon. Images were obtained in the back-scattered electron mode. The scale bar length is 100 microns.

По ядрам и оболочкам зерен циркона получено 253 определения изотопного возраста методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой, 109 определений соответствовали конкордантным значениям. Характеризуемая здесь выборка, для которой впоследствии определялись содержания редких элементов, составила 55 зерен, имеющих широкий разброс в возрасте; для всех них /D/ < 10%. В табл. 1 представлены геохимические характеристики зерен обломочного циркона и их датировки, требуемые для последующих интерпретаций.

Определение содержания редких элементов в зернах производилось в одной шашке в два этапа. На первом этапе ранее датированные 24 зерна анализировались только на микроэлементы, без иттрия. Кратер для определения содержаний микроэлементов располагался рядом с кратером на изотопный анализ. На втором этапе по 23 зернам проводилось одновременное определение возраста и содержания микроэлементов, включая иттрий, в одном кратере согласно методике (Червяковская и др., 2023).

Анализ микроэлементного состава цирконов проведен на ICP-MS NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR 213. Параметры приставки для ЛА: энергия лазерного излучения – диаметр кратера 25 мкм, частота повторения импульсов – 10 Гц, плотность энергии – 10.5–11.5 Дж/см^2. Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта SiO_2, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NISTSRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренное методом “взятия в вилку” через 10–12 измерений.

Для оценки содержаний Y использована корреляция с Yb, элементом близким к Y по химическим свойствам и позиции в решетке циркона. Измерения показали, что во второй партии Y четко коррелирует с Yb (r_{corr} = 0.98), и величина отношения Y/Yb для цирконов данной выборки лежит в интервале 2.6–3.0 при средней величине 2.832. После этого путем умножения содержания Yb на указанный коэффициент вычислены ориентировочные концентрации Y в первой партии зерен (24 зерна). Ни одна из расчетных величин не превысила уровень содержаний Y в зернах конкретной возрастной популяции. По мнению авторов, такой метод может использоваться для расчета содержаний иттрия в цирконе и последующей геохимической интерпретации.

Таблица 1. Возраст (млн лет) и содержание микроэлементов (г/т) в обломочных цирконах

Table 1. Age (Ma) and trace element content (ppm) in clastic zircons

№ п. п.	Точка	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	Sc	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd
1	117-1	485	482	437	14.63	1682	0.16	15.93	0.241	6.29
2	126	503	483	515	14.29	5954	3.25	40.06	1.65	18.24
3	111-2	566	544	Н.о.	0	1086*	0.25	9.37	0	1.54
4	104	572	546	Н.о.	21.01	2237	1.36	20.04	1.09	10.94
5	67-1	2010	2004	Н.о.	0	1281*	0.01	14.14	0.154	1.91
6	108-2	2028	2068	Н.о.	5.43	858*	0.35	12.3	0.41	3.96
7	149-1	2030	2068	435	11.69	592	0.01	29.63	0.463	5.67
8	148-1	2030	2152	429	8.95	1233	0.01	10.18	0	2.63
9	135-1	2039	2110	419	6.76	1443	0.01	7.9	0.53	6.69
10	133	2040	2044	459	6.84	1597	0.02	24.8	0.46	4.86
11	86-2	2042	1998	Н.о.	6.51	301*	0.01	8.59	0.162	2.1
12	74-2	2043	2033	Н.о.	14.49	690*	0.49	17.65	0.54	4.32
13	50-2	2044	2160	Н.о.	8.6	768*	0.08	26.56	0.118	2.76
14	131	2045	2033	464	4.45	1338	0.01	18.84	0.049	1.53
15	32-2	2045	2127	Н.о.	7.62	275*	0.01	21.1	0.48	6.97
16	11-1	2051	2097	Н.о.	7.19	501*	0.02	12.43	0.11	2.51
17	171-1	2052	1977	427	8.13	3683	2.07	49.27	1.7	22.62
18	7-1	2054	2202	Н.о.	14.26	850*	0.57	20.73	0.45	3.43
19	155	2056	2158	430	4.53	957	0.01	18.82	0.189	2.93
20	21-1	2057	1943	Н.о.	6.04	669*	0.062	17.2	0.17	3.38
21	175-1	2060	2149	470	12.16	1074	0.014	21.04	0.19	2.92
22	10-1	2063	2193	Н.о.	4.81	1086*	0.027	23.49	0.123	3.26
23	163-1	2067	2066	435	5.45	781	0.01	17.9	0	2.32
24	156	2069	2068	505	9.29	624	0.01	19.53	0	1.23
25	175-2	2072	2081	465	0	941	0.02	24.12	0.127	1.78
26	36-1	2095	2028	Н.о.	12.46	478*	0.24	18.47	0.238	2.78
27	86-1	2106	2091	Н.о.	17.7	858*	0.24	14.61	0.73	6.61
28	38-3	2291	2251	Н.о.	23.06	764*	0.47	40.8	0.74	1.29
29	139-1	2343	2358	431	15.59	380	0.48	2.94	0.3	4.76
30	110-1	2500	2521	Н.о.	0	787*	0.01	5.61	0.172	0.97
31	147-1	2697	2793	414	8.5	2018	0.08	31.82	0	1.13
32	82	2730	2799	Н.о.	9.08	500*	0.30	16.49	0.166	2.25
33	55	2776	2887	Н.о.	4.5	1005*	0.03	12.03	0	0
34	33	2853	3085	Н.о.	9.43	1608	0.82	36.54	0.94	10.47
35	28-2	2863	2687	Н.о.	3.67	452*	0.01	16.79	0	1.31
36	20	2863	2667	394	5.42	542	0.01	16.93	0.14	0.84
37	28-1	2864	2798	Н.о.	7.8	751*	0.01	23.76	0.148	1.04
38	176-1	2900	2899	503	0	920	0.03	24.56	0.181	4.55
39	152-1	2923	2813	443	24.13	1059	0.01	6.21	0.199	2.62
40	1-2	3006	2804	392	5.3	449	0.01	3.04	0.073	1.39
41	70-1	3074	3167	Н.о.	6.24	1190*	0.01	4.51	0.05	0
42	70-2	3115	3177	Н.о.	5.65	859*	0.07	2.5	0.014	0.7
43	77**	2032	1898	666	3.23	1161	0.01	4.41	0.091	1.85
44	66	2033	2175	Н.о.	21.62	919*	2.18	13.38	1.93	9.26
45	103	2040	1977	641	4.29	992	0.94	13.75	0.68	4.44
46	84-1	2085	2250	Н.о.	14.62	2070	4.2	29.94	3.38	22.01
47	13	2099	2039	447	3.21	681	0.84	8.48	0.74	4.25
48	27-1	2099	2163	Н.о.	20.1	658*	6.08	87.93	5.16	20.22
49	108-1	2192	2197	Н.о.	13.14	1104*	5.31	35.16	3.74	25.22
50	38-2	2316	2250	Н.о.	22.59	1225*	0.95	34.72	0.46	6.32
51	119	2346	2262	369	17.26	1437	8.44	35.37	6.26	33.01
52	89	2445	2689	Н.о.	14.47	1480	0.8	10.04	0.55	5.12
53	5-1	2933	2825	Н.о.	27.14	1974*	1.05	51.91	0.87	8.34
54	46-1	3101	3103	Н.о.	8.01	610*	0.99	15.65	0.79	5.1
55	46-2	3124	3148	Н.о.	9.05	1057	0.55	11.25	0.166	1.74

Таблица 1. Продолжение

Table 1. Continuation

№ п. п.	Точка	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	117-1	8.85	4.1	44	12.89	143.32	55.05	262.81	63.99	713.29	112.73
2	126	34.24	10.32	158.55	53.79	667.57	221.49	937.93	201.66	1961.42	254.65
3	111-2	3.62	0.88	13.46	4.3	59.36	21.44	113.68	29.38	383.36	71.62
4	104	13.32	3.02	51.92	15.72	210.1	73.31	325.91	73.09	790.01	110.22
5	67-1	3.86	0.187	30.33	8.95	115.09	42.83	184.07	42.98	452.36	62.35
6	108-2	5.77	0.46	27.73	7.39	97.06	29.91	131	31.36	303.06	43.23
7	149-1	9.7	0.86	36.93	11	122.71	42.3	187.86	43.65	199.09	27.66
8	148-1	5.82	1.26	16.33	4.61	52.91	19.1	83.31	20.34	420.5	58.47
9	135-1	10.92	2.67	50.16	14.54	163.31	54.44	211.1	45.02	428.37	58.22
10	133	10.81	0.89	42.03	13.6	163.16	55.79	238.48	53.9	570.56	75.99
11	86-2	2.21	0.78	8.78	2.8	29.73	9.6	45.38	9.7	106.26	16.19
12	74-2	3.91	0.57	14.18	5.2	68.33	24.33	109.38	25.96	243.57	36.76
13	50-2	4.65	0.64	18.6	6.1	80.21	27.59	115.3	27.61	271.29	40.67
14	131	2.57	0.28	8.86	2.79	32.88	11.46	45.55	11.64	464.32	63.04
15	32-2	12.61	1.25	43.75	11.77	146.36	46.18	202.3	43.81	97.09	17.33
16	11-1	3.68	0.393	21.24	5.68	65.45	20.63	82.94	18.6	177.06	26.38
17	171-1	35.38	8.27	124.06	37.36	396.69	120.22	493.42	107.92	1073.22	139.41
18	7-1	3.01	0.68	14.25	5	60.27	23.65	108	26.44	300.17	48.07
19	155	6.12	0.57	23.76	7.24	93.85	31.9	135.68	32.57	319.92	43.67
20	21-1	6.16	0.69	27.33	7.79	81.69	28.25	118.28	24.98	236.19	39.42
21	175-1	5.03	0.62	27.1	8.94	98.34	36.03	162.19	34.27	339.49	45.58
22	10-1	5.47	0.45	32.96	9.8	126.07	45.82	195.22	42.1	383.54	59.7
23	163-1	2.36	0.372	16.6	5.82	69.28	26.02	112.12	27.54	274.1	36.4
24	156	2.77	0.231	12.78	4.37	60.01	21.29	90.11	21.92	215.24	30.61
25	175-2	4.39	0.44	21.86	7.65	89.57	30.52	137.42	29.69	298.75	42.42
26	36-1	2.81	0.242	9.92	3.63	44.59	16.47	77.35	16.67	168.74	28.11
27	86-1	7.75	1.78	35.08	9.42	114.49	36.11	148.19	32.58	303.01	41.77
28	38-3	3.67	0.47	15.37	5.35	59.36	24.42	130.59	27.99	269.64	48.38
29	139-1	9.52	0.36	23.13	6.06	53.24	14.21	35.2	7.09	51.13	5.83
30	110-1	3.25	0.21	19.13	8.12	103.97	34.61	135.1	26.24	278.02	40.43
31	147-1	5.35	0.47	29.13	11.65	160.67	65.39	307.99	76.28	808.59	110.17
32	82	3.33	0.69	16.69	4.33	49.81	16.24	74.91	16.14	176.42	26.53
33	55	1.95	0.104	15.57	5.23	72.95	27.79	133.23	33.56	354.78	56.2
34	33	14.69	1.19	64.24	16	192.43	67.28	291.88	59.32	567.63	86.32
35	28-2	2.65	0.49	14.51	4.66	56.65	20.09	80.76	19.67	159.6	26.33
36	20	1.85	0.159	10.33	3.62	42.1	15.97	69.96	17.16	199.74	27.11
37	28-1	4.95	0.316	24.48	7.22	89.23	31.31	128.75	29.05	265.35	41.08
38	176-1	4.61	0.92	22.64	8.33	82.35	29.34	119.77	28.66	306.25	43.26
39	152-1	4.55	0.8	22.19	6.95	100.3	36.33	165.43	39.78	420.01	58.87
40	1-2	4.38	0.87	9.2	2.69	43.57	14.16	65.69	18.79	209.22	29.57
41	70-1	2.78	0.76	16.05	5.64	84.8	32.48	155.55	39.01	420.16	63.22
42	70-2	1.41	0.65	12.92	4.32	56.96	23.01	108.41	27.99	303.29	46.2
43	77**	4.91	0.55	22.86	10.11	119.08	42.06	179.15	40.6	395.89	55.47
44	66	5.28	2.31	16.84	6.52	78.11	29.03	125.72	30.05	324.61	45.01
45	103	7.85	1.24	26.46	9.59	99.33	34.29	141.28	32.28	326.19	42.48
46	84-1	16.44	2.28	63.69	18.33	204.66	67.49	288.36	69.25	730.97	103.35
47	13	4.88	0.67	16.21	5.65	69.15	23.71	102.66	21.98	207.6	28.68
48	27-1	13.62	3.51	26.28	6.62	69.17	24.79	108.94	24.5	232.26	38.49
49	108-1	10.21	1.63	33.17	9.42	101.51	36.36	168.15	36.19	389.74	61.55
50	38-2	4.74	0.85	23.86	8.42	109.42	39.42	192.11	46.48	432.7	69.5
51	119	26.78	2.16	38.76	11.29	129.12	46.47	227.01	61.62	678.28	92.01
52	89	2.89	1.84	16.77	6.14	81.88	35.64	180.32	46.96	522.5	80
53	5-1	13.4	4.71	66.71	21.47	242.44	82.6	336.9	73.36	697.13	106.77
54	46-1	5.78	1.05	17.15	6.77	75.6	25.87	117.73	23.46	215.39	34.41
55	46-2	1.71	0.57	11.25	4.7	64.59	25.94	132.69	33.36	373.12	66.08

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

№ п. п.	Точка	Hf	U	Th	REE общ.	(Sm/La)n	Ce/Ce*	Th/U
1	117-1	7939	107.42	172.85	1443.65	88.50	19.64	1.61
2	126	8126	311.14	528.32	4564.82	16.86	4.19	1.70
3	111-2	13750	123.39	86.07	712.27	23.17	45.36	0.70
4	104	11466	192.63	200.08	1700.05	15.67	3.98	1.04
5	67-1	11619	320.21	298.49	959.22	617.60	87.22	0.93
6	108-2	14740	473.54	296.59	693.99	26.38	7.86	0.63
7	149-1	8427	97.84	359.08	443.35	931.20	77.92	1.12
8	148-1	8564	172.51	109.82	969.75	1552.00	105.41	2.08
9	135-1	8061	179.13	227.75	1053.88	1747.20	26.27	1.27
10	133	11027	604.21	557.69	1255.52	91.03	20.31	0.92
11	86-2	9903	336.39	134.7	242.42	25.44	13.86	0.40
12	74-2	11208	364.32	275.19	555.19	12.77	8.31	0.76
13	50-2	10235	190.24	267.19	622.18	88.57	64.58	1.40
14	131	10827	367.61	389.31	1063.95	2017.60	73.72	1.06
15	32-2	11063	119.35	141.83	251.00	30.92	56.49	1.19
16	11-1	10843	214.3	249.05	437.12	294.40	64.44	1.16
17	171-1	7787	506.59	1058.62	2611.61	27.35	6.36	2.09
18	7-1	10454	859.56	230.27	614.72	8.45	9.91	0.27
19	155	9545	256.07	267.89	717.23	979.20	104.79	1.05
20	21-1	12141	220.85	281.11	591.59	158.97	40.55	1.27
21	175-1	9871	211.33	252.4	781.88	57.49	31.23	1.19
22	10-1	11134	262.47	247.04	928.03	324.15	98.67	0.94
23	163-1	10264	207.17	238.17	590.94	377.60	137.02	1.15
24	156	12591	450.96	384.87	480.20	443.20	149.50	0.85
25	175-2	9673	232.63	266.71	688.85	60.03	47.90	1.15
26	36-1	10888	137.01	145.38	390.26	18.66	18.67	1.06
27	86-1	8328	132.75	212.41	752.37	51.03	8.40	1.60
28	38-3	11993	231.78	190.38	628.54	12.49	16.75	0.82
29	139-1	12500	247.17	166.58	214.25	31.73	1.88	0.67
30	110-1	16771	322.13	112.82	655.95	42.62	9.37	0.35
31	147-1	10726	1942.28	998.92	1608.82	111.17	87.78	0.51
32	82	9487	423.77	242.09	404.30	17.70	17.86	0.57
33	55	13201	1248.3	325.61	713.43	94.55	506.91	0.26
34	33	10703	1443.68	1002.93	1409.75	28.66	10.07	0.69
35	28-2	12499	155.43	186.69	365.00	296.00	109.92	1.20
36	20	9777	515.3	319.72	444.45	424.00	406.42	0.62
37	28-1	12328	223.16	308.76	646.81	64.39	42.63	1.38
38	176-1	8662	284.95	268.53	675.45	295.04	88.38	0.94
39	152-1	7203	190.45	111.03	864.25	728.00	33.70	0.58
40	1-2	7599	298.54	114.83	402.65	700.80	27.24	0.38
41	70-1	8866	103.17	49.1	825.02	444.80	48.82	0.48
42	70-2	8767	72.64	29.42	588.44	32.23	19.33	0.41
43	77**	12246	494.48	168.78	877.04	785.60	35.39	0.34
44	66	10063	1228.07	170.17	690.23	3.88	1.58	0.14
45	103	10501	771.71	354.39	740.80	13.36	4.16	0.46
46	84-1	12525	669.04	558.63	1624.35	6.26	1.92	0.83
47	13	9424	1081.8	165.54	495.50	9.30	2.60	0.15
48	27-1	10421	472.05	266.3	667.57	3.58	3.80	0.56
49	108-1	14643	647.04	320.53	917.36	3.08	1.91	0.50
50	38-2	11925	412.06	334.03	969.95	7.98	12.71	0.81
51	119	12781	1027.26	376.2	1396.58	5.08	1.18	0.37
52	89	9894	427.73	62.78	991.45	5.78	3.66	0.15
53	5-1	8622	838.66	878.73	1707.66	20.42	13.15	1.05
54	46-1	10583	130.16	109.6	545.74	9.34	4.28	0.84
55	46-2	11843	1769.14	378.82	727.72	4.97	9.01	0.21

Примечание. *Рассчитанные содержания Y; все цирконы, расположенные ниже № 43 (точки 77**), по составу и облику отвечают в разной степени измененным разностям. Н.о. – элемент не определялся.

Note. *The calculated Y contents are noted by; all zircons located below No. 43 (points 77**) correspond to varying degrees of altered differences in composition and appearance. H.o. – the element was not determined.

Для определения генезиса цирконов использовались величины отношения Th/U, диаграммы (Sm/La)n–Ce/Ce*, La–(Sm/La)n (Hoskin, 2005), Hf–U/Yb, Yb–U (Grimes et al., 2007). Оценка предполагаемого состава протолита детритового циркона выполнена согласно методике CART2000 и анализу соотношений Hf–Y, подробно описанным в работе (Belousova et al., 2002).

Отметим также, что в данной работе мы используем названия стратиграфических подразделений докембрия согласно Международной стратиграфической шкале (Cohen et al., 2013), включающей для архея четыре эратемы ($AR_{1–4}$), для протерозоя – три ($PR_{1–3}$), где самый верхний стратон неопротерозоя – эдиакарий (635–541 млн лет). Последний термин мы далее употребляем для описания возраста относительно молодой популяции цирконов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Характеристика детритового циркона. Бóльшая часть (>50%) всех изученных зерен детритового циркона представлена полупрозрачными короткопризматическими или округлыми кристаллами и обломками буровато-красного или вишневого цвета размером 0.1–0.6 мм (см. рис. 4а–в, ж). Отдельные зерна достигают размера 0.8–1.0 мм. Более распространены неокатанные индивиды с хорошо развитыми гранями 010, 100, 110, 111, реже присутствуют слабоокатанные цирконы. На CL-изображениях они обычно имеют темные незональные ядра, окруженные более светлыми оболочками; изредка встречается обратная ситуация. Для некоторых зерен характерны ядра с осцилляторной зональностью, похожей на магматическую. Отмечаются ядра с пятнистой, секториальной или параллельной зональностью, иногда со следами растворения, перекристаллизации или регенерации. Облик и внутреннее строение детритовых цирконов иллюстрирует рис. 5.

Около трети выборки представлены полупрозрачным цирконом светло-розовой, светло-желтой и медовой окраски длиной 0.1–0.5 мм при L = 1:2–1.0:2.5 (см. рис. 4г). Зерна этой популяции имеют слабо скругленные очертания с развитыми гранями 010, 110, 111, изредка – 311. Центральные темные зоны таких цирконов занимают от 50 до 90% площади зерна, имеют пятнистое, слабозональное или секториальное строение со следами растворения. Цирконы обрастают очень тонкой светлой внешней каймой.

Около 20% изученных зерен образуют призматические кристаллы размером 300 мкм и менее желтоватой или слаборозоватой окраски или бесцветные (см. рис. 4д–е), L = 1:3–1:5, неокатанные либо обломочные, с преимущественным развитием граней 010, 110, 111. В цирконах этого типа видны темные ядра, зональные промежуточные части и обрастание более светлым зональным материалом.

Около 5–10% от всех изученных зерен детритового циркона, имеющих разную морфологию и возраст, содержат мономинеральные и полиминеральные включения (рис. 6). Среди них микрозондовыми исследованиями (см. выше) определена устойчивая ассоциация кварца, калиевого полевого шпата, апатита, мусковита и биотита (см. рис. 6д, е), которая встречается чаще всего и соответствует парагенезисам гранитов или гнейсов кислого состава. Ряд цирконов содержит многочисленные мелкие включения монацита, ксенотима, торита, уранинита и других редкометалльных и редкоземельных минералов. Для цирконов с такими включениями характерна высокая степень U-Pb изотопной дискордантности, что связано, по-видимому, с влиянием радиоактивного распада минералов-узников. Данная ассоциация минералов в УБ характерна для сиенитоидов и субщелочных гранитов козлиногорского комплекса, тела которых секут гнейсы и амфиболиты егустинской свиты вблизи ШС (Белковский и др., 2018).

Изредка циркон содержит включения глиноземистого амфибола, кислого и среднего плагиоклаза, альмандинового граната с примесью пиропового, спессартинового и гроссулярового компонентов, ильменита, магнетита и фенгита, что может указывать на метаморфическую природу материнских пород. Одно из включений идентифицировано как барит, встречается также галенит. Некоторые фазы не поддаются надежному определению из-за мелких размеров. Доминирующая минеральная ассоциация включений в детритовом цирконе свидетельствует о коровой природе протолита.

Возраст детритового циркона. Для изотопного U-Pb датирования использовано 176 зерен детритовых цирконов из пробы Пе2926. По ним было получено 253 определения, из которых 109 являются конкордантными (/D/ < 5%), а 22 – субконкордантными (5% < /D/ < 10%). Все полученные значения возраста укладываются в интервал 3124–485 млн лет с резко доминирующим максимумом на уровне 2100–2000 млн лет, отвечающему палеопротерозою (рис. 7) (76% всех конкордантных датировок). На гистограмме отчетливо фиксируются также небольшие максимумы, отвечающие мезоархею, неоархею и интервалу верхний неопротерозой (эдиакарий)–нижний ордовик. Последний диапазон соответствует наиболее часто встречающимся датировкам циркона, полученным для пород центральной части Уфалейского блока (Краснобаев и др., 2010; Шардакова, Червяковская, 2020).

Необходимо отметить полное отсутствие в изученной пробе детритовых цирконов с датировками 1800–800 млн лет, в том числе и с датировками 1650–1400 млн лет, близкими к возрасту цирко-

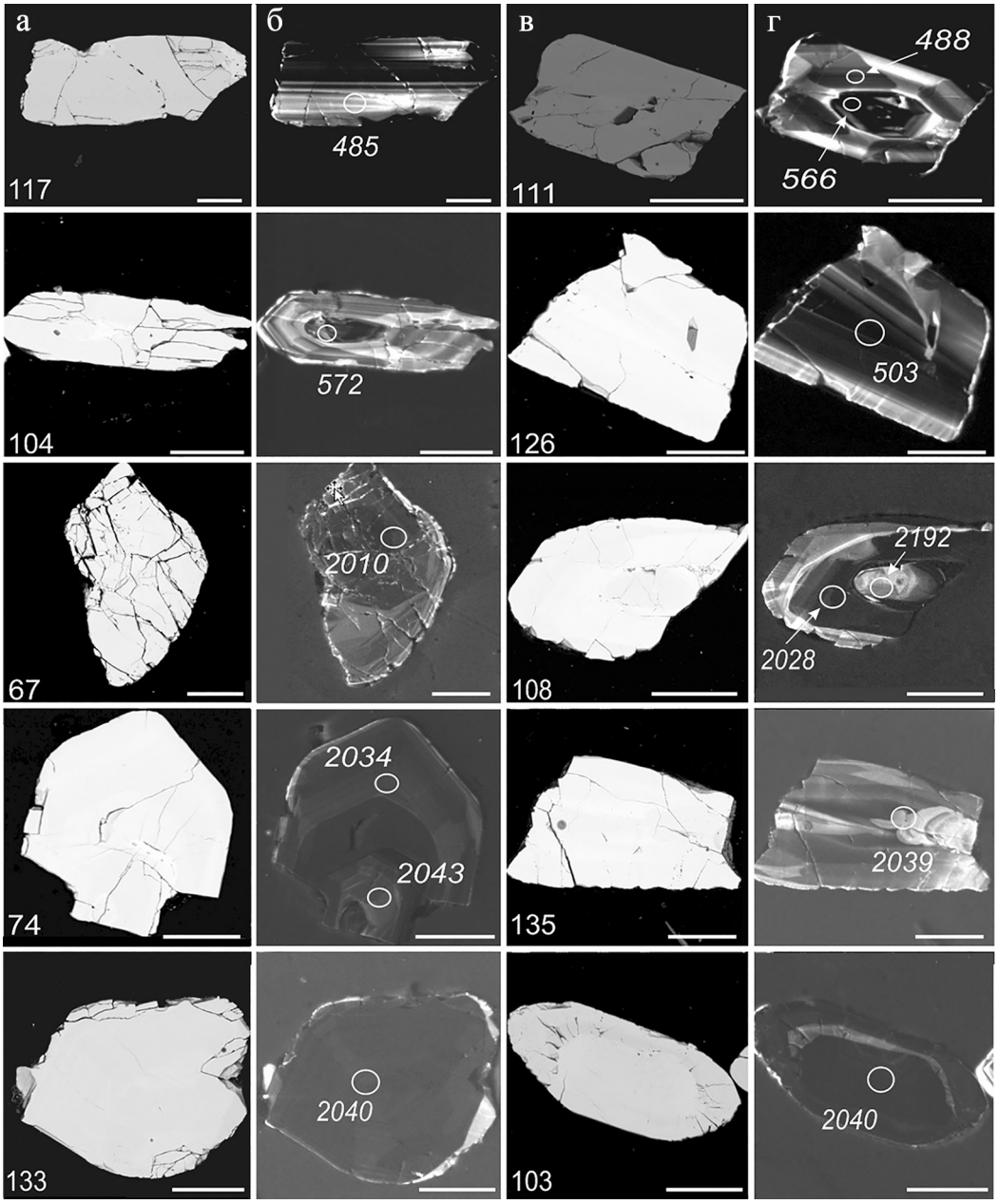


Рис. 5. Микрофотографии зерен циркона (проба Пе-2926) в обратно рассеянных электронах (а, в) и в режиме катодолюминесценции (б, г) с положением кратеров лазерной абляции и значениями U-Pb возраста (млн лет).

Длина масштабной линейки 100 мкм.

Fig. 5. Micrographs of zircon grains (Pe-2926) in backscattered electrons (а, в) and in cathodoluminescence mode (б, г) with the position of laser ablation craters and U-Pb age values (Ma).

The length of the scale bar is 100 μm.

нов из пироксенитов ШС (Краснобаев и др., 2013). То есть, несмотря на положение пробы непосредственно у подножия ШС, сложенных пироксенитами, циркон из них как будто не поступал в четвертичные отложения, что вызывает определенные вопросы. (Одна из возможных причин: количество обломочных зерен, вынесенных из клинопироксенитов, ничтожно, так как содержания циркона в этих породах крайне низкие и сами зерна очень мелкие).

Возрастной интервал 2100–2000 млн лет надежно установлен при датировании циркона из пород Тараташского и Александровского блоков, расположенных к юго-западу от УБ. По данным мно-

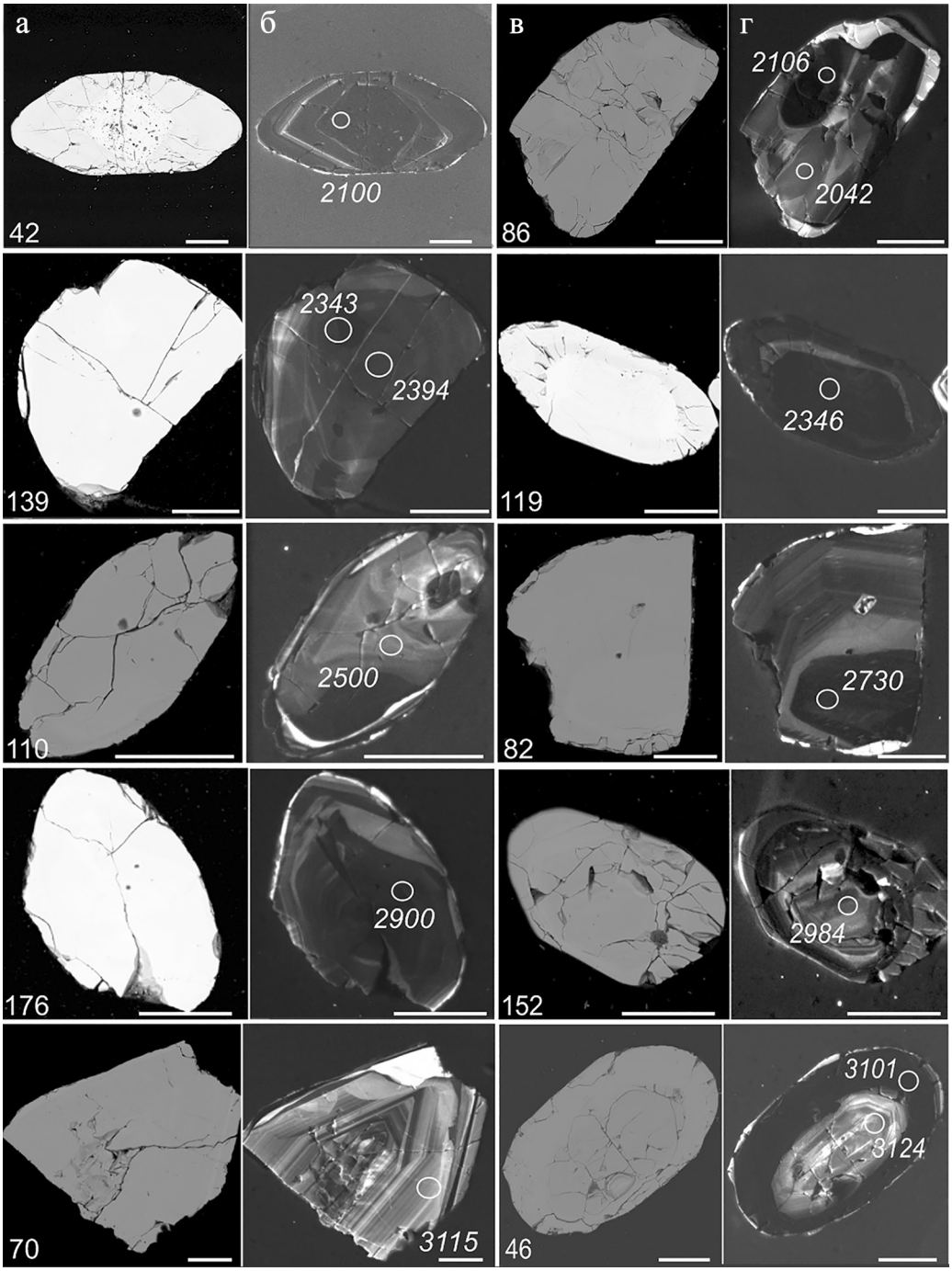


Рис. 5 (окончание). BSE-(а, в) and CL-(б, д)изображения типичных зерен обломочного циркона (проба Пе-2926) с положением кратеров лазерной абляции и значениями изотопного U-Pb возраста (млн лет).

Длина масштабной линейки 100 мкм.

Fig. 5 (ending). BSE-(а, в) and CL-(б, д)images of typical grains of detrital zircon (Pe-2926) with the position of laser ablation craters and U-Pb isotopic age values (Ma).

The length of the scale bar is 100 μm.

гих исследователей, в это время в указанных комплексах активно протекают процессы метаморфизма, анатексиса архейских гранулитов, происходит формирование мигматитов и внедрение гранитоидных интрузий (Синдерн и др., 2006; Пыстин и др., 2012; Тевелев и др., 2015; Пыстин, Пыстина, 2015).

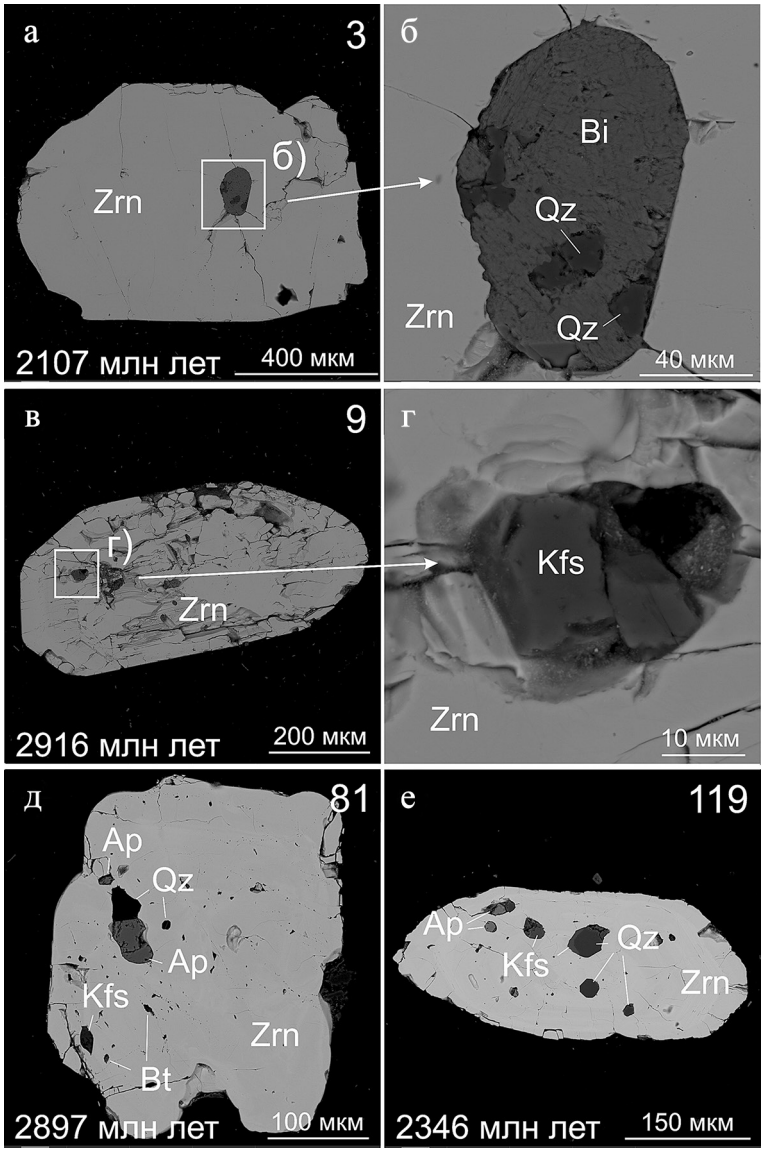


Рис. 6. Микрофотографии включений в зернах детритового циркона (проба Пе-2926).

Изображения в обратно рассеянных электронах. Индексы минералов по (Warr, 2021): *Zrn* – циркон, *Qz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Ap* – апатит, *Bt* – биотит.

Fig. 6. BSE-micrographs of inclusions in grains of detrital zircon.

Mineral indices according to (War, 2021): *Zrn* – zircon, *Qz* – quartz, *Kfs* – potassium feldspar, *Ap* – apatite, *Bt* – biotite.

Вероятно, часть датировок детритового циркона, представляющих в нашем случае главный возрастной пик, может фиксировать не “общность” протолита, а время указанных событий, синхронно проявленных в Тараташском, Александровском и Уфалейском блоках.

Одновременно при столкновении протократонов Волго-Уралии и Сарматии образуется Волго-Сарматский коллизионный ороген, сложенный кристаллическими комплексами с датировками 2000–2100 млн лет (Кузнецов и др., 2013). Эрозия этих образований приводит к накоплению детритового циркона возрастом 2064 млн лет в основании айской свиты нижнего рифея (там же). Явное совпадение в профиле кривых распределения относительных вероятностей возрастов изученных зерен из УБ и цирконов из пород Тараташского блока (Тевелев и др., 2015) может указывать на сходство в истории геологического развития этих образований. Предположение о том, что часть детритового циркона привнесена из промежуточных коллекторов, существовавших на рассматриваемой территории после перми–триаса, не подтверждается из-за отсутствия в изученной выборке цирконов с нижне-

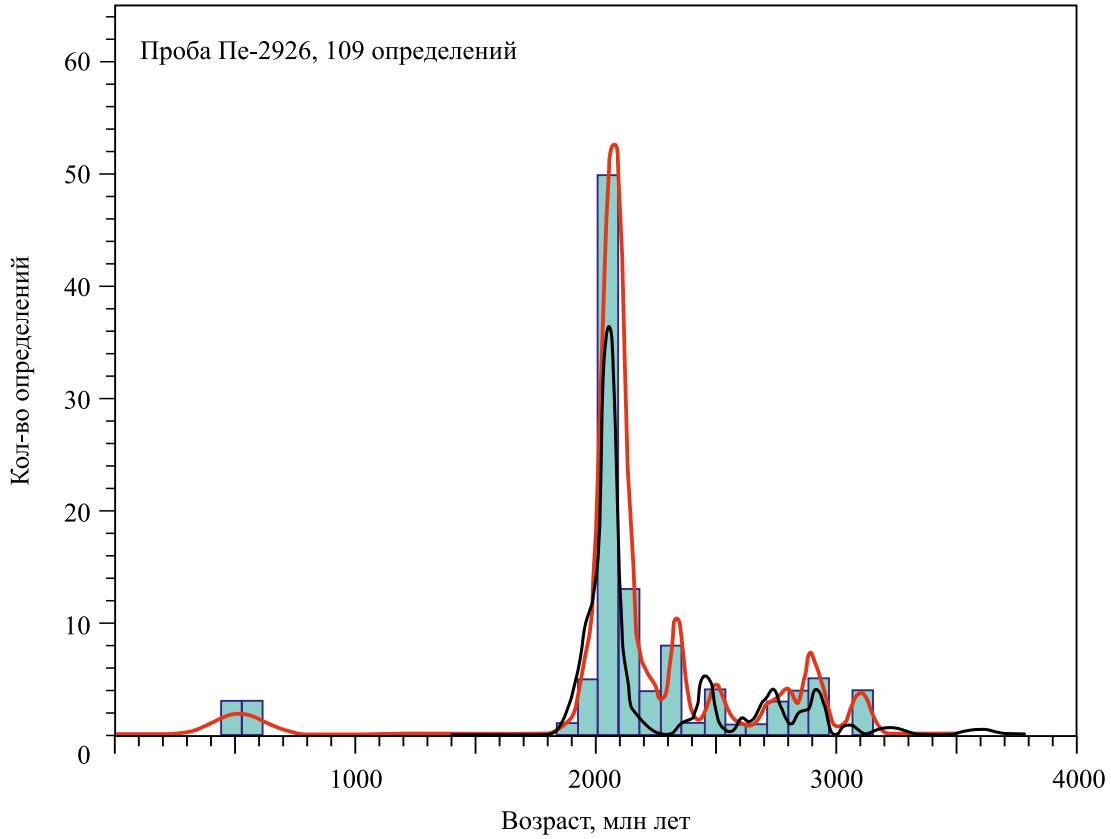


Рис. 7. Гистограмма распределения, кривая относительной вероятности (красная линия) возрастов детритового циркона из четвертичных отложений Уфалейского блока и кривая относительной вероятности (черная линия) распределения возрастов детритового циркона из песчаников айской свиты верхнего палеопротерозоя (Кузнецов и др., 2013).

Fig. 7. Histogram and relative probability curve (red line) showing ages of detrital zircon from the Quaternary deposits of the Ufaley block and the relative probability curve (black line) showing the age distribution for detrital zircon from sandstones of the Ai Formation of the Upper Paleoproterosoic age (Kuznetsov et al., 2013).

и среднепалеозойским и мезозойским возрастом. Хотя, в принципе, если такой циркон и отсутствует, коллекторы теоретически могут существовать.

Геохимические характеристики детритового циркона. В изученных нами детритовых цирконах обычно величина Th/U > 0.3 (до 2.1) и не зависит от возраста и внутренней структуры зерен (см. табл. 1). Единичные цирконы с Th/U = 0.1–0.2 никакой геохимической спецификой не обладают. Считается, что величина отношения Th/U является одним из критериев, позволяющих отличать магматические цирконы от преобразованных разностей (Hoskin, Schaltegger, 2003; Fu et al., 2009; Hu et al., 2012; Li et al., 2014; Zhong et al., 2018). Низкие величины этого отношения чаще имеют цирконы метаморфического генезиса, но есть и обратные случаи (Harrison, Schmitt, 2007). Исследователи приводят разные граничные величины этого параметра: 0.5 по (Kirkland et al., 2015), 0.2 по (Hoskin, Schaltegger, 2003), и даже 0.1 (Teipel et al., 2004). Отмечается также, что статистически Th/U > 1.5 чаще фиксируются в цирконах из базитов (Kaczmarek et al., 2008; Linnemann et al., 2011; Романюк и др., 2018). Многочисленные новые данные показывают, что значение отношения Th/U изменчиво в цирконах из пород разного генезиса, и лишь в отдельных случаях может быть использовано в качестве индикатора их природы (Арзамасцев и др., 2007; Каулина, 2010; Балашов, Скублов, 2011; Кожевников, Земсков, 2014; Shardakova et al., 2021).

Сумма РЗЭ в исследуемых цирконах варьируется от 200 до 4500 г/т. Отношение тяжелых РЗЭ к легким меняется от 4 до 124, (Lu/La)n (нормировано по хондриту) – от 51 до 50 000, Ce/Ce* – от 1.18 до 507; Eu/Eu* – от 0.05 до 0.76. Наиболее широкий диапазон величин (Lu/La)n характерен для цирконов палеопротерозойского возраста (PR_1). Тренды распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в большинстве зерен характеризуются резким подъемом от легких к тяжелым элементам. На рис. 8а–д приведены тренды распределения РЗЭ для изученных цирконов разных возрастных групп.

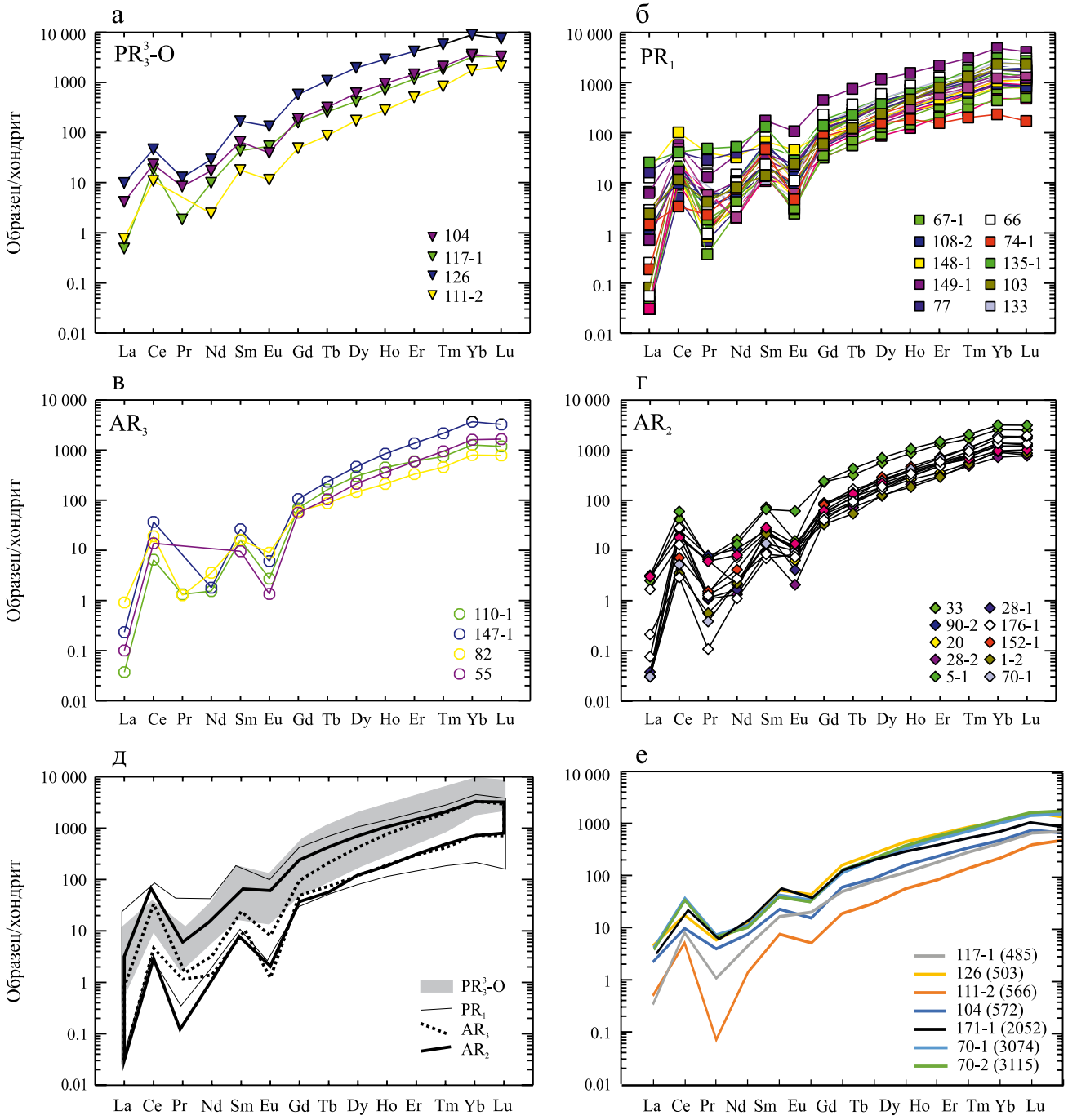


Рис. 8. Хондрит-нормированные тренды (Sun, McDonough, 1989) распределения РЗЭ в детритовых цирконах.

а–г – отдельно по возрастным группам; д – сводные поля по всем возрастным группам; е – тренды цирконов, соответствующих “океаническому” типу, по (Grimes et al., 2007).

Fig. 8. Chondrite-normalized (Sun, McDonough, 1989) REE distribution trends in detrital zircon.

а–г – separately in age groups; д – summary fields for all age groups; e – distribution of REE in zircon corresponding to the “oceanic” type according to (Grimes et al., 2007).

Отдельно (рис. 8е) построена диаграмма для цирконов “океанического” типа.

В детритовых цирконах наблюдается широкий разброс концентраций Hf (от 7203 до 16771 г/т) и Y (от 270 до 5900 г/т). Цирконы эдиакарско-ордовикского возраста характеризуются наиболее высокими содержаниями Y.

Известно, что концентрация титана в цирконе рассматривается как функция температуры образования минерала (Ferry, Watson, 2007). Однако его повышенные содержания (>30 г/т) связывают с сорбцией титана микропорами и трещинами либо дефектами, формирующимися в процессе структурного разупорядочения и гидратации циркона под воздействием радиоактивного распада U (Harrison, Schmit, 2007). В таком случае использовать содержания Ti в цирконе для расчета температур не следует. Поэтому несколько зерен детритового циркона, содержащих 80–100 г/т Ti, исключены из выборки для датирования и анализа геохимии.

Природа и вероятные источники детритового циркона. Геохимические особенности детритовых цирконов широко используются для определения природы и состава источников сноса (Hoskin, Ireland, 2000; Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kaczmarek et al., 2008; Ферштатер и др., 2012; Kostitsyn et al., 2015; Grimes et al., 2015; Kirkland et al., 2015; и др.). В изученной выборке более половины всех зерен циркона по соотношениям La, (Sm/La)n и Ce/Ce* попадают в поле магматических разностей (M), остальные располагаются в промежуточной области между магматическими и гидротермальными (H) цирконами (рис. 9). Вероятно, часть цирконов все же подверглась незначительным преобразованиям. Такие цирконы нередко характеризуются пористой структурой (Смолькин и др., 2020; Аранович и др., 2022), которая встречается и в некоторых зернах из изученной выборки. Однако цирконы с “гидротермальными” геохимическими характеристиками могут формироваться и на позднемагматической стадии кристаллизации пород или в связи с их метаморфическими преобразованиями (Hoskin, Schaltegger, 2003).

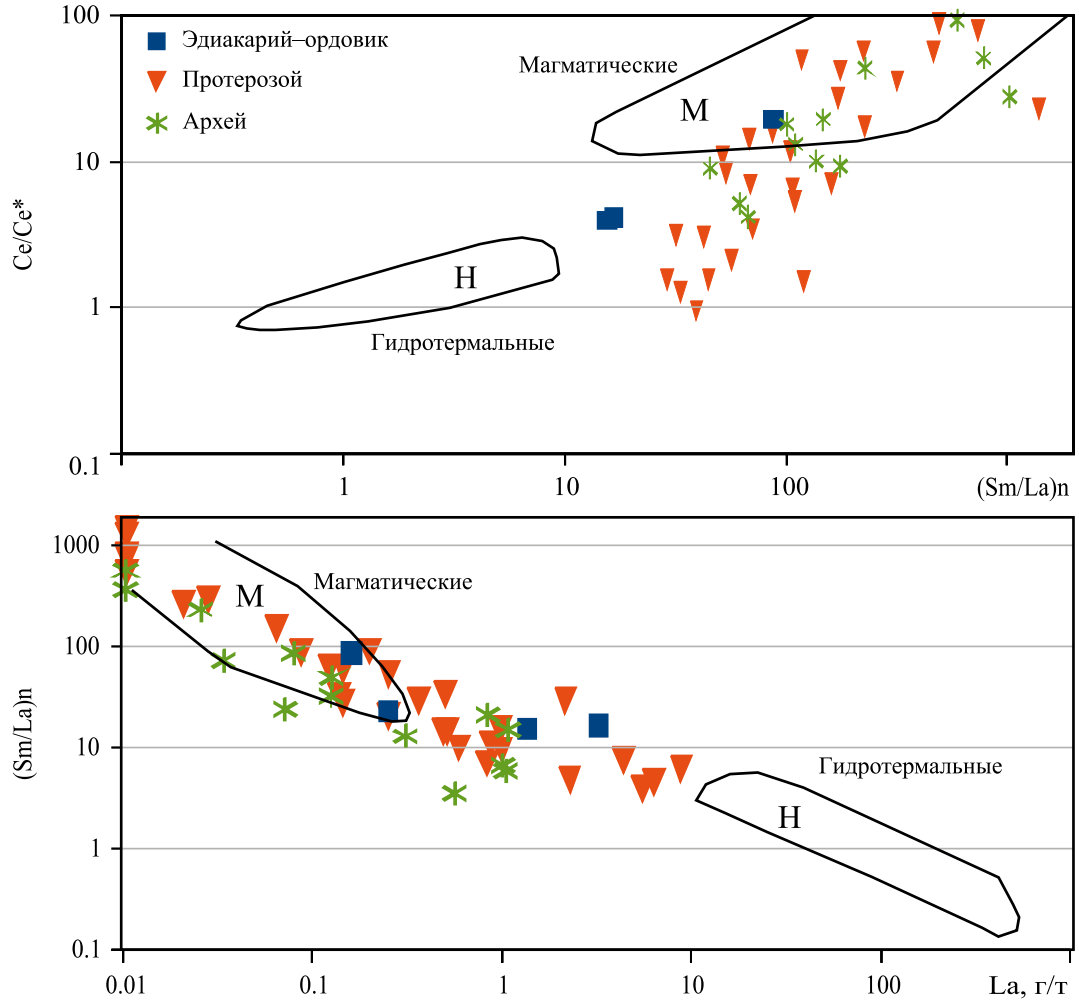


Рис. 9. Диаграммы Ce/Ce*–(Sm/La)n и (Sm/La)n–La для составов изученного детритового циркона с полями магматического или гидротермального циркона, по (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Fig. 9. Diagrams Ce/Ce*–(Sm/La)n and (Sm/La)n–La for studied zircon with fields of magmatic and hydrothermal zircon (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Типичные магматические цирконы, как правило, характеризуются сравнительно невысоким содержанием ЛРЗЭ, особенно La, интенсивной положительной аномалией Ce и отрицательной – Eu (Belousova et al., 2002). В изученной выборке существенная часть зерен по геохимическим признакам отвечает магматическому циркону. Устойчиво пониженными суммарными содержаниями РЗЭ обладают цирконы древнее 2900 млн лет (см. табл. 1). В выборке практически нет зерен с пологими трендами распределения РЗЭ, характерными для гидротермально измененных разностей.

Согласно работам (Grimes et al., 2007, 2015), по соотношениям Yb–U и Hf–U/Yb в цирконе можно выделить "континентальный" и "океанический" типы источников. Большинство фигуративных точек изученных детритовых цирконов лежит в "континентальном" поле (рис. 10). Это согласуется с преобладающей кварц-калишпат-биотит-апатитовой минеральной ассоциацией включений в цирконах, также свидетельствующей, что источником большей части архейско-протерозойских цирконов послужили породы континентальной коры. Данное обстоятельство подчеркивает сходство изученных цирконов с цирконами из близких по возрасту пород тараташского и александровского комплексов, для которых по изотопным данным установлена континентальная природа протолита (Ронкин и др., 2012; Сомсикова и др., 2022). Это позволяет считать, что небольшой сектор УБ, в котором находятся клинопироксениты ШС, является близким аналогом комплексов пород Александровского и Тараташского блоков, где залегают сходные ультрамафиты. Тем не менее составы нескольких детритовых цирконов, преимущественно эдиакарского и ордовикского возраста, попадают в "океаническое" поле. Факт наличия ордовикских цирконов такого типа не противоречит общей геотектонической ситуации, существовавшей на Урале в это время.

Особенности внутренней структуры зерен детритового циркона и характер распределения в них РЗЭ показывают, что значительная часть цирконов имеет магматическое происхождение. Как известно, геохимические особенности акцессорного циркона несут информацию о составе материнских магматических пород, и это показано на большом объеме статистического материала (Belousova et al., 2002). Результаты этих исследований можно использовать и для интерпретации состава пород – источников детритового циркона, хотя сделанные на этой основе выводы всегда будут иметь вероятностное значение. На диаграмму Hf–Y (рис. 11) вынесены точки цирконов, составы которых отвечают магматическому происхождению.

Точки составов преобладающей части циркона всех возрастных групп (AR_3, AR_4, PR_1 и PR_3^3–O) лежат в поле источников основного и среднего состава (II – "долериты-базиты" и III – "диориты"). Отдельные точки располагаются в поле "гранитного" источника (см. рис. 11). Сходные результаты для большинства зерен циркона получены и при использовании мультиэлементного "древа" по методике CART2000 (интервалы концентраций Lu, Hf, Y, U, Yb) (Belousova et al., 2002). Эти прогнозы не противоречат составу егустинской свиты, представленной полосчатой амфиболит-гнейсовой толщей, в поле развития которой отобрана проба на детритовый циркон. Эти метаморфиты секутся дайками гранитов эдиакарского битимского и сиенитов ордовикского козлиногорского комплексов (Белковский, 2011; Белковский и др., 2018; Шардакова, Чер-

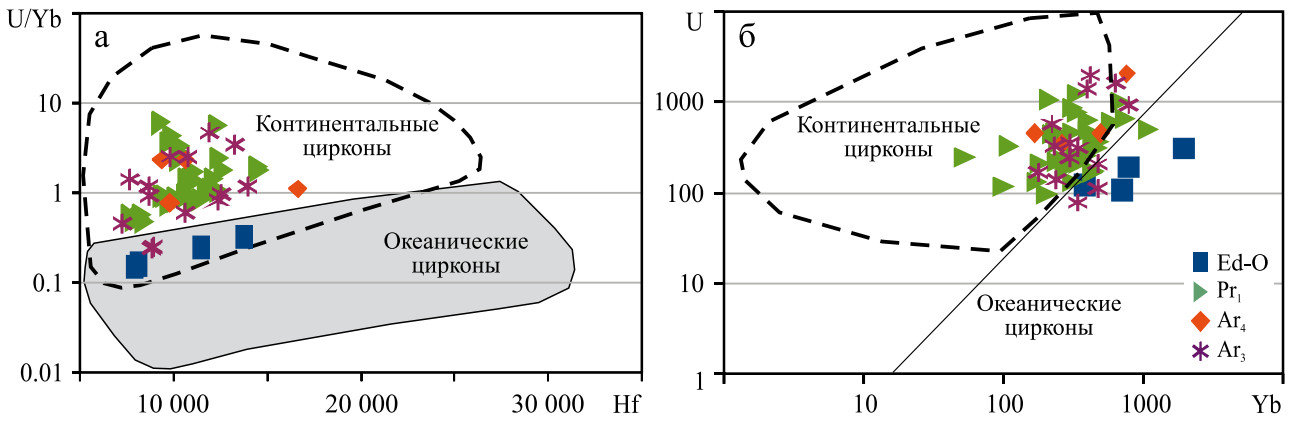


Рис. 10. Диаграммы U/Yb–Hf (а)и U–Yb (б) для состава циркона.

Поля для циркона из континентального и океанического типов источника, по (Grimes et al., 2007). Ed – эдиакарий.

Fig. 10. Diagrams U/Yb–Hf (a) and U–Yb (б) for zircon.

Fields – zircon from continental and oceanic types of substrates (Grimes et al., 2007). Ed – Ediacarian.

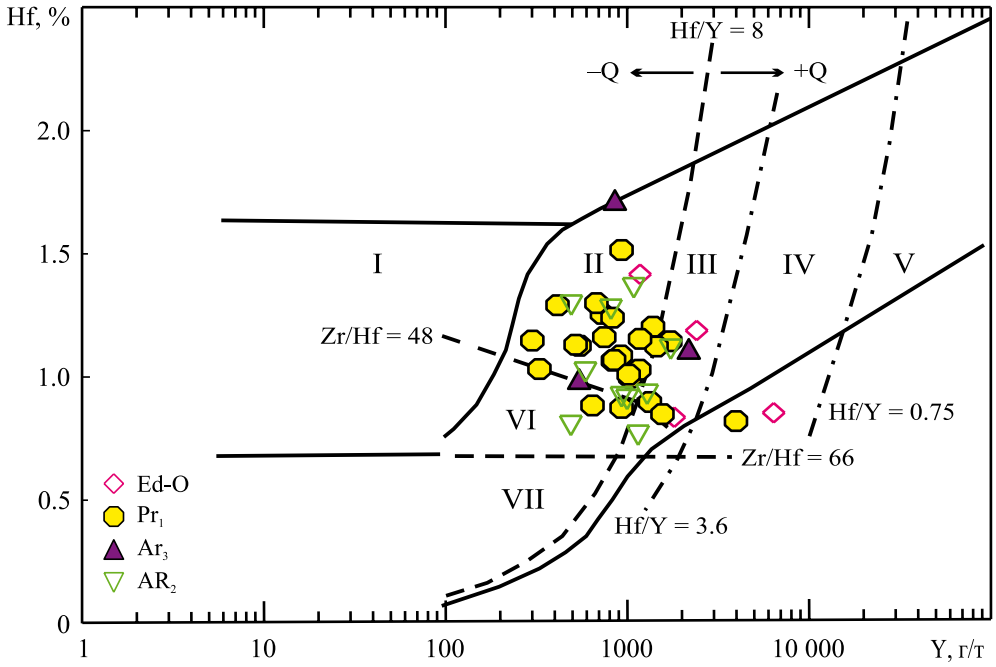


Рис. 11. Диаграмма Hf–Y для детритового циркона (Belousova et al., 2002).

Поля составов источников: I – кимберлиты, II – породы ультраосновного, основного и промежуточного состава (“долериты и базиты”), III – кварц-полевошпатовые породы среднего состава (“диориты”), IV – фельзические (кварц-полевошпатовые) породы с высоким содержанием SiO_2 (“граниты”), V – грейзены, VI – щелочные породы и щелочные метасоматиты (“сиениты/монцониты”), VII – карбонатиты. Ed – эдиакарий.

Fig. 11. Hf–Y diagram for detrital zircons (Belousova et al, 2002).

The fields of the source compositions are: I – kimberlites, II – rocks of ultrabasic, basic and intermediate composition (“dolerites and basites”), III – quartz-feldspar rocks of medium composition (“diorites”), IV – felsic (quartz-feldspar) rocks with a high SiO_2 content (“granites”), V – greisen, VI – alkaline rocks and alkaline metasomatites (“syenites/monzonites”), VII – carbonatites. Ed – Ediacarian.

вяковская, 2020; Шардакова и др., 2022). В условиях плохой обнаженности западной части УБ можно предполагать, что среди развитых здесь метаморфитов присутствуют реликтовые блоки или фрагменты AR-PR-образований. Для сопоставления составов детритового циркона с цирконами из магматических и метаморфических пород УБ и расположенных юго-западнее тараташского и александровского комплексов можно использовать соотношения в породах U и Th (рис. 12). Обращает на себя внимание сходство поведения этих элементов в главной (PR_1) популяции детритового циркона УБ с таковым в цирконе из гранулитов тараташского комплекса и существенное отличие от цирконов из мигматизированных афиболитов восточного фланга Тараташского блока, шигирских пироксенитов и амфиболитов егустинской свиты. Отметим, что для самой молодой (V-O) популяции изученных детритовых цирконов соотношения U–Th и датировки практически аналогичны таковым для цирконов из сиенитов ордовикского козлиногорского комплекса.

Учитывая сходство геохимии и преобладание протерозойских датировок (2100–2000 млн лет) цирконов в Уфалейском и Тараташском блоках, можно предполагать сходный сценарий геологического развития этих структур на раннем, докембрийском, этапе, после которого строение Уфалейского блока было сильно изменено в результате проявлений тектонотермальных событий позднепалеозойского возраста в связи с формированием зоны Главного Уральского разлома и неоднократным внедрением гранитоидных интрузий.

Представления о докембрийском возрасте образований Уфалейского блока. На геологических картах нового поколения (Государственная... 2021) возраст егустинской и слюдяногорской свит в западной и центральной частях Уфалейского блока принят за протерозойский. И эти представления много десятилетий основывались на Pb-Pb изотопном возрасте иттроэпидота (Минеев, 1959; Овчинников и др., 1964) из пегматитов, нескольких опубликованных K-Ar и U-Pb датировках, не подкрепленных цифровым аналитическим материалом (Краснобаев и др., 1998; Белковский, 2011) и оценках высокого уровня метаморфизма и степени деформаций гнейсов и амфиболитов (Кейльман, 1974).

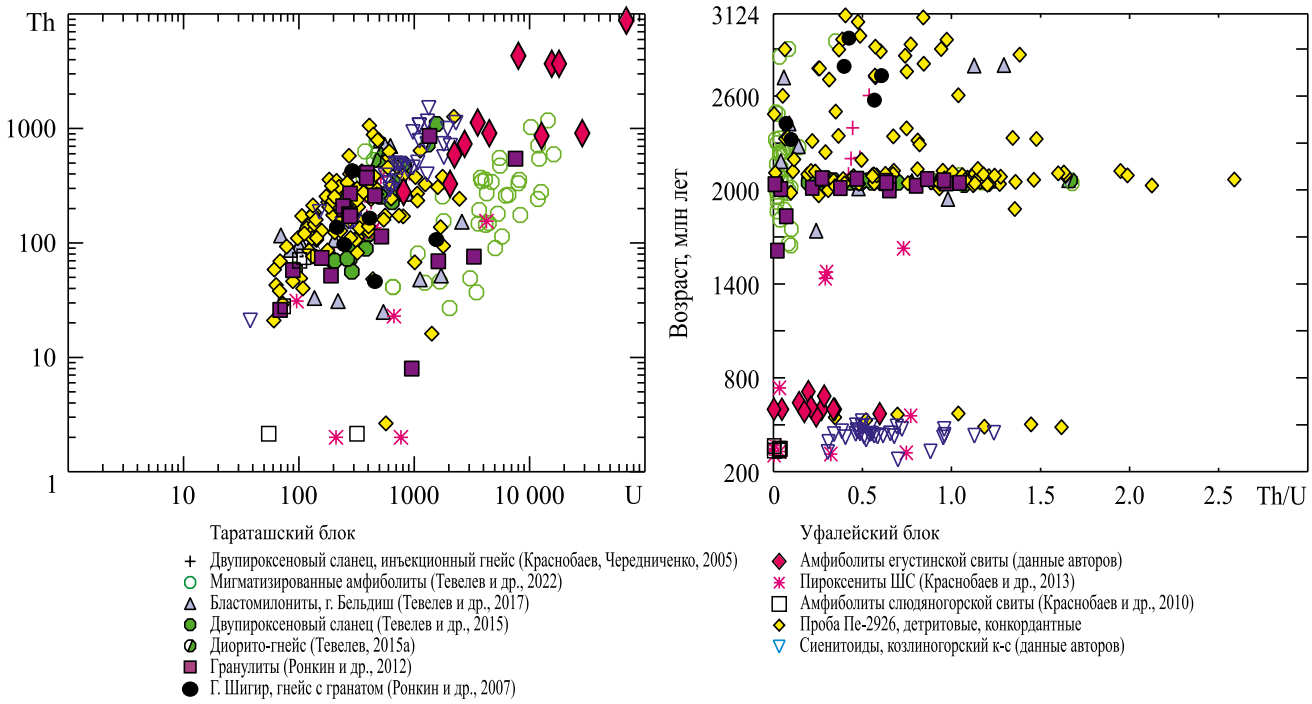


Рис. 12. Диаграммы U–Th, Th/U–возраст (млн лет) для изучаемых детритовых цирконов в сравнении с цирконами из метаморфических и магматических пород Уфалейского и Тараташского блоков.

Fig. 12. U–Th and Th/U–Age (Ma) diagrams for studied detrital zircons in comparison with zircons from metamorphic and igneous rocks of the Ufaley and Taratash blocks.

Возрастные определения для пород УБ, появившиеся в последние 10–15 лет и заслуживающие обсуждения, укладываются в интервал от кембрия до позднего палеозоя и раннего триаса (Hetzel, Romer, 1999; Hetzel, Glodny, 2002; Краснобаев и др., 2010; Белковский, 2011; Шардакова, 2016а). Несомненно, комплексы УБ испытали глубокие преобразования, связанные с тектоническими деформациями, сопутствующими формированию зоны Главного Уральского разлома, которую подстилают породы восточного края УБ (Echtler et al., 1997; Hetzel, Glodny, 2002). По-видимому, термальное воздействие на породы УБ и их изотопные системы оказали и позднепалеозойские гранитоидные интрузии (Hetzel, Romer, 1999; Шардакова и др., 2015, 2016а). Косвенным свидетельством вероятного существования в УБ блоке докембрийских образований стали датировки гранитоидов битимского комплекса – 579 млн лет (Шардакова, Червяковская, 2020; Государственная…, 2021), прорывающих амфиболиты и гнейсы слюдяногорской свиты в центральной части блока. До настоящего времени единственными достоверным определением протерозойского возраста в породах УБ являются данные по цирконам из пироксенитов ШС, залегающих среди амфиболит-гнейсовой толщи егустинской свиты на западе УБ. По данным А.А. Краснобаева с соавторами (2013), возраст ядра одного из зерен составляет 1651 млн лет, а конкордантный возраст еще двух цирконов – 1444 млн лет. Результаты этого исследования не согласуются с ранее опубликованными данными о возможном кембрийском возрасте метаморфических пород УБ, вмещающих ультрамафиты (Краснобаев и др., 2010), что усилило наш интерес к изучению детритового циркона.

Проведенное изучение детритового циркона из четвертичных глинисто-гравийных отложений западной части УБ показало доминирование в пробе палеопротерозойских цирконов с датировками 2100–2000 млн лет с небольшой долей цирконов архейского и эдиакарско-раннеордовикского возраста при полном отсутствии зерен с датировками в интервале 1800–800 млн лет. Структура, состав и геохимические характеристики цирконов “протерозойского максимума” частично отражают континентальную природу протолита и соответствуют цирконам Тараташского и Александровского блоков, расположенных юго-западнее и представляющих собой выступы кристаллического цоколя Восточно-Европейской платформы.

Анализ комплекса признаков детритового циркона из отложений УБ позволяет предполагать сходство состава протолита и в целом докембрийской истории геологического развития Уфалейского, Тараташского и Александровского блоков, сближенных в структуре современного Уральско-

го орогена. Эта гипотеза допускает также одновозрастность и генетическое родство пироксенитов и израндитов Уфалейского и Александровского блоков, формирование которых, по всей видимости, происходило в палеопротерозое на краю Восточно-Европейской платформы.

ВЫВОДЫ

Для решения проблемы возраста и оценки геотектонических условий формирования высокоизвестковистых ультрамафитов и окружающих их метаморфических пород егустинской свиты в западной части Уфалейского блока выполнено U-Pb датирование и изучение геохимических особенностей обломочного циркона из четвертичных глинисто-гравийных отложений у подножия Шигирских сопок. Из группы цирконов с конкордантными значениями возраста 76% приходится на палеопротерозой (пик на гистограмме возрастов, 2100–2000 млн лет), 12% – на мезоархей, по 6% – на неоархей и интервал поздний неопротерозой(эдиакарий)–ордовик.

В выборке цирконов, представляющей все возрастные группы, для оценки состава и природы предполагаемых типов материнских пород методом LA-ICP-MS выполнено около 50 определений концентраций редких и редкоземельных элементов. Комплексный анализ внутреннего строения, зональности и геохимических характеристик обломочных цирконов показывает, что бóльшая их часть соответствует магматическому генезису. Доминирующая в последних кварц-калишпат-биотит-апатитовая ассоциация минералов-узников и соотношения таких индикаторных элементов, как U, Yb, Y, Hf, являются показателями “континентального” типа субстрата, из которого был вынесен циркон. По другим геохимическим критериям материнскими породами могли служить базиты, диориты и граниты, что не противоречит составу метаморфических и ортомагматических пород, развитых в западной части Уфалейского блока.

Архейско-протерозойский возраст, “континентальная” природа и предполагаемый состав источников детритового циркона УБ сближают его с цирконами из пород Тараташского блока, что может служить аргументом в пользу сходства палеогеодинамической истории Тараташского и западной части Уфалейского блоков. Редкий детритовый циркон молодой популяции по особенностям строения, возрасту и геохимии близок к таковым из гранитоидов битимского и сиенитов козлиногорского комплексов, секущих породы егустинской свиты в обрамлении ШС.

Морфология, крупный размер и относительно низкая степень окатанности изученного детритового циркона свидетельствуют о его незначительном переносе и, как следствие, преобладании местных источниках сноса. Это дает основание предполагать присутствие в метаморфической толще западной части Уфалейского блока, где на поверхность выведены пироксениты Шигирских сопок, фрагментов докембрийских комплексов “тараташского” типа и подтверждает предположение, что западная часть УБ, отделенная от центральной и восточной разрывными нарушениями, является, как Тараташский и Александровский блоки, фрагментом архейского протократона Волго-Уралия (Kuznetsov et al., 2017; Романюк и др., 2018). Впоследствии, войдя в состав палеопротерозойского орогена, они могли развиваться совместно. Следы такого единства, по-видимому, были стерты в палеозое в результате вовлечения Уфалейского блока в процессы, связанные с формированием Уральского подвижного пояса, структуры Главного Уральского разлома и проявлений активного палеозойского магматизма.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А. (2022) Океанический циркон как петрогенетический индикатор. *Геология и геофизика*, **63**(4), 522-549. https://doi.org/10.15372/GiG2019187

Арзамасцев Ф.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Беляцкий Б.В., Шаматрина А.М., Антонов А.В., Ларионов А.Н., Родионов Н.В., Сергеев С.А. (2007) Длительность формирования палеозойской магматической системы в центральной части Кольского полуострова: U–Pb, Rb–Sr, Ar–Ar данные. *Докл. РАН*, **413**(5), 666-670. https://doi.org/10.1134/S1028334X07030257

Балашов Ю.А., Скублов С.Г. (2011) Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов. *Геохимия*, (6), 622-633. https://doi.org/10.1134/S0016702911040033

Белковский А.И. (1987) Биотиты и вермикулиты уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Средний Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 59 с.

Белковский А.И. (2011) Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМИН УрО РАН, 234 с.

Белковский А.И. (1989) Симплектит-эклогиты Среднего Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 190 с.

Белковский А.И., Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В., Удачин В.Н., Коновалова Е.В. (2018) Новые данные по минералогии и петрогеохимии щелочных пород козлиногорского комплекса. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **17**(4), 308-325. https://doi.org/10.17072/psu.geol.17.4.308

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. (2021) Изд. второе. Сер. Южно-Уральская. Л. N-41-I (Кыштым). Объяснит. зап. Минприроды России, Роснедра, Челябинскнедра, ОАО “Челябинскгеосъемка”. М.: Моск. фил. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 181 с.

Гребенников А.В., Ханчук А.И. (2021) Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы. *Тихоокеан. геол.*, **40**(1), 3-24. https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24

Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических эле-

ментов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 381 с.

Григорьев Н.А. (2005) Циркон как носитель циркония и гафния в верхней части континентальной коры. *Литосфера*, (1), 143-149.

Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Докт. дисс. в форме научн. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 388 с.

Каулина Т.В. (2010) Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты, 144 с.

Кейльман Г.А. (1974) Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 196 с.

Кожевников В.Н., Земсков В.А. (2014) Гидротермальные цирконы из рудных амфиболитов массива Травяная Губа, Северная Карелия. *Тр. Карельск. НЦ РАН*, (1), 76-89.

Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. (2010) Хадей-архейские детритовые цирконы из ятулийских кварцитов и конгломератов Карельского кратона. *Докл. РАН*, **431**(1), 85-90.

Коротеев В.А., Огородников В.Н., Ронкин Ю.Л., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. (2009) Полигенность и полихронность пегматитов гнейсово-амфиболитовых комплексов как результат прерывисто-непрерывного развития шовных зон (на примере Уфалейского метаморфического блока, Средний Урал). *Докл. РАН*, **429**(4), 513-517

Краснобаев А.А. (1986) Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 145 с.

Краснобаев А.А., Нечеухин В.М., Соколов В.Б. (1998) Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы. *Урал. минералог. сб*. Миасс: УрО РАН, (8), 196-206.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. (2011) Цирконология ирандитов (Южный Урал). *Докл. РАН*, **439**(3), 394-398.

Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. (2013) Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал). *Докл. РАН*, **450**(5), 586-591. https://doi.org/10.7868/S0869565213170192

Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А. (2010) Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 157, 273-279.

Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. (2005) Цирконовый Архей Урала. *Докл. РАН*, **400**(4), 510-514.

Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.М., Серегина Е.С., Цельмович В.А. (2013) Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея. *Докл. РАН*, **451**(3), 308-313. https://doi.org/10.7868/S0869565213210226

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.

Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Лепихина О.П. (2004) Нижнерифейские тонкозернистые алюмосиликокластические осадочные образования Башкирского мегантиклинория на Южном Урале: состав и эволюция источников сноса. *Геохимия*, (6), 648-669.

Минеев Д.А. (1959) Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала. *ДАН СССР*, **127**(4), 865-868.

Недосекова И.Л., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Савичев А.Н. (2016) Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 283 с.

Овчинников Л.Н., Дунаев В.А., Краснобаев А.А. (1964) Материалы к абсолютной геохронологии Урала. *Абсолютный возраст геологических формаций*. М.: Наука, 157-171.

Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Недосекева И.Л., Савичев А.Н. (2016) Гранитные пегматиты, карбонатиты и гидротермалиты Уфалейского метаморфического комплекса. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГУ, 273 с.

Отчет о результатах работ по объекту: “Выполнение работ по оценке геологической и геофизической изученности и подготовке материалов по геологическому обоснованию проведения ГДП-200 листа O-40-XXXVI (Нязепетровская площадь)”. (2020) ООО “Геопоиск”, 280 с.

Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. (2005) Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике. *Литосфера*, (4), 42-69.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. (2015) Первые результаты U-PB (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов из метапесчаников Ишеримского антиклинория (Северный Урал). *Докл. РАН*, **464**(5), 589-601. https://doi.org/10.7868/S086956521529023X

Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 280 с.

Пучков В.Н. (2018) Плюм-зависимый гранит-риолитовый магматизм. *Литосфера*, **18**(5), 692-705. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705

Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. (2018) Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале. *Докл. РАН*, **479**(4), 433-437. https://doi.org/10.7868/S0869565218100171

Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Литосфера*, **22**(6), 741-760.

Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2015) Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород уральского сегмента земной коры. Геология докембрия. *Тр. Карельск. НЦ РАН*, (7), 3-18.

Пыстин А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. (1976) Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала). *Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала.* Свердловск: УНЦ АН СССР, 41-54.

Пыстин А.М., Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Пыстина Ю.И.

(2012) Геохронологическая история метаморфизма пород дорифейских образований западного склона Южного Урала. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, **11**(215), 2-8.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. (2018) Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом "TerraneChrone®". *Геодинамика и тектонофизика*, **9**(1), 1-37. https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. (2012) Изотопная геология древнейших образований Южного Урала. *Литосфера*, (5), 50-76.

Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В., Матуков Д.И., Крамм У., Лепихина О.П. (2007) Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала; U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM}-ограничения. *Докл. РАН*, **415**(5), 651-657.

Русин А.И. (2007) Высокобарический метаморфизм Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 421-460.

Русин А.И., Краснобаев А.А. (1984) Древнейшая кора и проблема серых гнейсов на Урале. *Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология)*. Л.: Наука, 94-104.

Сергеева Л.Ю., Гусев Н.И., Скублов С.Г., Ли С.-Х., Ли Ч.-Л. (2020) Палеоархейский детритовый циркон из кварцитов далдынской серии (Анабарский щит): геохимия, изотопный состав кислорода и возраст. *Минералы: строение, свойства, методы исследования*. XI Всерос. молодежн. науч. конф. Екатеринбург, 260-261.

Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р., Щульте Б.А., Крамм У., Маслов А.В., Лепихина О.П., Попова О.Ю. (2006) Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): P-T ограничения. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 154, 322-330.

Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В., Кулешевич Л.В., Кевлич В.И. (2021) Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита. *Геохимия*, **66**(4), 291-307. https://doi.org/10.31857/S0016752521040063

Смолькин В.Ф., Скублов С.Г., Ветрин В.Р. (2020) Редкоэлементный состав детритового циркона архейского возраста из ятулийских терригенных пород Фенноскандии. *Зап. РМО*, **CXLIX**(6), 85-100. https://doi.org/10.31857/S086960552006012X

Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. (2019) Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U-Pb возраст и источники сноса. *Бюлл. МОИП. Отд. Геол.*, **94**(1), 3-16.

Сомсикова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Фугзан М.М., Кирнозова Т.И., Тевелев А.В., Астраханцев О.В. (2022) Изотопно-геохимические особенности мигматитов тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал). *Геохимия*, **67**(10), 903-920. https://doi.org/10.31857/S0016752522100107

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Тевелев А.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. (2015) Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (1), 27-42.

Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П. (2012) Геохимия циркона из магматических и метаморфических пород Урала. *Литосфера*, (4), 13-29.

Червяковская М.В., Червяковский В.С., Вотяков С.Л. (2023) ЛА-ИСП-МС определение микропримесного и U-Pb изотопного состава циркона: методические аспекты анализа "из одного кратера". *Минералы: строение, свойства, методы исследования*. XIII Всерос. молодежн. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 300-302.

Шардакова Г.Ю. (2016а) Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой. *Геохимия*, (7), 607-622. https://doi.org/10.7868/S0016752516070098

Шардакова Г.Ю. (2016б) Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы. *Литосфера*, (4), 133-137.

Шардакова Г.Ю., Белковский А.И., Леонова Л.В. (2022) Акцессорная минерализация докембрийских амфиболитов и сопряженных с ними кислых пород козлиногорского редкометалльного проявления (Уфалейский блок, Средний Урал). *Современные направления развития геохимии*. Мат-лы конф. Иркутск: ИГСО РАН, 229-233.

Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. (2015) Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлиногорского комплекса. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 162, 148-154.

Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. (2020) Вендкембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность. *Изв. УГГУ*, **58**(2), 48-63. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63

Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.*, **216**(3-4), 249-270. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. (2013) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199-204. http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. (1997) The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reapprisal. *Tectonophysics*, **276**(1-4), 229-251.

Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 429-437. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0

Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrother-

mal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035

Glushchenko V.V. (2009) Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(6), 561-573. http://dx.doi.org/10.1134/S086959380906001X

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**, 643-646. https://doi.org/10.1130/G23603A

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. (2015) "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **170**(5-6), article 46. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3

Harley S.L., Kelly N.M. (2007) Zircon tiny but timely. *Elements*, **3**(1), 13-18.

Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016

Hetzel R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip foult in the Middle Urals: age, magnitute of displacement, and geodynemic significance. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, (9), 231-245.

Hetzel R., Romer R.L. (1999) U–Pb dating of the Verkniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin. *Geol. Mag.*, **136**(5), 593-597.

Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<627:REECOZ>2.0.CO;2

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Zircon. *Rev. Mineral. Geochem*., **53**, 7-62. http://dx.doi.org/10.2113/0530027

Hu Z.L., Wang X.W., Qin Z.P., Zhang J., Gao Y., Peng H. (2012) Basic Characteristics of Zircon Trace Elements and Their Genetic Significances in Jiama Copper Polymetallic Deposit. *Nonferrous Metals (Min. Sect.)*, **64**, 58-63.

Hu P., Zhai Q., Cawood P.A., Weinberg R.F., Zhao G., Zhou R., Tang Y., Liua Y. (2024) Detrital zircon REE and tectonic settings. *Lithos*, **480-481**, 107661. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107661

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. (2008) Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **155**(3), 295-312. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3

Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Fershtater G.B., Shagalov E.S. (2018) The Riphean Magmatism Preceding the Opening of Uralian Paleoocean: Geochemistry, Isotopes, Age, and Geodynamic Implications. *Geodynam. Tectonophys.*, **9**(2), 365-389. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0351

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. (2015) Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, **212-215**, 397-414. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021

Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. https://doi.org/10.1134/S0016702915090025

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Degtyarev K.E., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Pyzhova E.S. (2017) The first results of U/Pb dating detrital zircons from sandstones of zigalga Formation (Middle Riphean, the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **475**(2), 863-867. https://doi.org/10.1134/S1028334X17080-244

Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.*, **60**, 14-35. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. (2011) Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos*, **123**(1-4), 188-203. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010

Maslov A.V. (2004) Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton. The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc., Lond., Memoirs*, **30**, 19-35. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.03

Nosova A.A., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Sazonova L.V., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic within-plate province of the Western Urals: main petrogenetic rock types and their origin. *Petrology*, **20**(4), 356-390. https://doi.org/10.1134/S086959111204008X

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14-48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, **392-393**(106068), 392-393. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco). *Chem. Geol*., **245**, 135-161. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Novikova A.S., Latysheva I.V., Fedyukin I.V., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S. (2024) Magmatites of the Kastel Mountain as a Local Source of Detrital Zircons for the Demerdzhi Formation (Southern Demerdzhi Mountain),

Mountainous Crimea. *Geodynam. Tectonophys.*, **15**(6), 0794. https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0794

Savva E.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V. (2010) Carbonatitic zircon. *Acta Mineralogica-Petrographica*. Abstr. ser., **6**, 576.

Scherer E.E., Whitehouse M.J., Münker C. (2007) Zircon as a Monitor of Crustal Growth. *Elements*, **3**(1), 19-24. http://dx.doi.org/10.2113/gselements.3.1.19

Schwartz T.M., Surpless K.D., Colgan J.P., Johnstone S.A., Holm-Denoma C.S. (2021) Detrital zircon record of magmatism and sediment dispersal across the North American Cordilleran arc system (28–48 N). *Earth-Sci. Rev.*, **220**, 103734. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103734

Shardakova G.Yu., Pribavkin S.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Chervyakovskaya M.V. (2021) Zircons from rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex: geochemistry, thermometry, polychronism, and genetic consequences. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 332-349. https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527

Shardakova G.Yu., Pushkarev E.V., Kotov A.B., Simankova O.A. (2024) Evidence of the Early Precambrian Age of Metamorphic Rocks from the Ufaley Block (Middle Urals): Results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircon from the Quaternary Deposits. *Dokl. Earth Sci.*, **519**(2), 2017-2022. http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X24604073

Sircombe K.N., Bleeker W., Stern R. (2001) Archaean provenance: a systematic detrital zircon investigation of supracrustals in the Slave craton, Canada. Proc. Fourth Intern. Archaean Symp. Ext. Abstracts. *AGSO-Geosci. Australia Record*, **37**, 263-265.

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ*., **42**, 313-346.

Szczepański J., Turniak K.,·Anczkiewicz R.,·Gleichner P. (2020) Dating of detrital zircons and tracing the provenance of quartzites from the Bystrzyckie Mts: implications for the tectonic setting of the Early Palaeozoic sedimentary basin developed on the Gondwana margin. *Int. J. Earth Sci.*, **109**, 2049-2079. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01888-8

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmuller J., Holl R., Kennedy A. (2004) U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. *Int. J. Earth Sci.*, **93**(5), 782-801. https://doi.org/10.1007/s00531-004-0419-2

Terentiev R., Savko K., Petrakova M., Santosh M., Korish E. (2020) Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Res.*, **346**, 105790. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790

Vermeesch P. (2004) How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224** (3-4), 351-441. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.037

Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**, 97-111. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017

Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Wilde S.A., Valley J.W., Peck V.H., Graham C.M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175-178. https://doi.org/10.1038/35051550

Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Led R., Barton J.M. (2008) U-Pb and Lu-Hf isotope record of detrital zircon grains from the Limpopo Belt – evidence for crustal recycling at the Hadean to early-Archean transition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 5304-5329. http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2008.07.033

Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029

REFERENCES

Andersen T. (2005) Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chem. Geol.*, **216**(3-4), 249-270. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.013

Aranovich L.Ya., Bortnikov N.S., Borisov A.A. (2020) Oceanic Zircon as a Petrogenetic Indicator. *Russ. Geol. Geophys.*, 61(5-6), 559-570 (translated from *Geol. Geofiz.*, 63(4), 522-549). https://doi.org/10.15372/RGG2019187

Arzamastsev A.A., Arzamastseva L.V., Shamatrina A.M., Travin A.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Larionov A.N., Rodionov N.V., Sergeev S.A. (2007) Duration of formation of magmatic system of polyphase paleozoic alkaline complexes of the Central Kola: U-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar data. *Dokl. Earth Sci.*, **413**(3), 432-436. https://doi.org/10.1134/S1028334X07030257

Balashov Y.A., Skublov S.G. (2011) Contrasting geochemistry of magmatic and secondary zircons. *Geochem. Int.*, **49**(6), 594-604. https://doi.org/10.1134/S0016702911040033

Belkovskii A.I. (1987) Biotites and vermiculites of the Ufaley gneiss-migmatite complex (Middle Urals). Sverdlovsk, UrO RAN Publ., 59 p. (In Russ.)

Belkovskii A.I. (2011) Geology and mineralogy of quartz veins of the Kyshtym deposit (Middle Urals). Miass, IMIN UrO RAN Publ., 234 p. (In Russ.)

Belkovskii A.I. (1989) Symplectite eclogites of the Middle Urals. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 190 p. (In Russ.)

Belkovskii A.I., Shardakova G.Yu., Kholodnov V.V., Udachin V.N., Konovalova E.V. (2018) New data on mineralogy and petrogeochemistry of alkaline rocks of the Kozlinogorsk complex. *Vestn. Permskogo Universiteta*. *Geol.*, **17**(4), 308-325. (In Russ.) https://doi.org/10.17072/psu.geol.17.4.308

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol*., **143**, 602-622. https://doi.org/10.1007/s00410-002-0364-7

Bibikova E.V., Kirnozova T.I., Fugzan M.M., Bogdanova S.V., Postnikov A.V., Popova L.P., Glushchenko V.V. (2009) Sarmatia-Volgo-Uralia junction zone: isotopic-geochronologic characteristic of supracrustal rocks and

granitoids. *Stratigr. Geol. Correl*., **17**(6), 561-573. http://dx.doi.org/10.1134/S086959380906001X

Chervyakovskaya M.V., Chervyakovskii V.S., Votyakov S.L. (2023) LA-ISP-MS determination of the trace and U-Pb isotopic composition of zircon: methodological aspects of the analysis “from one crater”. *Minerals: structure, properties, research methods.* XIII All-Russian Youth Scientific Conference. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 300-302. (In Russ.)

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. (2013) The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, **36**, 199-204. http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i3/002

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. (1997) The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reapprisal. *Tectonophysics*, **276**(1-4), 229-251.

Ferry J.M., Watson E.B. (2007) New Thermodynamic Models and Revised Calibrations for the Ti-in-Zircon and Zr-in-Rutile Thermometers. *Contrib. Mineral. Petrol*., **154**, 429-437. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0201-0

Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 368 p. (In Russ.)

Ferstater G.B., Krasnobaev A.A., Bea F., Montero P. (2012) Geochemistry of zircon from igneous and metamorphic rocks of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (4), 13-29. (In Russ.)

Fu B., Mernagh T.P., Kita N.T., Kemp A.I.S., Valley J.W. (2009) Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: a case study from the Gidginbung high-sulphidation Au–Ag–(Cu) deposit, SE Australia. *Chem. Geol.*, **259**, 131-142. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.035

Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. (2021) Geodynamics and magmatism of the Pacific type transform margins: basic theoretical aspects and discriminant diagrams. *Tikhookean. Geol.*, **40**(1), 3-24. (In Russ.) https://doi.org/10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24

Grigor’ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., 381 p. (In Russ.)

Grigor’ev N.A. (2005) Zircon as a carrier of zirconium and hafnium in the upper part of the continental crust. *Lithosphere (Russia)*, (1), 143-149. (In Russ.)

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. (2015) “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol*., **170**(5-6), article 46. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. (2007) Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology*, **35**, 643-646. https://doi.org/10.1130/G23603A

Harley S.L., Kelly N.M. (2007) Zircon tiny but timely. *Elements*, **3**(1), 13-18.

Harrison T.M., Schmitt A.K. (2007) High sensitivity mapping of Ti distributions in Hadean zircons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **261**, 9-19. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.016

Hetzel R., Glodny J. (2002) A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip foult in the Middle Urals: age, magnitute of displacement, and geodynemic significance. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **91**, 231-245.

Hetzel R., Romer R.L. (1999) U–Pb dating of the Verkniy Ufaley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin. *Geol. Mag.*, **136**(5), 593-597.

Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **69**(3), 637-648.

Hoskin P.W.O., Ireland T.R. (2000) Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630. https://doi.org/10.1130/0091-7613%282000%2928%3C627%3AREECOZ%3E2.0.CO%3B2

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Zircon. *Rev. Mineral. Geochem*., **53**, 7-62. http://dx.doi.org/10.2113/0530027

Hu Z.L., Wang X.W., Qin Z.P., Zhang J., Gao Y., Peng H. (2012) Basic Characteristics of Zircon Trace Elements and Their Genetic Significances in Jiama Copper Polymetallic Deposit. *Nonferrous Metals (Min. Sect.)*, **64**, 58-63.

Hu P., Zhai Q., Cawood P.A., Weinberg R.F., Zhao G., Zhou R., Tang Y., Liua Y. (2024) Detrital zircon REE and tectonic settings. *Lithos*, **480-481**, 107661. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107661

Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D. (2008) Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps). *Contrib. Mineral. Petrol*., **155**(3), 295-312. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0243-3

Kaulina T.V. (2010) Formation and transformation of zircon in polymetamorphic complexes. Apatity, 144 p. (In Russ.)

Keilman G.A. (1974) Migmatite complexes of mobile belts. Moscow, Nedra Publ., 196 p. (In Russ.)

Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Fershtater G.B., Shagalov E.S. (2018) The Riphean Magmatism Preceding the Opening of Uralian Paleoocean: Geochemistry, Isotopes, Age, and Geodynamic Implications. *Geodynam. Tectonophys.*, **9**(2), 365-389. http://dx.doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0351

Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. (2015) Zircon Th/U ratios in magmatic environs. *Lithos*, **212-215**, 397-414. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021

Koroteev V.A., Ogorodnikov V.N., Ronkin Yu.L., Sazonov V.N., Polenov Yu.A. (2009) Polychronity and Polygeneity of Pegmamtites of Gneissic-Amphibolitic Complexes as a Result of Continuous-Discontinuous Development of Suture Zones: Example of the Ufalei Metamorphic Block in the Middle Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **429**(2), 1443-1446. (In Russ.)

Kostitsyn Y.A., Belousova E.A., Silant’ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. (2015) Modern problems of geochemical and U-Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks. *Geochem. Int.*, **53**(9), 759-785. https://doi.org/10.1134/S0016702915090025

Kozhevnikov V.N., Medvedev P.V., Skublov S.G., Marin Y.B., Systra Y., Valencia V. (2010) Hadean-Archean Detrital Zircons from Jatulian Quartzites and Conglo-

merates of the Karelian Craton. *Dokl. Earth Sci.*, **431**(1), 318-323.

Kozhevnikov V.N., Zemskov V.A. (2014) Hydrothermal zircons from ore amphibolites of the Travyanaya Guba massif, North Karelia. *Trudy Karel'skogo Nauchnogo Tsentra RAN*, (1), 76-89. (In Russ.)

Krasnobaev A.A. (1986) Zircon as an indicator of geological processes. Moscow, Nauka Publ., 145 p. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Cherednichenko N.V. (2005) Zircon Archaea of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **400**(4), 510-514.

Krasnobaev A.A., Necheukhin V.M., Sokolov V.B. (1998) Zircon geochronology and the problem of terranes of the Ural accretionary-folded system. *Ural. mineralog. sb.* Miass, UB RAS, (8), 196-206. (In Russ.)

Krasnobaev A.A., Puchkov V.N., Busharina S.V., Kozlov V.I., Presnyakov S.L. (2011) Zirconology of izrandites (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **439**(3), 394-398.

Krasnobaev A.A., Pushkarev E.V., Busharina S.V., Gottman I.A. (2013) Zirconology of Clinopyroxenite oh the Shigir Mountains (Ufaley Complex, Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **450**(2), 647-651. https://doi.org/10.7868/S0869565213170192

Krasnobaev A.A., Rusin A.I., Busharina S.V., Cherednichenko N.V., Davydov V.A. (2010) Composition, zircons and zircon geochronology of the Ufaley complex metamorphites. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 157, 273-279. (In Russ.)

Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Degtyarev K.E., Maslov A.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Pyzhova E.S. (2017) The first results of U/Pb dating detrital zircons from sandstones of zigalga Formation (Middle Riphean, the South Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **475**(2), 863-867. https://doi.org/10.1134/S1028334X17080-244

Kuznetsov N.B., Seregina E.S., Maslov A.V., Krupenin M.T., Belousova E.A., Romanyuk T.V., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N., Tsel'movich V.A. (2013) The First U-Pb (LA-ICP-MS) Isotope Data of Detrital Zircons from the Basal Levels of the Riphean Stratotype. *Dokl. Earth Sci.*, **451**(1), 724-728. https://doi.org/10.7868/S0869565213210226

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Preordovician granitoids of the Timan-Ural region and the evolution of Proto-Uralids-timanids. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)

Li H., Watanabe K., Yonezu K. (2014) Zircon Morphology, Geochronology and Trace Element Geochemistry of the Granites from the Huangshaping Polymetallic Deposit, South China: Implications for the Magmatic Evolution and Mineralization Processes. *Ore Geol. Rev.*, **60**, 14-35. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.009

Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gärtner A., Sagawe A. (2011) Sands of West Gondwana: an archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages. *Lithos*, **123**(1-4), 188-203. http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.010

Maslov A.V. (2004) Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton. The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica. *Geol. Soc., Lond., Memoirs*, **30**, 19-35. https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2004.030.01.03

Maslov A.V., Ronkin Yu.L., Krupenin M.T., Lepikhina O.P., Gareev E.Z. (2004) The Lower Riphean Fine-Grained Aluminosilicate Clastic Rocks of the Bashkir Anticlinorium in the Southern Urals: Composition and Evolution of Their Provenance. *Geochem. Int.*, **42**(6), 561-578.

Mineev D.A. (1959) Rare-earth epidote from pegmatites of the Middle Urals. Dokl. AN SSSR, **127**(4), 865-868. (In Russ.)

Necheukhin V.M., Krasnobaev A.A., Sokolov V.B. (2000) Geochronology and structural position of the Lower Precambrian in the Ural accretion-folded framing of the Russian Plate. *General questions of the division of the Precambrian.* Apatity, 201-203. (In Russ.)

Nedosekova I.L., Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Savichev A.N. (2016) Granite pegmatites, carbonatites and hydrothermalites of the Ufa metamorphic complex. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 283 p. (In Russ.)

Nosova A.A., Kargin A.V., Larionova Yu.O., Sazonova L.V., Gorozhanin V.M., Kovalev S.G. (2012) Mesoproterozoic within-plate province of the Western Urals: main petrogenetic rock types and their origin. *Petrology*, **20**(4), 356-390. https://doi.org/10.1134/S086959111204008X

Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A., Nedosekova I.L., Savichev A.N. (2016) Granite pegmatites, carbonatites, and hydrothermalites of the Ufa metamorphic complex. Ekaterinburg, IGG UrO RAN; UGGU Publ., 273 p. (In Russ.)

Ovchinnikov L.N., Dunaev V.A., Krasnobaev A.A. (1964) Materials on the absolute geochronology of the Urals. The absolute age of geological formations. Moscow, Nauka Publ., 157-171.

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1), 14-48. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos*, **392-393**, 106068. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106068

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Mouttaqi A., Annich M., Hakour A.E., Deloule E., Feraud G. (2007) Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U–Pb dating of gold mineralization (Tamlalt-Menhouhou gold deposit – Morocco). *Chem. Geol.*, **245**, 135-161. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.07.026

Petrography and petrology of igneous, metamorphic and metasomatic rocks. (2001) Moscow, Logos Publ., 768 p. (In Russ.)

Petrov G.A., Maslov A.V., Ronkin Yu.L. (2005) Paleozoic magmatic complexes of the Kvarkush-Kamennogorsk anticlinorium (Middle Urals): new data on geochemistry and geodynamics. *Lithosphere (Russia)*, (4), 42-69. (In Russ.)

Petrov G.A., Ronkin Y.L., Maslov A.V., Gerdes A. (2015) First Results of U–Pb Dating of Detrital Zircons from Metasandstones of the Isherim Anticlinorium (Nort Urals). *Dokl. Earth Sci*., **464**(2), 1010-1014. https://doi.org/10.7868/S086956521529023X

Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)

Puchkov V.N. (2018) The plume-dependent granite-rhyolite magmatism. *Lithosphere (Russia)*, (5), 692-705. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-5-692-705

Pushkarev E.V., Gottman I.A., Ryazancev A.V., Degtyarev K.E., Kamenetsky V.S. (2018) Ankaramite: a new type of high-magnesium and high-calcium primitive melt in the Magnitogorsk island-arc zone (Southern Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **479**(2), 463-467. https://doi.org/10.7868/S0869565218100171

Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) dating and probable provenance of detrital zircons from terrigenous deposits of the Upper Precambrian of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, (6), 741-760. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760

Pystin A.M., Pystina Yu. I. (2015) Archean-Paleoproterozoic history of rock metamorphism in the Ural segment of the Earth's crust. Precambrian geology. *Trudy Karel'skogo Nauchnogo Tsentra RAN*, (7), 3-18.

Pystin A.M., Pystina S.N., Lennykh V.I. (1976) Changes in the chemical and mineral composition of gabbroids during metamorphism (western slope of the Southern Urals). *Alkaline, basic and ultrabasic complexes of the Urals.* Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 41-54.

Pystin A.M., Ronkin Yu. L., Sindern S., Pystina Yu. I. (2012) Geochronological history of rock metamorphism in the pre-Riphean formations of the western slope of the Southern Urals. *Vestnik Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN*, **11**(215), 2-8. (In Russ.)

Report on the results of work on the facility: "Work on the assessment of geological and geophysical studies and the preparation of materials on the geological justification of the GDP200 within sheet O-40-XXXVI (Nyazepetrovskaya square)". (2020) Chelyabinsk, OOO NTPP Geopoisk, 280 p. (In Russ.)

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Gorozhanin V.M., Gorozhanina E.N. (2018) Paleotectonic and paleogeographic conditions for the accumulation of the Lower Riphean Ai Formation in the Bashkir Uplift (Southern Urals): the terranechrone® detrital zircon study. *Geodynam. Tectonophys.*, **9(**1), 1-37. (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-1-0335

Romanyuk T.V., Kuznetsov N.B., Novikova A.S., Latysheva I.V., Fedyukin I.V., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G., Sheshukov V.S. (2024) Magmatites of the Kastel Mountain as a Local Source of Detrital Zircons for the Demerdzhi Formation (Southern Demerdzhi Mountain), Mountainous Crimea. *Geodynam. Tectonophys.*, **15**(6), 0794. https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-6-0794

Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Lepikhina O.P., Sindern S., Kramm U., Matukov D.I. (2007) Oldest (3.5 GA) zircons of the Urals: U-PB (SHRIMP-II) and TDM constraints. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(2), 860-865.

Ronkin Yu.L., Sindern S., Lepikhina O.P. (2012) Isotopic geology of the oldest formations of the Southern Urals. *Lithosphere (Russia)*, (5), 50-76. (In Russ.)

Rusin A.I. (2007) Highly baric metamorphism of the Urals. Geodynamics, magmatism, metamorphism, and ore formation. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 154, 421-460. (In Russ.)

Rusin A.I., Krasnobaev A.A. (1984) Ancient crust and the problem of gray gneisses in the Urals. *Natural associations of gray gneisses of the Archean (geology and petrology)*. Leningrad, Nauka Publ., 94-104. (In Russ.)

Savva E.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V. (2010) Carbonatitic zircon. *Acta Mineralogica-Petrographica*. Abstract series, **6**, 576.

Schwartz T.M., Surpless K.D., Colgan J.P., Johnstone S.A., Holm-Denoma C.S. (2021) Detrital zircon record of magmatism and sediment dispersal across the North American Cordilleran arc system (28–48°N). *Earth-Sci. Rev.*, **220**, 103734. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103734

Sergeeva L.Yu., Gusev N.I., Skublov S.G., Li S.-Kh., Li Ch.-L. (2020) Paleoarchean detrital zircon from quartzites of the Daldyn series (Anabar shield): geochemistry, oxygen isotope composition and age. *Minerals: structure, properties, research methods.* XI All-Russian Youth Sci. Conf. Ekaterinburg, 260-261. (In Russ.)

Shardakova G.Y. (2016a) Geochemistry and Isotopic Ages of Granitoids og the Bashkirian Mega-Anticlinorium: Evidence for Several Pulses of Tectono–Magmatic Activity at the Junction Zone between the Uralian Orogen and East European Platform. *Geochem. Int.*, **54**(7), 594-608. https://doi.org/10.7868/S0016752516070098

Shardakova G.Yu. (2016b) Granitoids of the Ufaley Block: Geodynamic environments, age, sources, problems. *Lithosphere (Russia)*, (4), 133-137. (In Russ.)

Shardakova G.Yu., Belkovskii A.I., Leonova L.V. (2022) Accessory mineralization of Precambrian amphibolites and associated acid rocks of the Kozlinogorsk rare metal occurrence (Ufaley block, Middle Urals). *Modern trends in the development of geochemistry.* Conf. materials. Irkutsk, IGSO RAN Publ., 229-233. (In Russ.)

Shardakova G.Y., Chervyakovskaya M.V. (2020) Vendian-Cambrian granitoids of the Ufaley block (Middle Urals): new isotopic data, substrate composition, potential ore content. *Izv. UGGU*, **58**(2), 48-63. (In Russ.) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-48-63

Shardakova G.Yu., Pribavkin S.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Chervyakovskaya M.V. (2021) Zircons from rocks ofthe Murzinka-Adui metamorphic complex: geochemistry, thermometry, polychronism, and genetic consequences. *Geodynam. Tectonophys.*, **12**(2), 332-349. (In Russ.) https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527

Shardakova G.Yu., Pushkarev E.V., Kotov A.B., Simankova O.A. (2024) Evidence of the Early Precambrian Age of Metamorphic Rocks from the Ufaley Block (Middle Urals): Results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircon from the Quaternary Deposits. *Dokl. Earth Sci.*, **519**(2), 2017-2022. http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X24604073

Scherer E.E., Whitehouse M.J., Münker C. (2007) Zircon as a Monitor of Crustal Growth. Elements, **3**(1), 19-24.

Shardakova G.Yu., Savel'ev V.P., Puzhakov B.A., Petrov V.I. (2015) New data on the chemical composition and age of rocks of the Kozlinogorsk complex. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 162, 148-154. (In Russ.)

Sindern S., Ronkin Yu.L., Hettsel' R., Shchul'te B.A., Kramm U., Maslov A.V., Lepikhina O.P., Popova O.Yu. (2006) Taratashsky and Alexandrovsky metamorphic complexes (Southern Urals): P-T constraints. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 154, 322-330.

Sircombe K.N., Bleeker W., Stern R. (2001) Archaean provenance: a systematic detrital zircon investigation of supracrustals in the Slave craton, Canada. Proc. Fourth Intern. Archaean Symp. Ext. Abstracts. *AGSO-Geosci.*

Australia Record, **37**, 263-265.

Slabunov A.I., Nesterova N.S., Egorov A.V., Kuleshevich L.V., Kevlich V.I. (2021) Age of the Archean strata with Banded Iron Formation in the Kostomuksha greenstone belt, Karelian craton, Fennoscandian shield: constraints on the geochemistry and geochronology of zircons. *Geochem. Int.*, **59**(4), 341-356. https://doi.org/10.31857/S0016752521040063

Smol'kin V.F., Skublov S.G., Vetrin V.R. (2020) Trace Elements Composition of Detrital Zircon of Archean age from Jatulian Terrigenous Rocks of Fennoscandia. *Zapiski RMO*, **CXLIX**(6), 85-100. (In Russ.)

Soboleva A.A., Andreichev V.L., Burtsev I.N., Nikulova N.Yu., Khubanov V.B., Sobolev I.D. (2019) Detrital zircons from Upper Precambrian rocks of the Vymskaya series of the Middle Timan: u-pb age and sources of demolition. *Bull. MOIP. Otd. Geol.*, **94**(1), 3-16. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/S086960552006012X

Somsikova A.V., Anosova M.O., Fedotova A.A., Fugzan M.M., Kirnozova T.I., Tevelev A.V., Astrakhantsev O.V. (2022) Isotope-Geochemical Features of the Migmatites of the Taratash Metamorphic Complex (Southern Urals). *Geochem. Int.*, **60**(10), 911-927. https://doi.org/10.31857/S0016752522100107

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-346.

Szczepański J., Turniak K., Anczkiewicz R.,·Gleichner P. (2020) Dating of detrital zircons and tracing the provenance of quartzites from the Bystrzyckie Mts: implications for the tectonic setting of the Early Palaeozoic sedimentary basin developed on the Gondwana margin. *Int. J. Earth Sci.*, **109**, 2049-2079. https://doi.org/10.1007/s00531-020-01888-8

Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohrmuller J., Holl R., Kennedy A. (2004) U–Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. *Int. J. Earth Sci.*, **93**(5), 782-801. https://doi.org/10.1007/s00531-004-0419-2

Terentiev R., Savko K., Petrakova M., Santosh M., Korish E. (2020) Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications. *Precambrian Res.*, **346**, 105790. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790

Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Tevelev A.V., Khotylev A.O., Moseichuk V.M., Petrov V.I. (2015) New data on the isotopic age of the Taratash and Alexandrovsky metamorphic complexes. *Vestn. MGU. Ser. 4. Geol.*, (1), 27-42. (In Russ.)

The 1:200,000 scale State Geological Map of the Russian Federation. Second edition. (2021) The South Ural series. N-41-I (Kyshtym). Explanatory note. Ministry of Natural Resources of Russia, Rosnedra, Chelyabinsk, JSC "Chelyabinsk Geoscience". Moscow, Moscow branch of FSBI VSEGEI, 181 p. (In Russ.)

Wang F.Y., Liu S.A., Li S.G., Yongsheng H. (2013) Contrasting Zircon Hf-O Isotopes and Trace Elements between Ore-Bearing and Ore-Barren Adakitic Rocks in Central-Eastern China: Implications for Genetic Relation to Cu-Au Mineralization. *Lithos*, **156-159**, 97-111. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.10.017

Warr L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineral. Mag.*, **85**, 291-320. https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43

Wilde S.A., Valley J.W., Peck V.H., Graham C.M. (2001) Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175-178. https://doi.org/10.1038/35051550

Zeh A., Gerdes A., Klemd R., Led R., Barton J.M. (2008) U-Pb and Lu-Hf isotope record of detrital zircon grains from the Limpopo Belt – evidence for crustal recycling at the Hadean to early-Archean transition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **72**, 5304-5329. http://dx.doi.org/10.1016/j.gca.2008.07.033

Zhong S., Feng C., Seltmann R., Li D., Qu H. (2018) Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, **314-315**, 646-657. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029

УДК 552.5:550.4 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-848-860

Особенности сидеритовой минерализации в юрско-нижнемеловых глинисто-терригенных отложениях Западной Сибири

Л. Г. Вакуленко[1], О. Д. Николенко[1], А. Н. Пыряев[2], П. А. Ян[1]

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mails: vakylenkolg@ipgg.sbras.ru; nikolenkood@ipgg.sbras.ru; yanpa@ipgg.sbras.ru
[2]Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: pyrayev@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 20.12.2024 г., принята к печати 18.02.2025 г.

Объект исследования. Сидерит юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирского осадочного бассейна. *Цель.* Определить закономерные изменения структуры и состава сидеритовой минерализации в зависимости от обстановок седиментации и стадий преобразования вмещающих отложений. *Материалы и методы.* Исследовались проявления сидеритовой минерализации в разнофациальных юрских и нижнемеловых отложениях Западной Сибири. Морфология и состав выделений сидерита определялись методами оптической и электронной микроскопии с использованием энергодисперсионного спектрометрического микрозонда. В соляно-кислотных вытяжках методом ИСП-МС установлены содержания Fe, Mg, Ca, Mn, Al, Sr. Изотопный состав C и O в сидеритах определен с помощью масс-спектрометра изотопных отношений Finnigan™ MAT 253. *Результаты.* Установлено многообразие форм проявления сидерита, среди которых преобладают пелитоморфный и глобулярный, в меньшей степени – микро- и тонкокристаллический и сферолитовый. Сидериты континентальных вмещающих отложений более чистые по химическому составу, в то время как в морских зафиксированы повышенные содержания Ca и Mg. В морских сидеритах отмечены незначительные вариации $\delta^{13}C$ (от –5.5 до +5.5‰), а для континентальных характерен широкий диапазон значений $\delta^{13}C$ (от –8.7 до +13.5‰). По изотопному составу кислорода сидерит континентальных отложений имеет более легкий состав ($\delta^{18}O$ от 13.5 до +17.6‰) по сравнению с прибрежно- и мелководно-морскими ($\delta^{18}O$ от +22.3 до +24.4‰). При изучении структурно-морфологических разновидностей сидерита установлено, что раннедиагенетические генерации характеризуются более чистым составом, незначительно проявленные катагенетические – повышенным содержанием Ca, Mn и Mg. Эту закономерность можно использовать при проведении стадиального анализа вмещающих пород. *Выводы.* Сидерит песчано-алевритовых и алевритоглинистых пород юры и нижнего мела Западной Сибири, образуясь под воздействием целого ряда факторов, в разных условиях раннего диагенеза, в меньшей степени позднего диагенеза–катагенеза, характеризуется широким спектром структурно-морфологических разновидностей, значительным диапазоном содержания изоморфных примесей и вариативностью изотопного состава. По ряду параметров (содержание Ca, Mg, Sr, $\delta^{18}O$) сидерит континентальных отложений отчетливо отличается от морских. Разносторонние прецизионные исследования будут способствовать применению сидерита в качестве индикатора условий седиментации и постседиментационных изменений.

Ключевые слова: *сидерит, геохимия, изотопы углерода и кислорода, юра–нижний мел, Западная Сибирь*

Источник финансирования

Исследования выполнены при финансовой поддержке ФНИ (FWZZ-2022-0007) и по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400171-5)

Special aspects of siderite mineralization in the Jurassic-Lower Cretaceous clay-terrigenous deposits of Western Siberia

Lyudmila G. Vakulenko[1], Ostap D. Nikolenko[1], Alexander N. Pyraev[2], Peter A. Yan[1]

[1]A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mails: vakylenkolg@ipgg.sbras.ru; nikolenkood@ipgg.sbras.ru; yanpa@ipgg.sbras.ru
[2]V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: pyrayev@igm.nsc.ru

Received 20.12.2024, accepted 18.02.2025

Для цитирования: Вакуленко Л.Г., Николенко О.Д., Пыряев А.Н., Ян П.А. (2025) Особенности сидеритовой минерализации в юрско-нижнемеловых глинисто-терригенных отложениях Западной Сибири. *Литосфера*, **25**(4), 848-860. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-848-860. EDN: TXLEHK

For citation: Vakulenko L.G., Nikolenko O.D., Pyraev A.N., Yan P.A. (2025) Special aspects of siderite mineralization in the Jurassic-Lower Cretaceous clay-terrigenous deposits of Western Siberia. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 848-860. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-848-860. EDN: TXLEHK

© Л.Г. Вакуленко, О.Д. Николенко, А.Н. Пыряев, П.А. Ян, 2025

Research subject. Siderite of Jurassic and Lower Cretaceous sediments of the West Siberian sedimentary basin. *Aim.* To determine the patterns of the structure and composition of siderite mineralization and its dependence on sedimentation conditions and stages of changes of surrounding rocks. *Materials and methods.* Siderite mineralization in different Jurassic and Lower Cretaceous facies of Western Siberia has been studied. The morphology of siderite was determined by optical and electron microscopy using an energy dispersive spectrometric microprobe. The contents of Fe, Mg, Ca, Mn, Al, Sr were determined in hydrochloric acid extracts using the ICP-MS method. The isotopic composition of C and O in siderites was determined using the FinniganTM MAT 253 isotope ratio mass spectrometer. *Results.* A variety of siderite forms has been established. Pelitomorphic and globular siderite predominate, to a lesser extent micro-, fine-crystalline and spherulite. The siderites of continental sediments are cleaner in chemical composition, and increased Ca and Mg contents are recorded in marine sediments. Minor variations of $\delta^{13}C$ (–5.5...+5.5‰) were noted in marine siderites, and a wide range of $\delta^{13}C$ values (–8.7...+13.5‰) is typical for continental ones. According to the isotopic composition of oxygen, siderite of continental sediments has a distinctly (depleted isotope) composition ($\delta^{18}O$ – +13.5...+17.6‰) compared with coastal and shallow-water marine ($\delta^{18}O$ – +22.3...+24.4‰). When studying the structural and morphological varieties of siderite, it was found that the early diagenetic generations are characterized by a cleaner composition, while the slightly manifested catagenetic ones are characterized by an increased content of Ca, Mn, and Mg. This pattern can be used when conducting a stadium analysis of enclosing rocks. *Conclusions.* Siderite of sandy-siltstone and siltstone-clay rocks of the Jurassic and Lower Cretaceous of Western Siberia were formed under the influence of a number of factors under different conditions and at different stages of diagenesis. They are characterized by a wide range of structural and morphological varieties, a significant range of isomorphic impurities and variability of isotopic composition. According to a number of parameters (content of Ca, Mg, Sr, $\delta^{18}O$), siderite of continental sediments is distinctly different from marine sediments. Versatile precision studies will facilitate the use of siderite as an indicator of sedimentary environments and post-sedimentation changes.

Keywords: *siderite, geochemistry, carbon and oxygen isotopes, Jurassic–Lower Cretaceous, Western Siberia*

Funding information

The research was carried out according to the State assignment on the topics INGG SB RAS (FWZZ-2022-0007) and IGM SB RAS (No. 122041400171-5)

ВВЕДЕНИЕ

Рассматривая эволюцию конкрециеобразования, А.В. Македонов (1986) отмечал появление сидеритовых конкреций в докембрии, неравномерное развитие их в фанерозое с максимумами сидеритообразования в раннем карбоне, поздней перми, минимумом в раннем триасе и новыми максимумами в мезозое и кайнозое. Присутствие сидерита в глинисто-терригенных толщах разного возраста зафиксировано в многочисленных публикациях (Тимофеева, 1963; Феофилова,1972; Гаврилов, 1982; Ветошкина, 2006; и др.), где обсуждаются структурно-морфологические особенности сидеритовой минерализации, процессы и условия ее образования. Однако до сих пор сохраняется дискуссионность генезиса сидерита с доминированием в последние десятилетия точки зрения на ведущую роль в нем биохимических процессов (Ветошкина, 2005; Расулов, 2006; Гептнер и др., 2016; Антошкина и др., 2017; и др.). Также обсуждается вопрос приуроченности сидеритообразования к определенным стадиям литогенеза осадков/пород.

В юрско-нижнемеловом разрезе Западной Сибири среди аутигенных минералов, формировавшихся на постседиментационных этапах, карбонаты играют ведущую роль. Но если наиболее распространенному кальциту и более редкому доломиту обычно уделяют пристальное внимание по причине их сильного влияния на фильтрационно-емкостные свойства алевритопесчаных коллекторов, то карбонаты железистого ряда практически не обсуждаются. Между тем чувствительность структурно-морфологических особенностей сидерита, его химического и изотопного состава к физико-химическим параметрам среды образования, а также значительная распространенность сидерита в глинистых породах открывают широкие возможности использования результатов петрографических и геохимических исследований сидеритсодержащих пород для реконструкции условий их осадконакопления и постседиментационного преобразования.

В процессе собственных многолетних исследований и анализа опубликованных работ (Перозио, Мандрикова, 1967; Перозио, 1971; Баженов и др., 1994; Недоливко и др., 2001; и др.) мы отмечали сидеритовую минерализацию в разнофациальных отложениях юрского и нижнемелового разреза, проявленную на большей части Западно-Сибирского осадочного бассейна. Наибольшее развитие она получила в областях континентального и переходного (дельтового, заливно-лагунного) типов седиментогенеза с характерной для отложений различной степенью угленосности. В частности, для нижней-средней юры это – Обь-Иртышская и Обь-Тазовская, для келловея–верхней юры – Чулымо-Тасеевская и Омско-Чулымская фациальные области. Отсутствует сидерит в относительно глубоководноморской верхнеюрской баженовской свите.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу работы положены результаты исследований юрско-нижнемеловых глинисто-терригенных разрезов Западно-Сибирского осадочного бассейна (рис. 1), выполненных авторским коллективом в разные годы (керн порядка 400 скважин). Обязательным этапом был петрографический анализ, который проводился с использованием микроскопа Olympus BX60 и программного обеспечения “Петрог_5.0”. Для уточнения состава и морфологии выделений сидерита указанные исследования сочетались с методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) с использованием микроскопа TEXCAN MIRA, оснащенного энергодисперсионным спектрометром INCAEnergy 350 (115 спектров). Детальные изотопно-геохимические исследования сделаны для 21 образца, содержащего разные структурно-морфологические типы сидерита. На первом этапе методом ИСП-МС определен состав соляно-кислотных вытяжек: содержания Fe, Mg, Ca, Mn, Al, Sr. Изотопный состав C и O в сидеритах определялся в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН с помощью масс-спектрометра изотопных отношений Finnigan™ MAT 253 (Германия), снабженного приставкой пробоподготовки GasBench II, термостатом для разложения проб при температуре 70°C и автосемплером для автоматического режима измерения последовательности образцов. Измерения и обработка данных проводились в программном комплексе ISODAT 3.0. Результаты анализа изотопного состава углерода и кислорода карбонатов представлены относительно стандартов VPDB (изотопный состав углерода) и VSMOW (изотопный состав кислорода). Погрешность измерений стандартов не превышала 0.1 при анализе изотопного состава углерода, 0.2‰ – при анализе состава кислорода. Физико-химические анализы выполнялись в Аналитическом центре МИИ ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Детальные исследования показали весьма разнообразные формы проявления сидеритовой минерализации в юрских и нижнемеловых разрезах. В алевритопесчаных породах сидерит пелитоморфный, участками слабо перекристаллизован до мик-

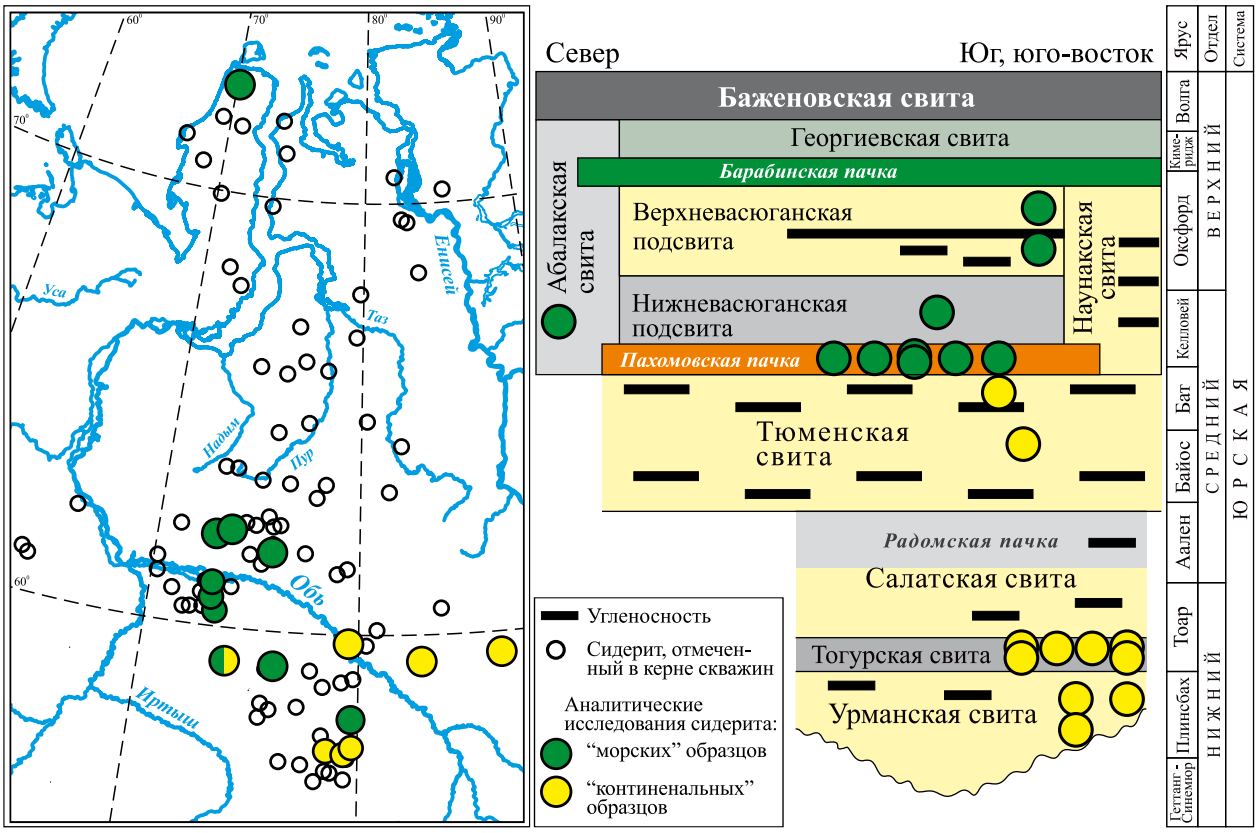


Рис. 1. Расположение изученного материала по площади и в юрском разрезе Западной Сибири.

Fig. 1. The location of the studied material by area and in the section of Western Siberia.

ро-, иногда тонкокристаллического. Встречается в основном в виде сгустков и пятен, формируя поровый тип цемента (рис. 2а). Часто он концентрируется совместно с растительным детритом, подчеркивая слоистость пород и образуя фитоморфозы по отдельным фрагментам растительности (рис. 2б). Редко сидерит формирует пленочный тип цемента (рис. 2в). Кроме того, пелитоморфный, а иногда рисовидный микро- и тонкокристаллический сидерит развивается по биотиту и некоторым литокластам (обломкам сланцев, алевритоглинистых пород, эффузивов). Содержание его в цементе алевритопесчаных пород варьируется от долей мас. % до 7–10 мас. %, редко увеличиваясь до 25–30 мас. %. Наиболее обогащена этим минералом пахомовская пачка (пласт $Ю_2^0$) – базальный пласт келловейской трансгрессии, который, благодаря своему своеобразному облику и значительной латеральной распространенности, предложен рядом исследователей в качестве субрегионального маркирующего горизонта (Нежданов, 1984). Несмотря на свою маломощность, он хорошо проявлен в керне, благодаря, в частности, сидеритизации пород в виде рыжих пятен и конкреций разнообразной формы, размеров и различной степени обособленности (Вакуленко и др., 2008). Часто они развиваются по ихнофоссилиям – следам жизнедеятельности донных организмов. Еще одной особенностью указанного пласта является наличие прослоев с кальцит-сидеритовыми оолитами, в которых ядрами часто служит терригенный материал.

В глинистых породах, по оценке Н.М. Недоливко с соавторами (2001), среди диагенетических карбонатов юрских разрезов юго-востока Западной Сибири сидерит составляет от 74 до 90%. По нашим наблюдениям, самый распространенный пелитоморфный, реже микрокристаллический, иногда микро- и тонкокристаллический сидерит, кроме сгустков и пятен, формирует прослои мощностью до 0.1–0.2 м, конкреции разнообразной формы и размеров, а также фитоморфозы. В перекристаллизованных микро- и тонкокристаллических участках кристаллы сидерита имеют удлиненную, рисовидную или округлоромбоэдрическую форму (рис. 2г). Довольно часто сидерит отмечался в виде округлых микроглобулек размером 0.01–0.03 мм различного строения: у одних – большое практически непрозрачное темное ядро и узкая светлая оболочка, у других – небольшое, слабовыраженное ядро и светлая оболочка, часто со сферолитовым погасанием (рис. 2д, е).

Кроме того, в глинистых толщах встречаются выделения сидерита в виде сферолитов как минимум двух разновидностей. Первая разновидность аналогична охарактеризованной Г.Н. Перозио (1971) под названием “яснозернистый сферолитовый сидерит (двух- и трехлепестковые образования, брусочки, снопики)” (рис. 2ж). Вторая разновидность встречена на некоторых уровнях юрского разреза и представлена округлыми сферолитами размером от 0.1–0.2 до 0.5–0.7 мм с хорошо выраженной радиально-лучистой структурой (рис. 2з). Подобный сидерит описан и в работах по тогурской свите юго-востока Западной Сибири (Пешехонов, 1975; Баженов и др., 1994).

Сидерит, как известно, характеризуется значительным диапазоном содержания изоморфных примесей Ca, Mg, Mn. По составу соляно-кислотных вытяжек в рассматриваемой коллекции западно-сибирских сидеритов прибрежно- и мелководно-морские сидериты (верхи тюменской, васюганская свита, пласт $Ю_2^0$) обогащены Ca ($CaCO_3$ – 5.8–33.4 мас. %) и Mg ($MgCO_3$ – 8.5–23.3 мас. %) и относятся к сидероплезитам – Ca-сидероплезитам – сидеродотам ($FeCO_3$ – 53.7–80.2 мас. %), по Г.И. Теодоровичу (1958) (табл. 1). В континентальных сидеритах (урманская, тогурская, тюменская свиты) содержание примесей значительно снижается ($FeCO_3$ – 71.6–91.9 мас. %). Также сидерит в морских и переходных отложениях обогащен стронцием ($SrCO_3$ – 0.03–0.43, среднее – 0.14 мас. %) по сравнению с континентальными (0.01–0.17, среднее – 0.05 мас. %).

При более детальном изучении выделенных структурно-морфологических разновидностей сидерита на СЭМ также установлено изменение их состава (табл. 2). Так, в центральных, более однородных и чистых, участках сферолитов часто фиксируется повышенные содержания Fe, пониженные – Ca, Mn и почти полное отсутствие Mg и P по сравнению с радиально-лучистой зоной (рис. 3а). Также незначительное содержание примесей характерно для двух-трехлепестковых сферолитов: содержание $FeCO_3$ – 93.5, $CaCO_3$ – 4.5, $MnCO_3$ – 0.7 мас. %, в половине спектров отмечается примесь Mg ($MgCO_3$ – 1.3 мас. %) и P (рис. 3б). Несколько разновидностей сидерита, различающихся по составу, зафиксированы в сканирующем микроскопе в песчаниках. Наиболее чистый сидерит ($FeCO_3$ – 94.2 мас. %) – тонкокристаллический, поровый, содержит небольшую примесь Mn ($MnCO_3$ – 4.3 мас. %) и Ca ($CaCO_3$ – 2.7 мас. %) (рис. 3в). В более позднем тонкокристаллическом рисовидном и неправильно-ромбоэдрическом сидерите, формировавшемся, вероятно, в катагенезе по литокластам и в межзерновом пространстве по каолинитовому цементу, заметно снижено содержание Fe ($FeCO_3$ – 63.0 мас. %) при существенном увеличении примесей Mg ($MgCO_3$ – 26.8 мас. %), в меньшей степени Ca ($CaCO_3$ – 9.4 мас. %), и низком содержании Mn ($MnCO_3$ – 0.7 мас. %) (рис. 3г). Обогащен примесью Mg ($MgCO_3$ – 20.1 мас. %) и катагенетический сидерит, развивающийся по биотиту. Содержание $FeCO_3$ в нем 70.9 мас. %, $CaCO_3$ – 7.3 и $MnCO_3$ – 1.7 мас. % (рис. 3д).

Изученность изотопного состава углерода и кислорода западносибирских сидеритов в настоящее

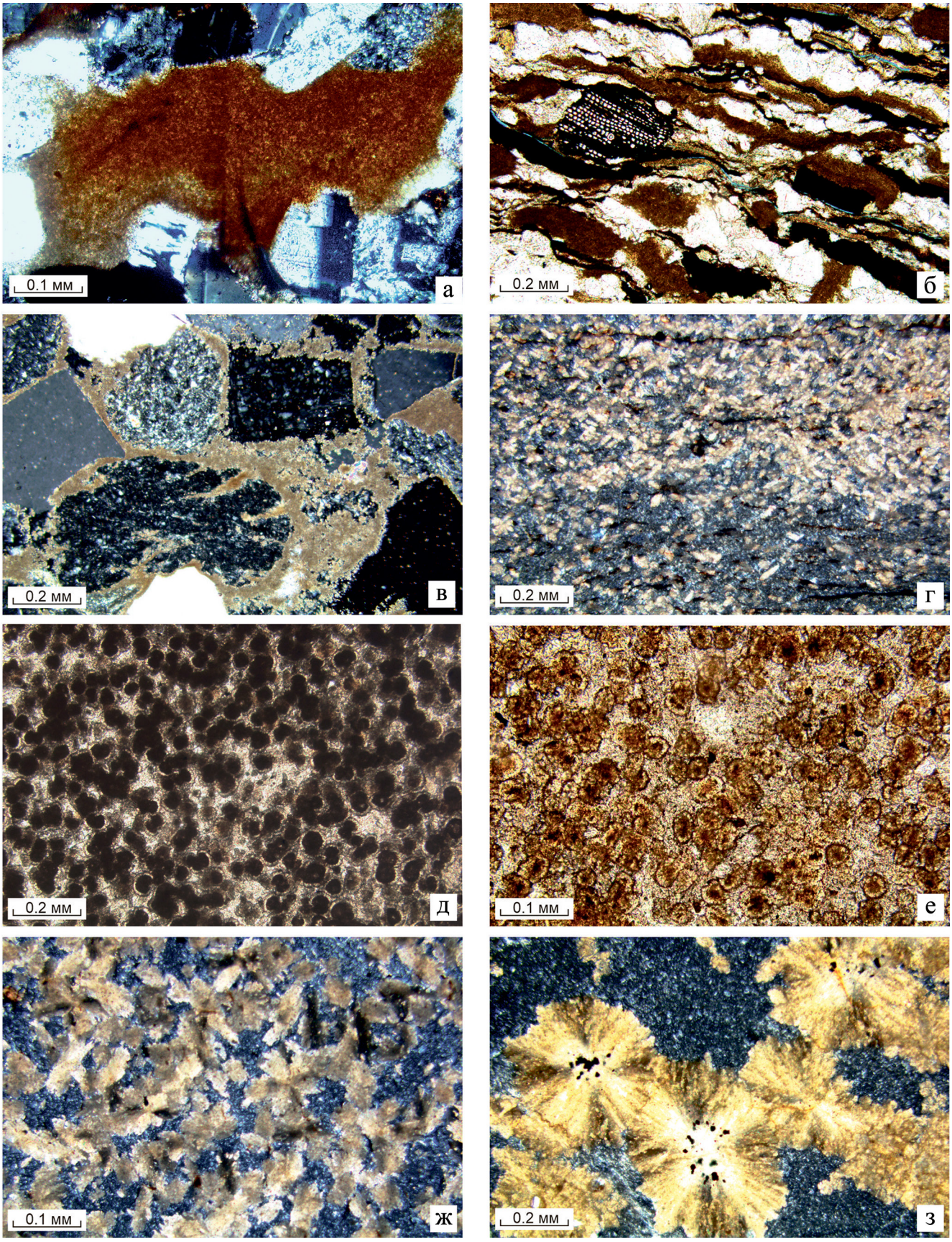


Рис. 2. Фотографии структурно-морфологических типов сидерита в шлифах.

а – пелитоморфный поровый цемент; б – пелитоморфный поровый цемент, концентрирующийся послойно совместно с растительным детритом; в – пелитоморфный пленочный цемент; г – тонкокристаллический рисовидный; д – микроглобулярный с большим ядром; е – микроглобулярный с широкой радиально-лучистой зоной; ж – сферолитовый "двухтрехлепестковый"; з – сферолитовый с хорошо выраженной радиально-лучистой структурой; а, б–г, ж, з – николи скрещены; д, е – николи параллельны.

Fig. 2. Optical photomicrographs of structural and morphological types of siderite in thin sections.

а – pelitomorphic pore cement; б – pelitomorphic pore cement concentrated in layers with plant detritus; в – pelitomorphic film cement; г – fine-crystalline rice-like; д – micro globular with a large core; е – microglobular with a widely radial-radiant zone; ж – spherulitic "two- or three-petal"; з – spherulitic with a well-defined radial-radiant structure; а, б–г, ж, з – crossed nicols; д, е – without analyser.

время очень незначительна и требует наращивания базы данных. Результаты наших исследований демонстрируют довольно заметную разницу изотопного состава разнофациальных сидеритов (рис. 4). Прибрежно- и мелководно-морские их разновидности характеризуются утяжеленным составом кислорода ($\delta^{18}O$ от +22.3 до +24.4‰ VSMOW), отличающим их от континентальных и субконтинентальных ($\delta^{18}O$ от +13.5 до +17.6‰), формировавшихся в пресноводных условиях (см. табл. 1). Наиболее облегчен по углероду сидерит, образующий псевдоморфозы по обильным остаткам корней растений в континентальной глинистой тогурской свите ($\delta^{13}C$ = –8.7‰), что свидетельствует о значительном участии изотопно-легкой органической (биогенной) углекислоты в его формировании. Максимально утяжеленный углерод (+13.5‰) определен в глинистых отложениях урманской свиты также континентального генезиса, в которых в целом наблюдается некоторое утяжеление изотопного состава углерода. В сидеритах васюганского горизонта преимущественно морского генезиса отмечены менее значительные вариации $\delta^{13}C$ – от –5.5 до +5.5‰, что соответствует их формированию в морском бассейне в раннем диагенезе (см. табл. 1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

При детальных микроскопических исследованиях оказалось, что в мезозойских отложениях Западной Сибири довольно широко распространены микроглобулярные образования, аналогичные описанным в сидеритах Русской плиты, Приуралья, Северного Вьетнама (Ветошкина, 2005, 2006; Гептнер и др., 2016; Антошкина и др., 2017; и др.), для которых обосновывается гипотеза их принадлежности к биоморфным структурам микробиального происхождения. Очевидно, для Западно-Сибирского бассейна эта точка зрения также актуальна, но требует более целенаправленных детальных исследований.

Проявления сферолитов сидерита, называемых в зарубежных публикациях "сферосидеритами", рассмотрены в целом ряде работ (Феофилова, 1972; Ludvigson et al., 1998; Ufnar et al., 2001, 2004; Krajewski et al., 2010; и др.), содержащих данные по их минералогическому, геохимическому, изотопному составу, а также выводы по условиям и обстановкам формирования. Исследователи отмечают, что сферосидериты приурочены преимущественно к глинистым почвенным горизонтам заболачивающихся континентальных обстановок, реже приливного побережья. Они формируются в раннем диагенезе в восстановительных условиях, при активном участии метеорных вод. Данные по составу изотопов кислорода сферосидеритов используются при реконструкции палеоклимата. По химико-минералогическому составу сферосидериты наиболее чистые – обогащены железом, с минимальным содержанием примесей. Случаи повышения степени замещения Fe^{2+} на Ca^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+} свидетельствуют о смешивании метеорных и морских вод. Л.В. Пешехонов (1975), изучавший юрские сферолитовые сидериты нефтегазоносных отложений Западной Сибири, предлагал использовать некоторые особенности их структуры для оценки степени постседиментационных изменений вмещающих отложений. Определяющим в этом случае было его представление о появлении сферолитовой структуры в результате перекристаллизации пелитоморфной.

В целом комплекс условий, необходимый для формирования сидерита, следующий: умеренная насыщенность осадков органикой, нейтральные или слабощелочные значения pH (до 7.2–7.6), обстановка восстановительная, от пресной до опресненно-солоноватой, повышенная концентрация ионов Fe^{2+} в иловых водах, высокое содержание в осадке CO_2 и удаление из системы сульфидной S, относительно повышенная скорость седиментации (Тимофеева, 1963; Curtis, Spears, 1968; Гаврилов, 1982; и др.). В данной работе авторы, вслед за большинством исследователей, считают, что сидеритовая минерализация приурочена в основном к восстановительному этапу стадии диагенеза, при этом, по Ю.О. Гаврилову (1982), время его образования (ранний или поздний диагенез) зависит от набора условий и обстановок в каждом конкретном случае. В раннем-среднем катагенезе формируется тонкокристаллический ромбоэдрический (округленно-ромбоэдрический, неправильно-ромбоэдрический, удлиненно-ромбоэдрический, называемый

Таблица 1. Изотопный и геохимический состав изученных сидеритов Западной Сибири, мас. %

Table 1. Stable isotope and geochemical composition of the studied siderites of Western Siberia, wt %

№ п. п.	Образец	Вмещающая порода	Привязка образца		Структура сидерита	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$	$SrCO_3$	$\delta^{13}C_{VPDB}$	$\delta^{18}O_{VSMOW}$	$\delta^{18}O_{VPDB}$
1	ЗТ1/291	Алевроаргиллит	Урманская свита (J1p)	Континентальные	Пелитоморфная	78.4	7.8	11.4	2.3	0.03	1.3	13.6	–16.8
2	ЗТ1/295вм	Аргиллит	То же		–“–	88.1	6.7	4.6	0.6	0.03	5.5	13.5	–16.9
3	ВСТ3/273	–“–	–“–		Пелитоморфная сгустковая	91.9	3.6	1.4	3.0	0.02	13.5	16.9	–13.6
4	ЗТ1/251а	Алевроаргиллит	Тогурская свита (J1t)		Тонкокристаллическая (фитоморфозы)	88.5	3.5	6.3	1.7	0.05	–8.7	16.8	–13.7
5	ЗТ1/267	Аргиллит	То же		Пелитоморфная микроглобулярная	81.2	7.4	9.8	1.5	0.03	0.2	15.2	–15.2
6	К16/03	–“–	–“–		Сферолитовая	90.5	5.3	3.6	0.4	0.09	3.6	17.6	–12.9
7	К16/10	–“–	–“–		Лепестковые сферолиты	87.6	6.5	2.8	2.8	0.17	–0.6	19.2	–11.3
8	К141/69	–“–	–“–		Пелитоморфная микроглобулярная	73.2	10.2	14.8	1.7	0.07	1.7	15.6	–14.8
9	ЮП-1/93	–“–	–“–		Пелитоморфная	89.1	1.7	3.3	5.9	0.01	8.0	17.7	–12.8
10	3С11/99	Алевропесчаник	Тюменская свита (J2b-bt)		Пелитоморфная (цемент)	71.6	5.5	21.1	1.8	0.01	–2.4	13.8	–16.6
11	Т258/48а	Песчанисто-алевритоглинистая порода	Кровля тюменской свиты (J2bt)	Прибрежно- и мелководноморские	То же	74.8	11.6	11.0	2.4	0.08	–0.2	22.3	–8.3
12	Т258/48в	Алевропесчаник	Пахомовская пачка (J2bt-k)		То же	63.5	25.3	10.0	1.0	0.20	–1.7	24.2	–6.5
13	В4045/03	Песчанисто-алевритоглинистая порода	То же		То же	72.1	13.6	13.5	0.7	0.07	–0.5	24.4	–6.3
14	ЮК101/33	То же	–“–		Пелитоморфная и мелкосферолитовая	67.6	18.8	13.0	0.5	0.08	3.2	27.7	–3.1
15	В4045/01	Алевропесчаник	–“–		Пелитоморфная сгустковая	69.9	14.3	14.9	0.7	0.08	–0.4	24.4	–6.4
16	СП213/31	Глинисто-песчаная порода	–“–		Пелитоморфная	70.4	14.1	14.2	0.9	0.43	5.4	27.5	–3.3
17	УБ2002/96	Алевроаргиллит	–“–		–“–	71.3	18.8	9.4	0.4	0.13	2.5	27.3	–3.5
18	СМ38/39	Аргиллит	Нижневасюганская подсвита (J2k)		Пелитоморфная микроглобулярная	53.7	33.4	8.5	4.0	0.29	–5.5	19.9	–10.7
19	Л5/50	–“–	То же		Пелитоморфная	66.6	7.3	23.3	2.7	0.10	5.5	21.5	–9.2
20	Р412/90	Алевроаргиллит	Верхневасюганская подсвита (J3o)		Пелитоморфная сгустковая	80.2	5.8	11.6	2.4	0.03	4.5	23.4	–7.3
21	Р412/46	–“–	То же		То же	70.6	7.6	19.3	2.3	0.06	–0.8	19.9	–10.7

Таблица 2. Состав различных типов сидерита по данным микрозондового анализа, мас. %

Table 2. Composition of different types of siderite according to microprobe analysis, wt %

Образец	Тип сидерита	Привязка образца	Спектр	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$
K16/09	Микрокристаллический неправильно ромбоэдрический	Тогурская свита (J1t), континентальные	65	94.4	3.7	1.9	0.0
			67	94.1	3.8	1.7	0.4
			68	93.6	4.3	1.5	0.6
K16/03	Сферолиты (центральная часть)		40	97.4	1.8	0.0	0.8
			41	97.0	1.9	0.0	1.0
			42	96.3	2.6	0.0	1.1
	Сферолиты (радиально-лучистая часть)		38	95.4	2.7	1.6	0.4
			39	96.5	3.5	0.0	0.0
			43	91.1	4.0	4.3	0.6
BT194/13	Двух-трехлепестковые сфреолиты	Верхневасюганская подсвита (J3ox); прибрежно-морские	82	95.0	2.2	0.0	2.8
			83	94.9	2.1	0.0	3.0
			84	91.2	3.0	0.0	5.8
	Микро- и тонкокристаллический неправильно ромбоэдрический		103	68.3	7.9	23.0	0.7
			104	67.5	7.8	24.0	0.8
			105	67.6	11.7	19.7	0.9
BT113/2	Микрокристаллический рисовидный		27	70.2	10.6	17.4	1.8
			28	71.8	9.7	17.1	1.4
			29	82.5	0.8	14.6	2.2

рисовидным или овсяным) сидерит в аргиллитах и песчаниках, а также сидерит, развивающийся по биотиту и некоторым литокластам. Есть и дискуссионные моменты по генезису некоторых форм западносибирского сидерита. В частности, в (Баженов и др., 1994; Недоливко и др., 2001; и др.) отмечаются проявления наложенных эпигенетических сидеритов, образующихся в результате взаимодействия с продуктами окисления нефтей (т.е. влияние залежей УВ): сферолиты и прожилки сидерита в глинистой тогурской свите-флюидоупоре, выделения эпигенетического сидерита в песчаниках в зоне ВНК и др. Есть исследователи, отводящие ведущую роль гидротермальным процессам при формировании сидерита (Коробов, Коробова, 2014; Зубков, 2016, 2019). В этом случае, по мнению М.Ю. Зубкова, в последовательности формирования новообразованных аутигенных минералов, выделяющихся из гидротермальных растворов, карбонаты (кальцит, сидерит) отвечают третьему этапу, после формирования кварца, затем глинистых минералов (каолинит, диккит) и перед формированием сульфатов и сульфидов.

Генезис сидерита определяется его составом, изменчивость которого отмечена и в юрско-нижнемеловых отложениях Западной Сибири. Уже в работах Г.Н. Перозио (Перозио, Мандрикова, 1967; Перозио, 1971) показано, что диагенетические генерации Fe-карбоната представлены сидеритом и Ca-сидероплезитом (повышенное содержание Mg), а более поздние генерации характеризуются частым замещением Fe^{2+} на Ca^{2+}, Mg^{2+} и Mn^{2+} и формированием Ca- и Mn-Ca-сидероплезитов и Ca-пистомезитов. Н.М. Недоливко с соавторами (2001), детально изучавшие карбонаты в юрских отложениях юго-востока Западной Сибири, установили, что среди диагенетических сидеритов глинистых пород развиты Ca-Mn- и Ca-сидероплезиты и сидеродоты. В песчаниках развит диагенетический сидероплезит с повышенными, по сравнению с глинистыми породами, содержаниями Mg и пониженными – Ca и Mn. Незначительно проявленный катагенетический сидерит представлен пистомезитом (обогащен Mg). В зонах влияния залежей УВ в процессе наложенного эпигенеза в глинистых породах формируется манганосидерит, а в песчаниках – пистомезит. На существенное различие состава сидеритов разного генезиса указывал и В.А. Баженов с соавторами (1994). Изученные ими первично-осадочные пелитоморфные сидериты из глинистых отложений нижнетоарской тогурской свиты представлены сидеродотом, а вторичные сидериты, формирующие секущие прожилки, сферолиты (0.2–0.3 мм) и сферолитовые стяжения (до 10–12 мм), – манганосидеритами.

Как уже отмечалось, опубликованные данные изотопных исследований западносибирских сидеритов весьма немногочисленны. В первых работах по этой тематике (Галимов, 1968; Галимов, Мазур, 1972) отмечено, что сидерит отличается от других карбонатов более высокими значениями $\delta^{13}C$ и более широким диапазоном их изменений, что, с учетом

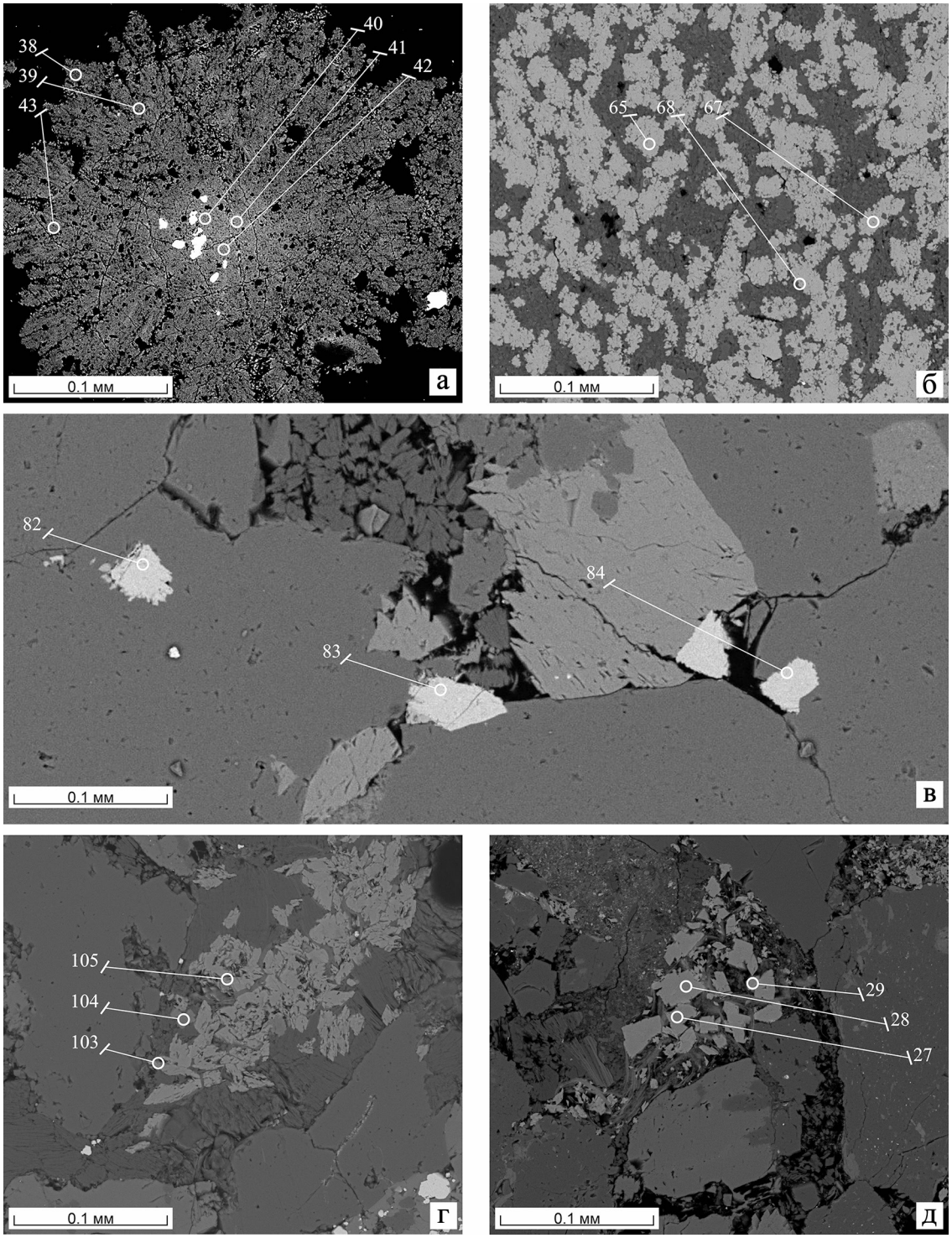


Рис. 3. СЭМ-изображения разных типов сидерита.

а – радиально-лучистые сферолиты; б – “двух-трехлепестковые” сферолиты; в – тонко- и мелкокристаллический неправильно ромбоэдрический; г – микро- и тонкокристаллический рисовидный, развивающийся по поровому каолиниту; д – микро- и тонкокристаллический неправильно-ромбоэдрический, развивающийся по биотиту. Цифрами обозначены точки микрозондового анализа, результаты которого приведены в табл. 2.

Fig. 3. SEM images of different types of siderite.

а – radial-rayed spherulites; б – “two-three-petal” sphreolites; в – fine-crystalline irregularly rhombohedral; г – micro-fine-crystalline rice-like developed in pore on kaolinite; д – micro-fine-crystalline irregularly rhombohedral developing on biotite. The numbers indicate the points of microprobe analysis, the results of which are given in Table 2.

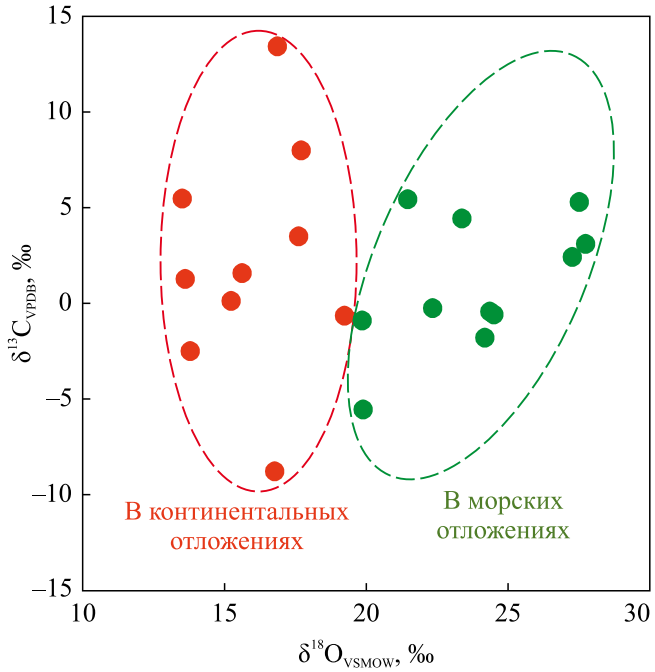


Рис. 4. Изотопный состав C и O для изученных сидеритов.

Fig. 4. Values $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ for studded siderites.

его раннедиагенетического генезиса, делает этот минерал чувствительным индикатором условий формирования. Для исследованных сидеритов из верхнеюрско-нижнемеловых алевритоглинистых пород центральной части Западной Сибири указанными авторами определены значения $\delta^{13}C$, варьирующиеся от +0.7 до –0.95‰. Положительные значения привязаны к зоне хорошо аэрируемого шельфа, окислительным условиям, нормальной солености. Отрицательные значения связаны с изменением редокс-обстановок в сторону восстановительных условий, повышения или понижения солености. По данным авторов работы (Баженов и др., 1994), нижнетоарские “первично-осадочные сидериты” тогурской свиты с повышенным содержанием Ca (сидеродоты) обогащены, по сравнению с вторичными, тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}C$ от –5.8 до –3.9‰) и легким изотопом кислорода ($\delta^{18}O$ от +13.1 до +15.9‰). У вторичных манганосидеритов более легкий изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$ от –9.4 до –6.4‰) и утяжеленный кислорода ($\delta^{18}O$ от +18.0 до +18.9‰) связаны, по мнению авторов, с влиянием залежей УВ.

Для более детально изученных сидеритов из мезозойских отложений северо-востока Русской плиты зафиксирован значительный разброс значений $\delta^{13}C$ (от –19.8 до +2.8‰) и $\delta^{18}O$ (от +5.4 до +30.6‰) (Ветошкина, 2005, 2006). При этом более ранняя генерация сидеритов континентальных и прибрежно-континентальных фаций характеризуется отрицательными значениями $\delta^{13}C$, а более поздняя генерация отличается утяжеленным углеродом. Автор объясняет это уменьшающимся вкладом органогенного CO_2 в процессе диагенеза. Для сидеритов морских отложений установлена прямая зависимость утяжеления изотопного состава углерода и соотношения Mg/Ca, что согласуется со стадийностью сидеритообразования. Вариации значений $\delta^{18}O$ отражают влияние изотопно-легкой метеорной воды и палеоклиматические изменения.

В обзорной работе P.S. Mozley, P. Wersin (1992), содержащей результаты исследований сидеритов разных возрастов и регионов мира, приведены вариации их изотопного состава: $\delta^{13}C$ от –25 до +22‰ и $\delta^{18}O_{VPDB}$ от –23 до +8‰. Авторы отмечают, что сидериты со значениями $\delta^{13}C$ меньше –8‰ имеют, скорее всего, морское, а со значениями $\delta^{18}O$ меньше –13‰ и положительными значениями $\delta^{13}C$ – неморское происхождение. Появившиеся в последующие десятилетия данные в целом укладываются в указанный диапазон значений, а результаты исследований дают более глубокое понимание процессов, происходящих в диагенезе (Franchi et al., 2017; Tang et al., 2018; и др.). Для корректного сравнения полученных нами значений $\delta^{18}O$ с данными из вышеупомянутого обзора диапазон вариаций $\delta^{18}O$ в изученных сидеритах пересчитан из VSMOW в VPDB с использованием уравнения

$$\delta^{18}O_{VSMOW} = 1.03091\ \delta^{18}O_{PDB} + 30.91,$$

представленного в оригинальной работе (Coplen et al., 1983) (см. табл. 1 и рис. 5). Как видно, расположение точек изученных проб на диаграмме Mozley–Wersin в целом соответствует установленным трендам.

Суммируя результаты выполненных исследований, отметим несколько моментов. Сидериты, являющиеся весьма распространенными минералами в терригенно-глинистых мезозойских отложениях Западной Сибири, до сих пор остаются слабоизученными. Образуясь в разных условиях и на разных стадиях литогенеза под воздействием целого ряда факторов, они характеризуются широким спектром структурно-минералогических разновидностей и обладают значительным диапазоном содержания изоморфных примесей Ca, Mg, Mn. Комплексные исследования позволили рассмотреть петрографические, геохимические и изотопные характеристики сидеритов из разнофациальных юрско-нижнемеловых отложений и сделать выводы относительно закономерностей их изменения в зависимости от генезиса минерала. Установлено, что среди них преобладает сидерит с пелитоморфной, реже глобулярной структурой, в меньшей степени распространены микро-, тонкокристаллический и сферолитовый сидериты. В пахомовской пачке отмечены кальцит-сидеритовые оолиты. По изотопно-геохимическим данным до-

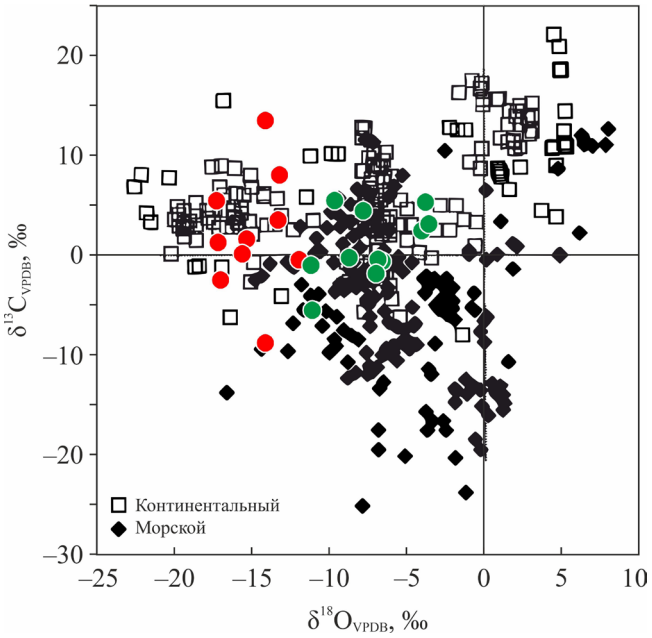


Рис. 5. Изотопный состав C и O для изученных сидеритов в сопоставлении с литературными данными, по (Mozley, Wersin, 1992).

Красные точки – континентальные отложения, зеленые – морские отложения.

Fig. 5. Values $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ for the studied siderites compared with the known data, according to (Mozley, Wersin, 1992).

Red dots – continental sediments, green – marine sediments.

вольно четко проявились различия группы “морских” и группы “континентальных” сидеритов. Сидериты континентальных отложений более чистые по химическому составу, характеризуются в целом более тяжелым изотопным составом углерода и более легким – кислорода по сравнению с прибрежно- и мелководно-морскими.

Очевидно, что дальнейшее изучение этого минерала будет способствовать большей востребованности его при реконструкциях условий седиментодиагенеза в первую очередь алевритоглинистых угленосных толщ. При изучении структурно-морфологических разновидностей сидерита установлено изменение их состава: ранние генерации характеризуются более чистым составом, поздние – повышенным содержанием Ca, Mn и Mg. Эту закономерность можно использовать при проведении стадиального анализа вмещающих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антошкина А.И., Рябинкина Н.Н., Валяева О.В. (2017) Генезис сидеритовых конкреций из терригенной толщи нижнего карбона на Приполярном Урале. *Литология и полез. ископаемые*, **17**(2), 130-144.

Баженов В.А., Недоливко Н.М., Симанова И.Г. (1994) Вторичное минералообразование в покрышках месторождений УВ. *Геология и геофизика*, (10), 61-66.

Вакуленко Л.Г., Ян П.А., Бурлева О.В., Эдер В.Г. (2008) Литологическая характеристика базальных пластов в бат-верхнеюрском разрезе Западной Сибири. *Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли*. Тр. Междунар. науч. конф. Тюмень, 128-135.

Ветошкина О.С. (2006) Сидерит мезозойских отложений Нижневычегодской впадины. Автореф. дисс. … канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 20 с.

Ветошкина О.С. (2005) Сидеритовая минерализация биогенных комплексов Нижневычегодской впадины севера Русской плиты. *Вестн. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН*, (4), 23-27.

Гаврилов Ю.О. (1982) Диагенетические преобразования в глинистых отложениях. М.: Наука, 100 с.

Галимов Э.М. (1968) Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 224 с.

Галимов Э.М., Мазур В.М. (1972) Связь изотопного состава углерода сидеритов с фациальной характеристикой отложений и условиями существования фауны (на примере верхнеюрских и нижнемеловых пород Западной Сибири). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (10), 26-32.

Гептнер А.Р., Петрова В.В., Фан Донг Ф., Нгуен Хуан Х., Ле Тхи Н. (2016) Пластовые сидериты пресноводных неогеновых отложений Вьетнама. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 150-167.

Зубков М.Ю. (2016) Тектоногидротермальные процессы в юрских отложениях Западно-Сибирского бассейна. *Горн. ведомости*, **9**(148), 30-56.

Зубков М.Ю. (2019) Тектоногидротермальные процессы в меловых отложениях Западно-Сибирского бассейна. *Геология нефти и газа*, (1), 7-26.

Коробов А.Д., Коробова Л.А. (2014) Флюидодинамический режим рифтогенных бассейнов и сопряженный эпигенез – ключ к прогнозу продуктивных коллекторов чехла. *Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений*, (4), 29-38.

Македонов А.В. (1986) Историко-геологическая эволюция конкрециеобразования. *Конкреции и конкреционный анализ докембрия.* Л.: ВСЕГЕИ, 3-6.

Недоливко Н.М., Жуковская Е.А., Баженов В.А. (2001) Карбонаты в юрских отложениях юго-восточной части Нюрольской впадины (Томская область). *Геология и геофизика*, **42**(3), 491-501.

Нежданов А.А. (1984) Маркирующие горизонты в продуктивных отложениях мезозоя Западной Сибири. *Выделение и корреляция основных стратонов мезозоя Западной Сибири*. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 97-106.

Перозио Г.Н. (1971) Эпигенез терригенных осадочных пород Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 159 с.

Перозио Г.Н., Мандрикова Н.Т. (1967) Геохимия малых элементов в карбонатный этап начального эпигенеза. *Вопросы литологии и геохимии Сибири*. Новосибирск: СНИИГГиМС, 102-114.

Пешехонов Л.В. (1975) К характеристике текстурно-структурных особенностей юрских сидеритов как возможных индикаторов степени диагенеза (на примере нефтегазоносных отложений Томской области).

Изв. Томск. политехн. ин-та, **297**, 50-53.

Расулов А.Т. (2006) Поликомпонентные карбонатные конкреции нового типа и их происхождение. *Литосфера*, (4), 175-183.

Теодорович Г.И. (1958) Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 226 с.

Тимофеева З.В. (1963) Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 88-107.

Феофилова А.П. (1972) Конкреции в ископаемых почвах пермо-карбоновых отложений Донецкого бассейна и их связь с климатом. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 67-74.

Coplen T., Kendall C., Hopple J. (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, **302**, 236-238.

Curtis C.D., Spears D.A. (1968) The formation of sedimentary iron minerals. *Econ. Geol*., **63**(3), 257-270.

Franchi F., Rovere M., Gamberi F., Rashed H., Vaselli O., Tassi F. (2017) Autigenic minerals from the Paola Ridge (southern Tyrrhenian Sea): Evidences of episodic methane seepage. *Marine Petrol. Geol*., **86**, 228-247.

Krajewski K.P., Gonzhurov N.A., Laiba A.A., Tatur A. (2010) Early diagenetic siderite in the Panorama Point Beds (Radok Conglomerate, Early to Middle Permian), Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Polish Polar Res*., **31**(2), 169-194.

Ludvigson G.A., González L.A., Metzger R.A., Witzke B.J., Brenner R.L., Murillo A.P., White T.S. (1998) Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology. *Geology*, **26**(11), 1039-1042.

Mozley P.S., Wersin P. (1992) Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment. *Geology*, **20**(9), 817-820.

Tang D., Shi X., Jiang G., Wu T., Ma J., Zhou X. (2018) Stratiform siderites from the Mesoproterozoic Xiamaling Formation in North China: Genesis and environmental implications. *Gondw. Res*., **58**, 1-15.

Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A., Brenner R.L., Witzke B.J. (2004) Diagenetic Overprinting of the Sphaerosiderite Palaeoclimate Proxy: Are Records of Pedogenic Groundwater $\delta^{18}O$ Values Preserved? *Sedimentology*, **51**(1), 127-144.

Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A., Brenner R.L., Witzke B.J. (2001) Stratigraphic Implications of Meteoric Sphaerosiderite $d^{18}O$ Values in paleosols of the Cretaceous (Albian) Boulder Creek formation, NE British Columbia Foothills, Canad. *J. Sediment. Res*., **71**(6), 1017-1028.

REFERENCES

Antoshkina A.I., Ryabinkina N.N., Valyaeva O.V. (2017) Genesis of siderite nodules from the Lower Carboniferous terrigenous sequence in the Subpolar Urals. *Lithol. Miner. Res*., (2), 111-124 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, **17**(2), 130-144).

Bazhenov V.A., Nedolivko N.M., Simanova I.G. (1994) Epigenetic mineral formation in the seals of hydrocarbon deposits. *Geol. Geofiz*., (10), 61-66. (In Russ.)

Coplen T., Kendall C., Hopple J. (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, **302**, 236-238.

Curtis C.D., Spears D.A. (1968) The formation of sedimentary iron minerals. *Econ. Geol*., (3), 257-270.

Feofilova A.P. (1972) Concretions in fossil soils of Permian-Carboniferous deposits of the Donetsk basin and their relationship with the climate. *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 67-74. (In Russ.)

Franchi F., Rovere M., Gamberi F., Rashed H., Vaselli O., Tassi F. (2017) Autigenic Minerals from the Paola Ridge (Southern Tyrrhenian Sea): Evidences of Episodic Methane Seepage. *Marine Petrol. Geol*., **86**, 228-247.

Galimov E.M. (1968) Geochemistry of stable carbon isotopes. Moscow, Nedra Publ., 224 p. (In Russ.)

Galimov E.M., Mazur V.M. (1972) The relationship of the carbon isotope composition of siderites with the facies characteristics of sediments and the conditions of fauna existence (using the example of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks of Western Siberia). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (10), 26-32. (In Russ.)

Gavrilov Yu.O. (1982) Diagenetic transformations in clay deposits. Moscow, Nauka Publ., 100 p. (In Russ.)

Heptner A.R., Petrova V.V., Fan Dong F., Nguyen Huang H., Le Thi N. (2016) Siderite layers in the fresh-water neogene sediments of Vietnam. *Lithol. Miner. Res*., (2), 150-167.

Korobov A.D., Korobova L.A. (2014) The fluidodynamic regime of rift basins and conjugate epigenesis are the key to predicting productive reservoirs of the sedimentary cover. *Geologiya, Geofizika i Razrabotka Neftyanykh Mestorozhdenii*, (4), 29-38. (In Russ.)

Krajewski K.P., Gonzhurov N.A., Laiba A.A., Tatur A. (2010) Early diagenetic siderite in the Panorama Point Beds (Radok Conglomerate, Early to Middle Permian), Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Polish Polar Res*., **31**(2), 169-194.

Ludvigson G.A., González L.A., Metzger R.A., Witzke B.J., Brenner R.L., Murillo A.P., White T.S. (1998) Meteoric sphaerosiderite lines and their use for paleohydrology and paleoclimatology. *Geology*, **26**(11), 1039-1042.

Makedonov A.V. (1986) Historical and geological evolution of concretion formation. *Concretions and concretion analysis of the Precambrian.* Leningrad, VSEGEI Publ., 3-6. (In Russ.)

Mozley P.S., Wersin P. (1992) Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment. *Geology*, **20**(9), 817-820.

Nedolivko N.M., Zhukovskaya E.A., Bazhenov V.A. (2001) Carbonates in Jurassic sediments of the southeastern part of the Nyrol depression (Tomsk Region). *Geol. Geofiz*., **42**(3), 491-501. (In Russ.)

Nezhdanov A.A. (1984) Marking horizons in Mesozoic productive sediments of the Western Siberia. *Isolation and correlation of the main stratons of the Mesozoic of Western Siberia.* Tyumen, ZapSibNIGNI Publ., 97-106. (In Russ.)

Perozio G.N. (1971) Epigenesis of terrigenous sedimentary rocks of the West Siberian Lowland. Moscow, Nedra Publ., 159 p. (In Russ.)

Perozio G.N., Mandrikova N.T. (1967) Geochemistry of trace elements in the carbonate stage of initial epigenesis. *Issue of Lithology and Geochemistry of Siberia.* Novosibirsk, SNIGGiMS Publ., 102-114. (In Russ.)

Peshekhonov L.V. (1975) On the characterization of textural and structural features of Jurassic siderites as possible indicators of the degree of diagenesis (on the example of oil and gas deposits of the Tomsk region). *Izv. Tomsk.*

Politekhn. Instituta, **297**, 50-53. (In Russ.)

Rasulov A.T. (2006) Polycomponent carbonate concretions of a new type and their origin. *Lithosphere (Russia)*, (4), 175-183. (In Russ.)

Tang D., Shi X., Jiang G., Wu T., Ma J., Zhou X. (2018) Stratiform siderites from the Mesoproterozoic Xiamaling Formation in North China: Genesis and environmental implications. *Gondw. Res*., **58**, 1-15.

Teodorovich G.I. (1958) Autigenic minerals of sedimentary rocks, Moscow, Izd-vo AN SSSR, 226 p. (In Russ.)

Timofeeva Z.V. (1963) Facial-geochemical conditions of formation of diagenetic siderite ores. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 88-107. (In Russ.)

Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A., Brenner R.L., Witzke B.J. (2004) Diagenetic overprinting of the sphaerosiderite palaeoclimate proxy: are records of pedogenic groundwater $\delta^{18}O$ values preserved. *Sedimentology*, **51**(1), 127-144.

Ufnar L.F., Gonzalez L.A., Ludvigson G.A., Brenner R.L., Witzke B.J. (2001) Stratigraphic implications of meteoric sphaerosiderite $d^{18}O$ values in paleosols of the cretaceous (albian) Boulder Creek formation, NE British Columbia Foothills, Canad. *J. Sediment. Res*., **71**(6), 1017-1028.

Vakulenko L.G., Yan P.A., Burleva O.V., Eder V.G. (2008) Lithological characteristics of basal strata in the Bath-Upper Jurassic section of Western Siberia. *Bio- and lithostratigraphic frontiers in the history of the Earth.* Proceedings of the International Scientific Conference. Tyumen, 128-135.

Vetoshkina O.S. (2005) Siderite mineralization of biogenic complexes of the Nizhnevychegodsky depression of the north of the Russian Plate. *Vestn. Instituta Geologii Komi NTs UrO RAN*, (4), 23-27. (In Russ.)

Vetoshkina O.S. (2006) Siderite of Mesozoic deposits of the Nizhnevychegodskaya depression. Extended abstract of Cand. Sci. Diss. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 20 p. (In Russ.)

Zubkov M.Yu. (2019) Tectonic-hydrothermal processes in Cretaceous sediments of the West Siberian basin. *Geologiya Nefti i Gaza*, (1), 7-26. (In Russ.)

Zubkov M.Yu. (2016) Tectonic-hydrothermal processes in Jurassic sediments of the West Siberian basin. *Gorn. Vedomosti*, **9**(148), 30-56. (In Russ.)

УДК 552.5:550.4+551.76 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-861-875

Новые данные о составе, строении и условиях формирования пограничной юрско-меловой толщи юго-восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (север Восточной Сибири)

А. Ю. Попов, Б. Л. Никитенко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 23.12.2024 г., принята к печати 17.02.2025 г.

Объект исследований – верхняя юра и нижний мел левобережья нижнего течения р. Лены, вскрытые новой скважиной (93-80). *Цель исследований* – выявить особенности состава, строения и охарактеризовать условия формирования отложений. *Методы исследований* – расчленение и стратификация толщи лито- и биостратиграфическими методами, петрографическое изучение пород в шлифах, анализ данных минералогического и химического состава пород, полученных физико-химическими методами. При реконструкции обстановок формирования отложений использовались комплексные методические приемы, применяемые в ИНГГ СО РАН при генетических интерпретациях для терригенных мезозойских толщ Сибири. *Результаты.* Установлено, что глинисто-алевритовая часть разреза с базальным конгломератовым пластом (интервал 31.8–43.5 м) соответствует буолкалахской свите (волжский ярус–бореальный берриас), а вышележащая песчаная часть (интервал 4.0–31.8 м) – кигиляхской свите (бореальный берриас(?)–валанжин). Определены минералого-петрографические и литохимические характеристики отдельных слоев и пачек изученного разреза. Реконструирован направленный непрерывный регрессивный тренд формирования волжско-валанжинской толщи, выраженный в смене обстановок мелководно-морского, прибрежно-морского и дельтового комплексов. На границе буолкалахской и кигиляхской свит зафиксирована смена режима седиментации, отвечающая значительному увеличению темпов поступления терригенного материала в бассейн. Установлено, что основными источниками сноса являлись близко расположенные более древние осадочные образования, богатые кварцем, а также магматические породы кислого состава. Материнские толщи были подвержены слабому и умеренному химическому выветриванию.

Ключевые слова: *верхняя юра, нижний мел, петрография, литохимия, обстановки и условия осадконакопления, Анабаро-Ленский осадочный бассейн, Арктика*

Источник финансирования

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00054, а также научно-методической поддержке ФНИ ИНГГ СО РАН (FWZZ-2022-0008)

New data on the composition, structure and conditions of formation of the boundary Jurassic-Cretaceous section of the southeastern part of the Anabar-Lena sedimentary basin (north of Eastern Siberia)

Alexei Yu. Popov, Boris L. Nikitenko

A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru

Received 23.12.2024, accepted 17.02.2025

Research subject. The Upper Jurassic and Lower Cretaceous sections of the left bank of the lower Lena River, opened by a new well (93-80). *Aim* of the research is to identify the features of the composition, structure and characterize the conditions of sediment formation. *Methods* include the dismemberment and stratification of strata by litho- and biostratigraphic methods, petrographic study of rocks in sections, analysis of data on the mineralogical and chemical composition of rocks obtained by physical–chemical methods. When reconstructing the sediment formation conditions, complex methodological

Для цитирования: Попов А.Ю., Никитенко Б.Л. (2025) Новые данные о составе, строении и условиях формирования пограничной юрско-меловой толщи юго-восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (север Восточной Сибири). *Литосфера*, **25**(4), 861-875. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-861-875. EDN: TUSMVF

For citation: Popov A.Yu., Nikitenko B.L. (2025) New data on the composition, structure and conditions of formation of the boundary Jurassic-Cretaceous section of the southeastern part of the Anabar-Lena sedimentary basin (north of Eastern Siberia). *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 861-875. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-861-875. EDN: TUSMVF

© А.Ю. Попов, Б.Л. Никитенко, 2025

techniques used in the IPGG SB RAS in genetic interpretations for terrigenous Mesozoic strata of Siberia were used. *Results.* It was found that the clay-siltstone part of the section with a basal conglomerate layer (31.8–43.5 м) corresponds to the Buolkalakh Formation (Volgian–Boreal Berriasian). The overlying sandy part (4.0–31.8 м) corresponds to the Kigilakh Formation (Boreal Berriasian(?)–Valanginian). The mineralogical-petrographic and lithochemical characteristics of individual beds and members of the studied section have been revealed. It is reconstructed the directed regressive trend of the formation of the Volgian–Valanginian section, expressed in the change of shallow-marin, coastal-marine and delta environments. At the boundary of the Buolkalakh and Kigilakh Formations a sedimentation regime change was fixed. It is characterized by a significant increase in the rate of terrigenous material entering the basin. It was found that the main sources of demolition were closely located older sedimentary formations rich in quartz, as well as felsic igneous rocks. The parent strata were subject to low and moderate chemical weathering.

Keywords: *Upper Jurassic, Lower Cretaceous, petrography, lithochemistry, sedimentation conditions and environments, Anabar-Lena sedimentary basin, Arctic*

Funding information

The research was carried out with the financial support of the Russian Science Foundation grant No. 22-17-00054 and scientific and methodological support of the IPGG SB RAS (FWZZ-2022-0008)

ВВЕДЕНИЕ

До настоящего времени не снижается интерес к истории развития арктического Анабаро-Ленского осадочного бассейна. В частности, весьма актуальным остается изучение пограничных юрско-меловых отложений, для которых, как показали исследования (Каширцев и др., 2018, 2020; Никитенко и др., 2020, 2023; и др.), характерны интервалы, обогащенные сапропелевым органическим веществом. Именно погруженная волжско-берриасская толща может являться потенциальным очагом нефтегенерации на некоторых участках Лаптевоморского шельфа. На фоне существующих современных работ, посвященных палеонтолого-стратиграфическим аспектам изучения верхней юры и нижнего мела северных территорий Восточной Сибири, основные исследования вещественно-структурных характеристик слагающего их вещества проводились преимущественно в начале второй половины прошлого века, что также актуализирует современные комплексные литологические и литохимические исследования этого объекта.

Ритмичность отложений верхнеюрско-нижнемелового терригенного комплекса Анабаро-Ленского осадочного бассейна выражена весьма отчетливо (Каплан, 1976; Палеогеография…, 1983; Mork, Smelror, 2001; Девятов, Сапьяник, 2009; и др.). Считается, что с трансгрессии моря в позднебатско-раннекелловейское время в рассматриваемом регионе начался крупный седиментационный цикл, однако ряд последующих регрессивных событий келловейского и оксфордского веков отразился в размыве накопившихся осадков на значительных территориях. Начало следующего седиментационного цикла маркируется регионально развитым глауконитсодержащим пластом часто с гравийно-галечным материалом. Его возраст на западных территориях бассейна датируется концом позднего оксфорда–киммериджем (Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2022; и др.), а на востоке – как кимеридж-ранневолжский (Nikitenko et al., 2018; Kosenko et al., 2019; и др.). Мощности прибрежных кимеридж-средневолжских отложений на рассматриваемой территории, как правило, незначительны. В конце средневолжского времени имела место форсированная трансгрессия моря, крупнейшая для юрского периода в этом регионе, за ней последовало постепенное обмеление морского палеобассейна, продолжавшееся в нижнемеловую эпоху.

Ранее нами в рамках комплексных исследований детально рассмотрены литологические и литогеохимические особенности верхней юры–нижнего мела западной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (Никитенко и др., 2022, 2023; Пещевицкая и др., 2022; Попов и др., 2022, 2025). В целях получения новых данных о составе, строении и условиях формирования мезозоя в восточной части бассейна изучен разрез одной из новых скважин, пробуренной в 2016 г. АО “Алмазы Анабара” под маркировкой 93-80 (рис. 1). Местоположение скважины приурочено к внутреннему борту Предверхоянского регионального прогиба вблизи восточного склона Оленекского свода (Конторович и др., 2021). Разрез скважины вскрыл среднюю и верхнюю юру и нижнюю часть мела. Керн не сохранен.

Волжско-берриасская толща в восточной части Анабаро-Ленского бассейна представлена существенно алеврито-глинистой буолкалахской свитой морского генезиса, с размывом перекрывающей различные горизонты средней и верхней юры (Государственная..., 2013, 2014; Шурыгин, Дзюба, 2015). Ее мощность здесь варьируется от 60 до 170 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении. Выше залегает алеврито-песчаная кигиляхская свита, формировавшаяся при постепенной смене мелководно-морских обстановок континентальны-

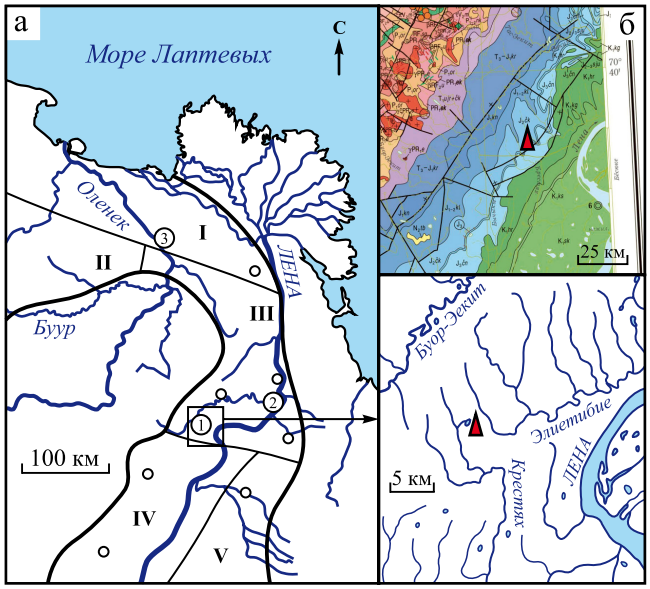


Рис. 1. Расположение опорных верхнеюрско-нижнемеловых разрезов (а) и фрагмент Государственной геологической карты Российской Федерации (2013) (б).

1 – изученный разрез, 2 – разрез мыса Чуча, 3 – разрез р. Оленек; кружки – опорные верхнеюрско-нижнемеловые разрезы; толстые линии – граница распространения юрских толщ, тонкие линии – границы позднеюрских терригенно-минералогических провинций по (Каплан и др., 1972): I – Приморская (Ленская подпровинция), II – Анабаро-Хатангская, III – Оленекская, IV – Молодо-Жиганская (Сюнгюдинская подпровинция), V – Восточно-Якутская; красный треугольник – расположение скв. 93-80.

Fig. 1. Location of the supporting Upper Jurassic–Lower Cretaceous sections (a) and a fragment of the State Geological Map of the Russian Federation (2013) (б).

1 – studied section, 2 – Cape Chucha section, 3 – Olenek River section; circles – supporting Upper Jurassic–Lower Cretaceous sections; thick lines – the boundary of the Jurassic strata, thin lines – the boundaries of the Late Jurassic terrigenous–mineralogical provinces (Kaplan et al., 1972): I – Primorsky (Lena substructure), II – Anabar–Khatanga, III – Olenek, IV – Molodo-Zhigansk (Siungudinsk substructure), V – East Yakut; the red triangle is the location of well 93-80.

ми. Подавляющая ее часть, как считается, соответствует валанжину, а мощность возрастает с северо-запада на юго-восток от 60–100 до 300 м (Государственная..., 2013, 2014).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал в виде полевого описания керна скважины и отобранных на комплексные виды исследований образцов получен непосредственно авторами. Мощность изученного разреза составила 46 м (интервал глубин 4–50 м). Посредством оптической микроскопии исследованы 25 шлифов глинисто-алевритовых и песчаных пород. Используемое деление на гранулометрические классы и типы соответствует предложенным в работе (Фролов, 1993). При определении состава обломочной части пород применялась классификация В.Д. Шутова (1967). Для семи глинисто-алевритовых образцов методом рентгеноструктурного анализа на автоматизированном порошковом дифрактометре ДРОН-8 с многоканальным детектором Mythen 2R1D определен минеральный состав валовых проб (аналитик Н.А. Пальчик). Литохимические исследования проведены на основе данных о содержании породообразующих оксидов 25 образцов, полученных на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900-XP (аналитик Н.Г. Карманова). Аналитические данные получены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Положение в разрезе образцов, взятых на различные виды анализов, указано на рис. 2. Данные химического состава пород анализировались с использованием классификационных и генетических диаграмм (Herron, 1988; Roser, Korsch, 1988). При анализе индекса химического изменения (CIA) учитывались практически полное отсутствие в породах карбонатной составляющей и незначительное (в третьем знаке после запятой) влияние молекулярных количеств Ca в апатите. Для всех полученных значений отношение молекулярных количеств оксидов $Ca/Na < 1$.

При реконструкции обстановок формирования отложений использовались комплексные методические приемы, применяемые в ИНГГ СО РАН при генетических интерпретациях для терригенных мезозойских толщ Сибири и подробно освещенные в работах (Конторович и др., 2010; Советов, Попов, 2024). При классификации обстановок осадконакопления использована модель, предложенная для морского побережья с терригенной седиментацией и основанная на характере гидродинамического воздействия на осадок (Обстановки…, 1990; Einsele, 1992). Расчленение и стратификация рассматриваемого разреза выполнены авторами лито- и биостратиграфическими методами. Последние основывались на анализе комплексов фораминифер.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе проведенных исследований установлено, что нижняя часть изученного разреза (интервал 45–50 м), представленная неравномерным волнисто-линзовидным переслаиванием крупноалевритовых (до тонкопесчаных) и алеврито-глинистых слоев мощностью порядка 0.5–2.0 см (рис. 3а, 4а) с отдельными, до первых дециметров, песчаными слоями, соответствует **чекуровской свите**

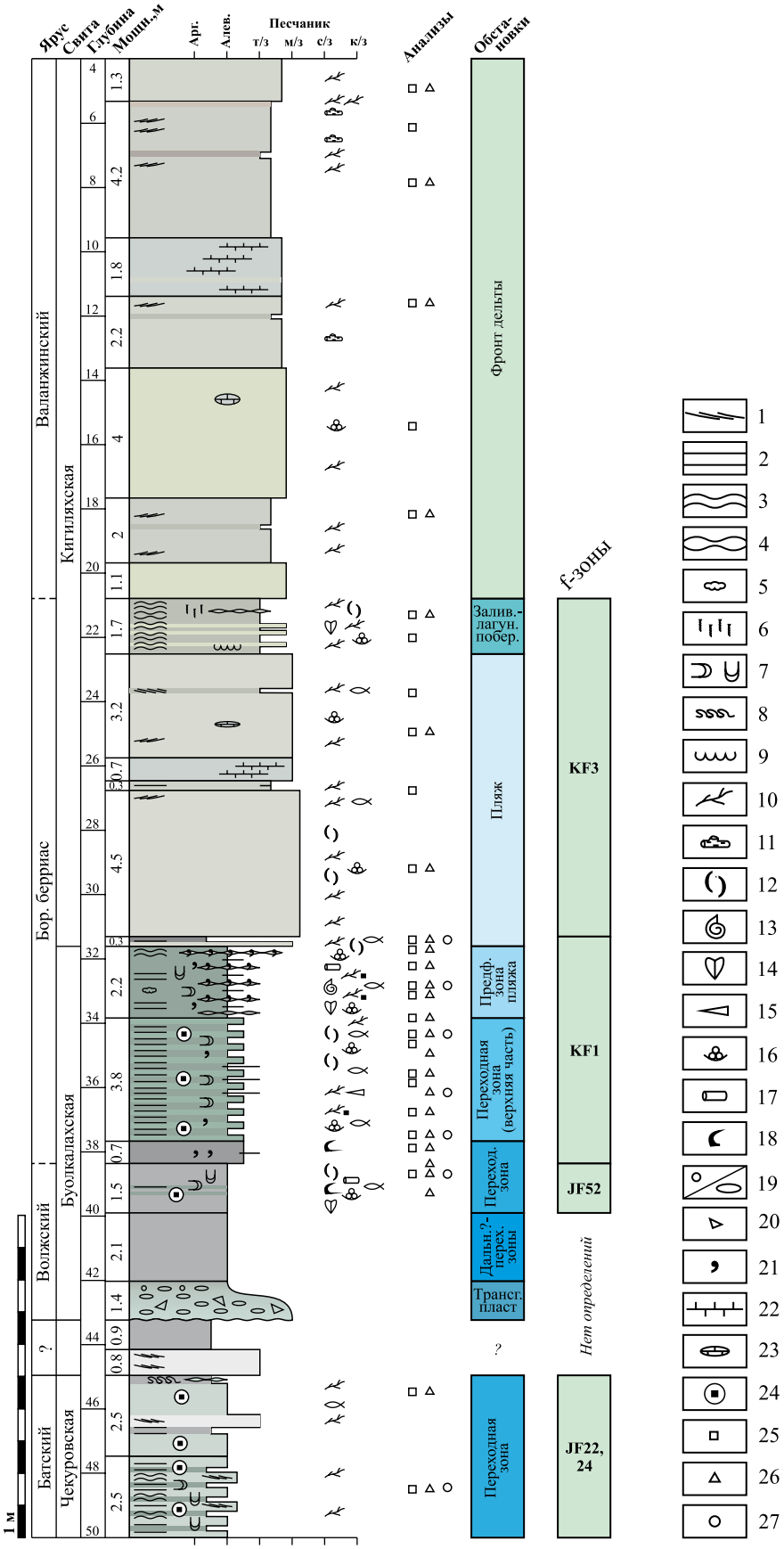


Рис. 2. Седиментационный разрез изученной толщи.

1–5 – текстура: 1 – пологокосослоистая, 2 – горизонтально-слоистая, 3 – волнисто-слоистая, 4 – волнисто-линзовидно-слоистая, 5 – мелкокомковатая; 6–9 – текстурные нарушения: 6 – активная биотурбация, 7 – отдельные горизонтальные и вертикальные следы жизнедеятельности, 8 – конседиментационные смятия, 9 – внутриформационные размывы; 10–18 – органические остатки: 10 – растительный детрит, 11 – крупные растительные остатки, 12 – раковинный детрит, 13 – аммониты (фрагменты), 14 – двустворчатые моллюски, 15 – ростры белемнитов, 16 – фораминиферы, 17 – денталиум, 18 – онихиты; 19–21 – неорганические включения: 19 – гравийные/галечные обломки, 20 – дресвяные обломки, 21 – глауконит; 22 – кальцитизированные породы; 23, 24 – конкреции: 23 – карбонатные, 24 – пиритовые; 25–27 – изученные образцы: 25 – петрография, 26 – литохимия, 27 – рентгеноструктурный анализ; цветом на седиментационном разрезе отмечен оригинальный оттенок пород.

Fig. 2. Sedimentary section of the studied stratum.

1–5 – texture: 1 – gently cross bedding, 2 – horizontal bedding, 3 – wavy bedding, 4 – wavy-lenticular bedding, 5 – fine-crumby; 6–9 – textural disturbances: 6 – active bioturbation, 7 – separate horizontal and vertical traces of vital activity, 8 – consedimentary crumpling, 9 – erosion boundaries; 10–18 – organic remains: 10 – plant detritus, 11 – large plant remains, 12 – shell detritus, 13 – ammonites (fragments), 14 – bivalves, 15 – belemnite rostra, 16 – foraminifera, 17 – dentalium, 18 – onychites; 19–21 – inorganic inclusions: 19 – gravel/pebble, 20 – bone fragments, 21 – glauconite; 22 – calcified rocks; 23, 24 – nodules: 23 – carbonate, 24 – pyrite; 25–27 – studied samples: 25 – petrography, 26 – lithochemistry, 27 – X–ray diffraction analysis; the color on the sedimentation section is the original shade of the rocks.

байос-батского возраста (см. рис. 2). В породах присутствуют ихнофоссилии *Planolites*, реже *Thalassinoides*. Были диагностированы фораминиферы, характерные для f-зон JF22 и JF24. Песчаные прослои имеют аркозовый состав (рис. 5). К сожалению, в разрезе присутствует интервал без опробования и подробного литологического описания, что не позволяет точно датировать вышележащие отложения (1.7 м), подстилающие конгломератовый пласт.

Глинисто-алевритовая часть разреза с базальным конгломератовым пластом в основании (интервал 31.8–43.5 м) соответствует **буолкалахской свите** волжско-берриасского возраста (см. рис. 2). Базальный пласт свиты развит регионально и содержит характерные обломки фосфоритов (см. рис. 3б). Вверх он переходит в алевропесчаник глинистый, гравийно-галечный и имеет общую мощностью 1.4 м. Вышележащие 10.3 м в основном представлены алевролитами крупнозернистыми, послойно мелкозернистыми и тонкопесчаными, в разной степени глинистыми (см. рис. 3в, 4б–г). Присутствуют песчаные тонкозернистые прослои более светлых оттенков мощностью первые сантиметры, подчеркивающие неравномерную горизонтальную, в верхней части – волнистую и волнисто-линзовидную слоистость. Послойно проявлена слабая биотурбация с преобладанием горизонтальных следов жизнедеятельности (ихнофоссилии *Chondrites*). Породы имеют зеленовато-серые цвета. Характерной особенностью отложений является присутствие рассеянных глауконитовых глобул (первые проценты) (см. рис. 4в). Их доля возрастает в верхних 2.2 м свиты (до 10% от объема породы), где они концентрируются линзами и прослоями совместно с обломками песчаной размерности и раковинным детритом (см. рис. 4д). Также свита обогащена различными макрофаунистическими остатками: раковинами двустворчатых моллюсков (преимущественно в виде детрита), рострами белемнитов, онихитами. Присутствуют трубки денталиума, пиритизированные остатки высших водорослей, мелкий углефицированный растительный детрит, мелкие фосфатные костные фрагменты. В этом интервале встречены микрофоссилии, характерные для верхов волжского яруса и бореального берриаса (f-зоны JF52, KF1).

Петрографический анализ показал, что в составе крупноалевритовой и песчаной фракций наиболее грубозернистых слоев буолкалахской свиты, характеризующейся низкой степенью окатанности обломков, преобладают кварц и полевые шпаты, составляющие в среднем по 35–40% обломочной части (см. рис. 5). Последние представлены преимущественно калиевыми разновидностями, плагиоклазы относительно редки (до 10% обломков). Доля литокластов составляет в среднем 15%, они представлены эффузивами кислого, возможно среднего, состава, карбонатными и глинистыми породами, реже хлоритизированными неидентифицируемыми обломками, единичными слюдистыми сланцами. Повышенное содержание литокластов фиксируется в наиболее грубозернистых прослоях верхней части свиты. Также постоянно присутствует обломочная слюда (порядка 10%), представленная биотитом, реже мусковитом. Для акцессорного комплекса характерны сфен и циркон, встречаются апатит, единичный гранат. В качестве аутигенных компонентов развит пирит (1–3% породы), периодически проявляется поровый кальцит (до 1–2%).

По данным рентгеноструктурного анализа, глинистое вещество изученных образцов свиты, доля которого относительно обломочной части варьируется от 30 до 50%, представлено трудноразделимым агрегатом диоктаэдрической слюды мусковитового типа $2M_1$ и крайне неупорядоченным иллит-смектитом (порядка 65% глинистой части), а также железисто-магнезиальным хлоритом (до 35%). Последний активно развивается по глауконитам верхней части свиты.

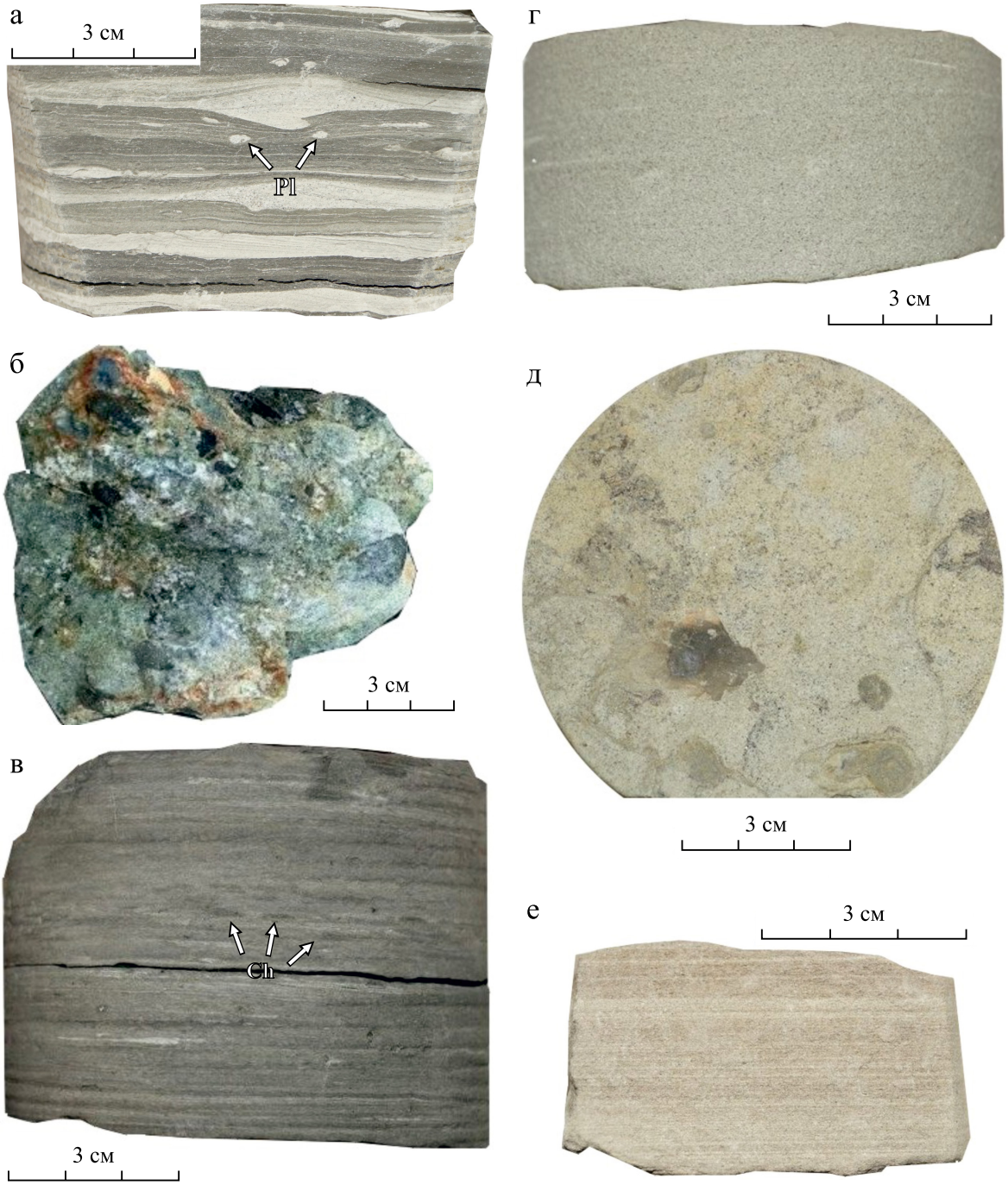


Рис. 3. Фотографии пород.

а – волнисто-линзовидное переслаивание алевропесчаника и алевроаргиллита с ихнофоссилиями *Planolites* (Pl), чекуровская свита, гл. 48.5 м; б – базальный конгломерат буолкалахской свиты, гл. 43.0 м; в – алевролит мелко- и крупнозернистый послойно-глинистый с ихнофоссилиями *Chondrites* (Ch), буолкалахская свита, гл. 36.0 м; г – песчаник мелкозернистый массивный, кигиляхская свита, гл. 25.2 м; д – алевропесчаник глинистый биотурбированный (плоскость напластования), кигиляхская свита, гл. 21.6 м; е – песчаник тонко- и мелкозернистый с тонкопараллельной слойчатостью косой серии, кигиляхская свита, гл. 6.6 м.

Fig. 3. Photographs of rocks.

a – wavy-lenticular interlacing of silty sandstones and siltstones with *Planolites* (Pl) ichnofossils, Chekurovka Frm., depth 48.5 m; б – basal conglomerate of the Buolkalakh Frn., depth 43.0 m; в – fine-coarse-grained siltstone layered with clay with *Chondrites* (Ch) ichnofossils, Buolkalakh Frm., depth 36.0 m; г – fine–grained massive sandstone, Kigilyakh Frm., depth 25.2 m; д – bioturbated silty-clay sandstone (stratification plane), Kigilyakh Frm., depth 21.6 m; e – fine-grained sandstone with finely parallel stratification of the oblique series, Kigilyakh Frm., depth 6.6 m.

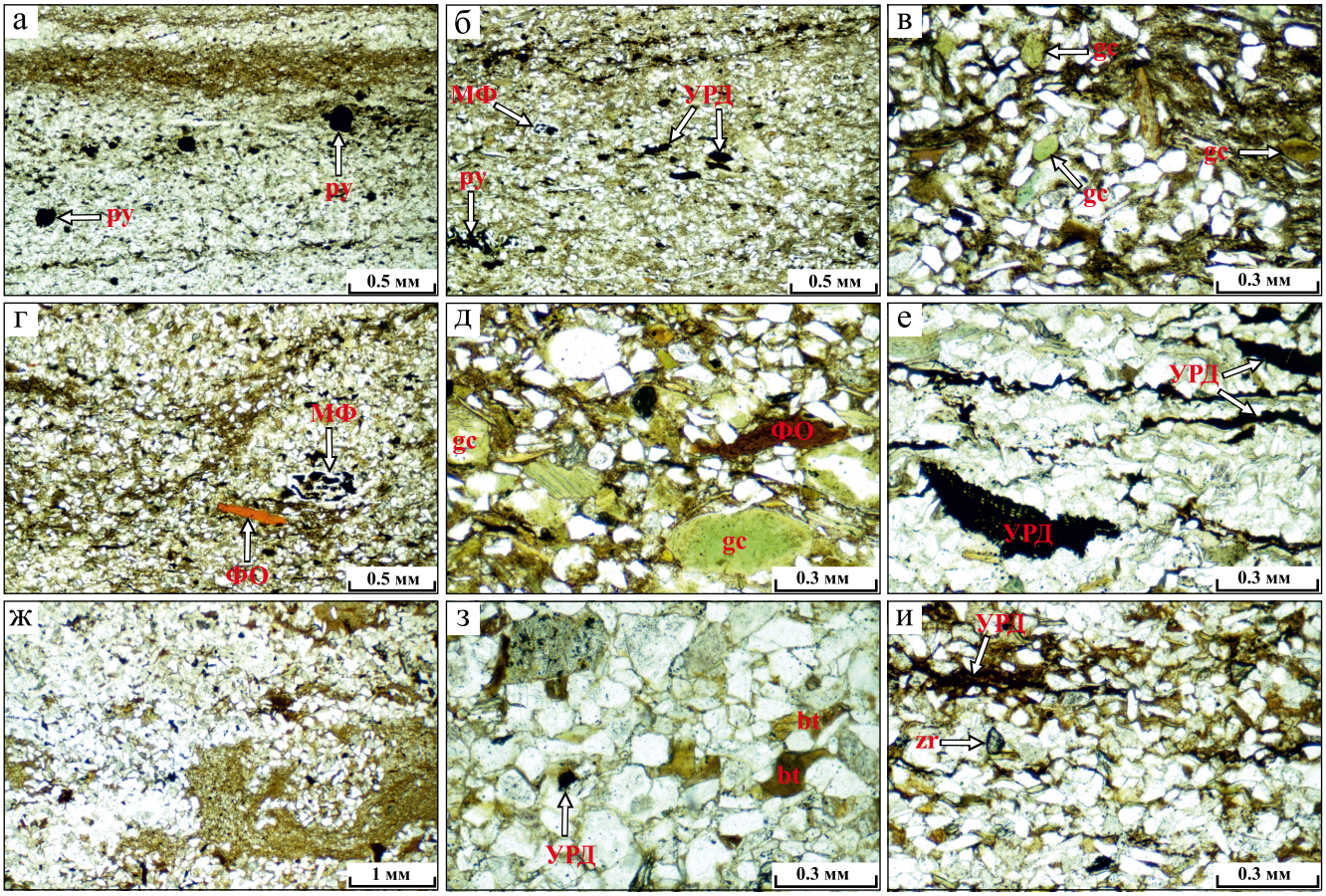


Рис. 4. Фотографии шлифов пород в проходящем свете.

а – переслаивание алевролита крупнозернистого и алевроаргиллита с фрамбоидальными конкрециями пирита (ру), чекуровская свита, гл. 48.5 м; б – алевролит мелко- и крупнозернистый, буолкалахская свита, гл. 38.8 м; в – песчаник тонкозернистый с глауконитовыми глобулами (gc), буолкалахская свита, гл. 38.0 м; г – алевролит крупнозернистый глинистый слабобиотурбированный с микрофаунистическими остатками (МФ), фосфатными обломками (ФО), буолкалахская свита, гл. 34.8 м; д – алевропесчаник с глауконитовыми глобулами, буолкалахская свита, гл. 32.4 м; е – песчаник мелкозернистый с углефицированным растительным детритом (УРД), кигиляхская свита, гл. 27.0 м; ж – песчаник тонкозернистый неравномерно глинистый биотурбированный, кигиляхская свита, гл. 21.6 м; з – песчаник мелкозернистый, bt – биотит, кигиляхская свита, гл. 14.2 м; и – песчаник тонко- и мелкозернистый с углефицированным растительным детритом, zr – циркон, кигиляхская свита, гл. 6.6 м.

Fig. 4. Photographs of rock in thin sections under transmitted light.

a – interlacing of coarse–grained siltstone and silty mudstone with framboidal nodules of pyrite (py), Chekurovka Frm., depth 48.5 m; б – fine–grained siltstone, Buolkalakh Frm., depth 38.8 m; в – fine-grained sandstone with glauconite globules (gc), Buolkalakh Frm., depth 38.0 m; г – coarse–grained clayey siltstone, slightly bioturbated with microfaunistic (МФ) and phosphate (ФО) remains, Buolkalakh Frm., depth 34.8 m; д – silty sandstone with glauconite globules, Buolkalakh Frm., depth 32.4 m; е – fine–grained sandstone with carboniferous plant detritus (УРД), Kigilyakh Frm., depth 27.0 m; ж – fine–grained, irregularly clayey bioturbated sandstone, Kigilyakh Frm., depth 21.6 m; з – fine-grained sandstone, bt – biotite, Kigilyakh Frm., depth 14.2 m; и – fine-grained sandstone with carboniferous plant detritus, zr – zircon, Kigilyakh Frm., depth 6.6 m.

Анализ распределения породообразующих оксидов в алевролитах буолкалахской свиты показал (табл. 1), что для нее в целом характерны достаточно выдержанные содержания SiO_2 (55–60 мас. %), Al_2O_3 (15–17 мас. %), $Fe_2O_{3общ}$ (Fe_2O_3 + FeO; 5–8 мас. %), MnO (0.5–0.6 мас. %), MgO (2.5–3.5 мас. %) и K_2O (3.0–3.5 мас. %). Фиксируются некоторые изменения в содержании TiO_2 (0.7–1.0 мас. %), CaO (1.5–3.0 мас. %), Na_2O (1.5–3.0 мас. %), P_2O_5 (0.1–0.5 мас. %) и общее снижение вверх доли SO_3 (от 0.8 до 0.2 мас. %). Изменчивым содержанием породообразующих оксидов характеризуются прослои верхней части свиты, обогащенные хлоритизированными глауконитовыми глобулами, литокластами песчаной размерности и раковинным детритом. В них возрастает содержание оксидов Fe, Mg иногда Ca, при уменьшении – Si, Na. Использование классификационной диаграммы М. Хиррона (Her-



Рис. 5. Положение фигуративных точек изученных алеврито-песчаных (чекуровская, буолкалахская свита) и песчаных (кигиляхская свита) пород на классификационной треугольной диаграмме (Шутов, 1967).

Поля: 5 – аркозы, 6 – граувакковые аркозы, 8 – полевошпатово-кварцевые граувакки, 10 – кварцево-полевошпатовые граувакки, 12 – полевошпатовые породы (не собственно терригенное происхождение).

Fig. 5. The position of the figurative points of the studied silty-sandy (Chekurovka Frm., Buolkalakh Frm.) and sandy (Kigilyakh Frm.) rocks on the classification triangular diagram (Shutov, 1967).

Fields: 5 – arcose, 6 – graywacke arcose, 8 – feldspar-quartz graywacke, 10 – quartz-feldspar graywacke, 12 – feldspar rocks.

ron, 1988) показало, что фигуративные точки пород буолкалахской свиты сосредоточены в поле сланцев, вблизи поля вакк. Анализ петрохимических модулей (Юдович, Кетрис, 2000) (табл. 2) позволил охарактеризовать породы как сиаллиты (отчасти псевдосиаллиты при MgO более 3 мас. %) нормально-железистые, нормально-титанистые и нормально-щелочные.

Верхняя часть разреза (27.3 м, интервал 4.0–31.8 м) представлена песчаниками и алевролитами **кигиляхской свиты** берриас-валанжинского возраста, залегающими на буолкалахской свите без видимого размыва (см. рис. 2). Провести точную границу между бореальным берриасом и валанжином по имеющимся материалам затруднительно. В основании свиты наблюдается маломощный интервал (до 0.5 м) слабоволнистого переслаивания аргиллита и песчаника мелкозернистого с резкими граница-

Таблица 1. Содержание породообразующих оксидов в породах изученного разреза, мас. %

Table 1. Contents of the main rock-forming oxides in the studied samples, wt %

Свита	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	SO_3
Кигиляхская	7	63.6–67.3 65.67	0.5–0.7 0.57	14.3–15.3 14.72	3.9–5.5 4.77	0.03–0.05 0.04	1.7–2.1 1.93	1.6–2.1 1.77	3.5–3.9 3.65	3.3–3.5 3.43	0.19–0.25 0.22	0.13–0.16 0.15	0.01–0.14 0.03
Буолкалахская (верхи)	2	44.7–51.8 48.28	0.8–0.9 0.85	14–15.8 14.89	13.1–20.3 16.68	0.06–0.08 0.07	4–5.6 4.81	1.27 1.27	1.2–2.2 1.7	2.2–3.3 2.78	0.23–0.33 0.28	0.06–0.1 0.08	0.15–0.27 0.21
Буолкалахская	14	53.8–60.09 57.64	0.7–1 0.83	14.4–17 15.63	4.9–10.8 7.48	0.05–0.06 0.06	2.4–3.5 2.94	1.7–3.3 2.28	1.5–2.9 2.33	2.7–3.6 3.23	0.12–0.48 0.25	0.07–0.12 0.10	0.19–0.8 0.49
Чекуровская	2	58.2–62.9 60.52	0.7–0.8 0.77	15.4–16.5 15.93	5.4–6.3 5.83	0.06–0.08 0.07	1.6–2.3 1.92	0.8–1 0.89	3.4–3.8 3.64	3.6–4 3.77	0.2–0.22 0.21	0.09 0.09	0.24–0.28 0.26

Примечание. Числитель – минимальное–максимальное значение, знаменатель – среднее.

Note. The numerator – minimum–maximum value, the denominator – average value.

Таблица 2. Значения петрохимических модулей и индекса CIA для пород изученного разреза

Table 2. The values of the petrochemical modules and the CIA index for the rocks of the studied section

Свита	Кол-во проб	ГМ	ФМ	ЖМ	ТМ	НКМ	ЩМ	CIA
Кигиляхская	7	0.29–0.34 0.31	0.08–0.12 0.10	0.26–0.35 0.31	0.03–0.04 0.04	0.46–0.49 0.48	1.02–1.12 1.06	52.5–53.8 53.2
Буолкалахская (верхи)	2	0.58–0.79 0.68	0.33–0.58 0.46	0.79–1.37 1.08	0.06 0.06	0.25–0.35 0.3	0.54–0.66 0.6	62.4–67.5 64.95
Буолкалахская	14	0.34–0.49 0.42	0.12–0.26 0.18	0.32–0.72 0.46	0.05–0.06 0.05	0.27–0.42 0.36	0.49–0.87 0.72	50.7–65.2 57.8
Чекуровская	2	0.34–0.41 0.37	0.11–0.15 0.13	0.34–0.37 0.35	0.05 0.05	0.45–0.48 0.47	0.86–1.08 0.97	56.4–59 57.7

Примечание. Числитель – минимальное–максимальное значение, знаменатель – среднее. Петрохимические модули – по (Юдович, Кетрис, 2000): ГМ – гидролизатный ($(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3общ} + MnO)/SiO_2$), ФМ – фемический ($(Fe_2O_{3общ} + MnO + MgO)/SiO_2$), ЖМ – железный ($(Fe_2O_{3общ} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$), ТМ – титановый ($TiO_2/Al_2O_3$), НКМ – нормированной щелочности ($(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$), ЩМ – щелочной (Na_2O/K_2O). Индекс химического изменения (CIA) – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$, молекулярные количества.

Note. The numerator – minimum–maximum value, the denominator – average value. Petrochemical modules (Yudovich, Ketris, 2000): HM – hydrolyzate ($(Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_{3tot} + MnO)/SiO_2$), FM – femic ($(Fe_2O_{3tot} + MnO + MgO)/SiO_2$), IM – iron ($(Fe_2O_{3tot} + MnO)/(TiO_2 + Al_2O_3)$), TM – titanium ($TiO_2/Al_2O_3$), NKM – normalized alkalinity ($(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$), AM – alkaline (Na_2O/K_2O). Chemical Index of Alteration (CIA) – $100 \times Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$, molecular quantities.

ми слоев мощностью от первых сантиметров до дециметра. Выше (8.7 м) залегают песчаники мелкозернистые, массивные и со слабовыраженной прерывистой мелкой косой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом (см. рис. 3г, 4е). Породы имеют светло-зеленовато-серые цвета. Встречаются битые раковины моллюсков и костный фосфатный детрит. Присутствуют фораминиферы, соответствующие f-зоне KF3. Выше наблюдается относительно маломощная (1.7 м, интервал 21.1–22.8 м) пачка линзовидно-волнистого переслаивания алевролита и песчаника тонко- и мелкозернистого с толщиной слоев от первых сантиметров до дециметра. В песчанике отмечаются мелкие косые однонаправленные серии восходящей ряби. Осадки подвержены неравномерной биотурбации (разнонаправленные неидентифицированные следы) (см. рис. 3д, 4ж). Верхняя изученная часть кигиляхской свиты (интервал 4.0–21.1 м) сложена достаточно однородными песчаниками мелкозернистыми с послойной вариацией тонкопесчаной и алевритовой примеси (см. рис. 4з, ж). Текстура преимущественно массивная, присутствуют отдельные неравномерные пологокосые серии дециметрового масштаба, подчеркнутые гранулометрической неоднородностью (см. рис. 3е), иногда тонкими намывами мелкого растительного детрита и слюд. Для пород характерны светло-серые и светло-зеленые оттенки. В рассеянном виде присутствует обильный, в том числе весьма крупный, растительный детрит, встречаются редкие фораминиферы.

Выполненные петрографические исследования позволили отнести песчаные породы кигиляхской свиты преимущественно к аркозам и граувакковым аркозам (см. рис. 5). Обломки характеризуются невысокой степенью окатанности и плохой сортировкой. В их составе преобладают полевые шпаты (50–55% обломочной части), представленные преимущественно калиевыми разновидностями, кварц составляет 25–30%. Обломки пород (порядка 10%) представлены эффузивами кислого, возможно среднего, состава, глинистыми и алевритовыми породами, редкими слюдистыми сланцами, хлоритизированными обломками различной структуры (в том числе редкими хлоритизированными обломками глауконитовых глобул), единичными карбонатными породами. Присутствует значительное количество обломочной слюды (от 10 до 20%) – биотит, реже мусковит. Акцессорный комплекс унаследован от буолкалахской свиты и представлен цирконом, сфеном, апатитом, гранатом. Постоянно отмечается поровый глинистый материал (5–10%), редко проявляется неравномерный кальцитовый и сидеритовый цемент (до 1%). Единичный аутигенный пирит встречен лишь в нижних слоях свиты.

Анализ содержания в песчаниках кигиляхской свиты породообразующих оксидов показал (см. табл. 1), что в них, при выдержанных значениях Al_2O_3 (14–16 мас. %), $Fe_2O_{3общ}$ (5 мас. %), MgO (2 мас. %), K_2O (3.5 мас. %), CaO (1.5–2.0 мас. %) и P_2O_5 (0.2–0.25 мас. %), фиксируется некоторое увеличение содержания SiO_2 (65 мас. %) и Na_2O (3.5–4.0 мас. %), снижение доли TiO_2 (от 0.8 до 0.5 мас. %) и SO_3 (от 2.5 до менее 0.03 мас. %) и вариации в содержании MnO (0.35–0.65 мас. %). По классификации М. Хиррона (Herron, 1988), породы свиты соответствуют ваккам. Значения петрохимиче-

ских модулей (Юдович, Кетрис, 2000) (см. табл. 2) позволяют классифицировать их как миосиллиты и гипосиаллиты нормально-железистые, нормально-титанистые и нормально-щелочные.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные новые данные о структурно-текстурных, минералого-петрографических и литохимических характеристиках изученных отложений, с учетом существующих палеогеографических представлений (рис. 6), позволили сделать некоторые выводы об обстановках и условиях их формирования (см. рис. 2). Изученная часть чекуровский свиты формировалась в обстановке верхней части переходной зоны побережья при регулярном воздействии штормовых волн. Развитый регионально конгломератовый пласт в основании буолкалахской свиты имеет все характерные черты базального горизонта крупной трансгрессии. Подобное эвстатическое событие носит глобальный характер и фиксируется во многих осадочных толщах северного полушария. В изученном разрезе этот пласт перекрывается наиболее глубоководными из изученных алевритоглинистыми отложениями. Структурно-текстурные особенности пород вышележащей части свиты позволяют интерпретировать их как сформировавшиеся при постепенной смене обстановок переходной зоны побережья (периодическое волновое воздействие) обстановками нижней части предфронтальной зоны пляжа (постоянное волновое воздействие) при низком темпе поступления осадочного материала в бассейн. Отложения нижней части кигиляхской свиты отражают смену седиментационного режима и увеличение количества терригенного материала, поступающего в бассейн. Они формировались в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа и пляжа с комбинированным волновым и приливно-отливным воздействием на осадок. Залегающая выше маломощная пачка (1.7 м), вероятно, формировалась в относительно мелководных обстановках заливно-лагунного побережья в условиях слабой гидродинамики придонных вод. Формирование верхней изученной части свиты происходило в обстановках фронта дельты при значительном поступлении в бассейн алевритопесчаного материала. Отсутствие здесь макрофаунистических остатков, вероятно, отражает значительное опреснение вод речным стоком. В целом для волжско-валанжинской части разреза характерен выраженный непрерывный регрессивный тренд формирования.

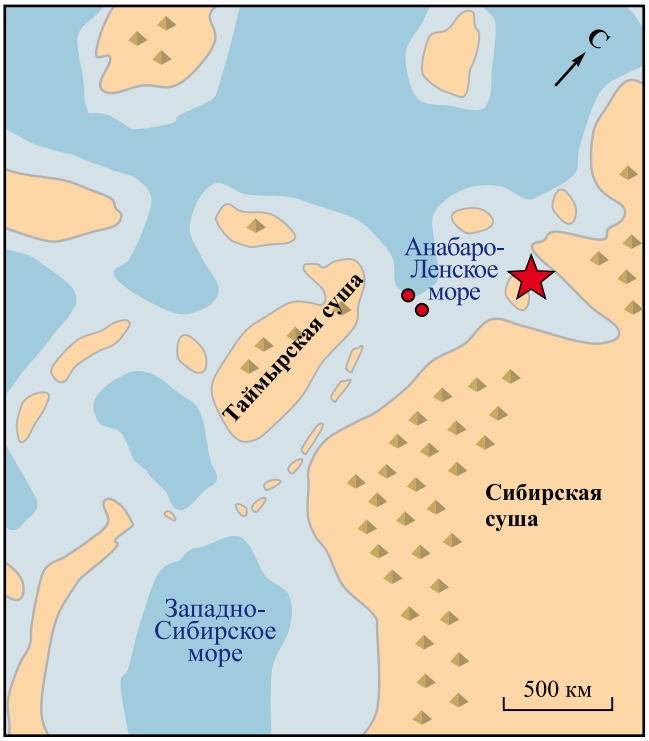


Рис. 6. Палеогеографическая схема арктических районов Сибири в волжско-берриасское время, по (Nikitenko et al., 2018).

Звездочка – положение изученного разреза; точки – разрезы р. Анабар и Анабарского залива; пирамидки – участки возвышенности; желтым отмечена суша, голубым – верхняя сублитораль и средняя сублитораль, приближенная к берегу, синим – средняя сублитораль, удаленная от берега, и нижняя сублитораль.

Fig. 6. Paleogeographic scheme of the Arctic regions of Siberia in the Volgian–Berriasian time, according to (Nikitenko et al., 2018).

Asterisk – position of the studied section; red dots – sections of the Anabar River and the Anabar Bay; pyramids – areas of elevation; yellow – land; blue – upper sublittoral and middle sublittoral, close to the shore; dark blue – middle sublittoral, remote from the shore and lower sublittoral.

Изученный разрез сопоставлен с одновозрастными опорными толщами региона (см. рис. 1). Основные данные об их составе и строении представлены в работах второй половины прошлого века (Емельянцев, 1960; Джиноридзе, Меледина, 1965; Биджиев, Михайлов, 1966; Сафронов, 1974; Зинченко, Репин, 1982; Меледина и др., 1991; и др.), в том числе в фондовых материалах (Битерман и др., 1977ф; Галабала и др., 1984ф; и др.). К сожалению, имеющиеся литологические данные не отличаются детальностью. Тем не менее для волжско-валанжинского интервала всех рассмотренных разрезов отмечается общий тренд на погрубление обломочной части, который отражает направленное уменьшение глубин бассейна. Также для северной части Предверхоянского прогиба существует принципиальная схема строения пограничных юрско-меловых толщ (Биджиев, 1973), согласно которой происходит существенное их опесчанивание в юго-западном направлении, в сторону внутренней зоны существовавше-

го в то время залива (см. рис. 6). В противоположном же направлении, во внешней зоне залива, существовали нормально-морские обстановки.

Для более детальных сопоставлений нами использованы наиболее представительные современные данные хорошо стратифицированных разрезов мыса Чуча (Kosenko et al., 2019) и р. Оленек (Nikitenko et al., 2018) (см. рис. 1). Отмечено, что при сходных в целом литологических характеристиках волжской части разрезов имеет место значительное увеличение мощностей существенно алевритового бореального берриаса на внешнем борту Предверхоянского прогиба (разрез мыса Чуча). В верхах разреза также появляются песчаные прослои. На севере же региона (разрез р. Оленек) нормально-морской бореальный берриас ожидаемо более глинистый. Что касается нижних частей валанжина, представленных преимущественно песчаниками, то они имеют близкие черты для всех трех разрезов.

Данные о структуре и составе обломочной части изученных пород позволили получить представление об основных источниках сноса. Преобладание в песчаной фракции буолкалахской и кигиляхской свит слабоокатанных зерен, низкая степень их сортировки, аркозовый состав и характерный комплекс акцессорных минералов указывают на близость материнских толщ, имеющих существенно кислый состав. Расположение фигуративных точек пород на генетической диаграмме F1–F2 (Roser, Korsch, 1988), характеризующей состав петрофонда (рис. 7), позволяют пердполагать, что при формировании буолкалахской свиты наблюдалось значительное влияние богатых кварцем осадков. Некоторое смещение фигуративных точек пород кигиляхской свиты в сторону поля кислых магматических пород может свидетельствовать о возрастании их роли в областях размывов в это время. Кроме того, повышенное содержание MgO в прослоях верхней части буолкалахской свиты, наиболее обогащенных кластическим материалом, может отражать присутствие в них продуктов разрушения вулканогенных или вулканогенно-осадочных пород. Смещение фигуративных точек этой части разреза в поле отрицательных значений параметра F1 ожидаемо и отражает значительное содержание в породах аутигенного железа (преимущественно в глауконите и пирите). Основной территорией сноса того времени традиционно считается Оленекское поднятие, где размывались более древние осадочные толщи и кислые изверженные допалеозойские породы (Каплан и др., 1972; Каплан, 1976). Согласно предложенной схеме районирования позднеюрских терригенно-минералогических провинций для севера Восточной Сибири (см. рис. 1б), район исследований располагается в южной части Оленекской провинции, окаймляющей одноименное поднятие с севера и востока.

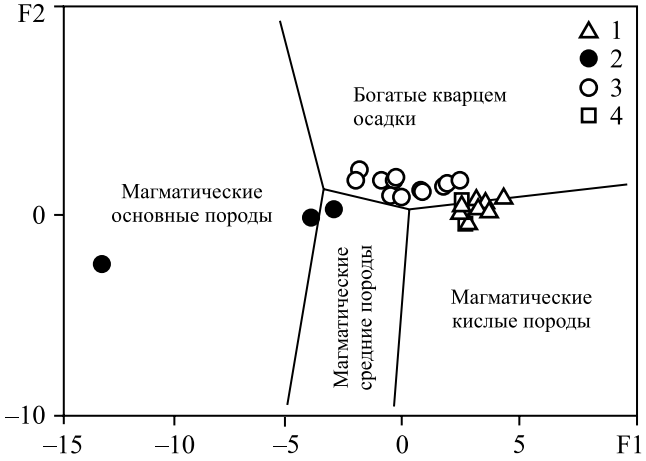


Рис. 7. Положение фигуративных точек изученных пород на генетической диаграмме F1–F2 (Roser, Korsch, 1988).

$F1 = 30.638 \times TiO_2/Al_2O_3 - 2.541 \times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 7.329 \times$ $\times MgO/Al_2O_3 + 12.031 \times Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 \times K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F2 = 56.5 \times TiO_2/Al_2O_3 - 0.879 \times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 30.875 \times MgO/Al_2O_3 - 5.404 \times Na_2O/Al_2O_3 +$ $+ 11.112 \times K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

1 – песчаники кигиляхской свиты, 2 – алевропесчаники буолкалахской свиты (верхний слой), 3 – глинистые алевролиты буолкалахской свиты, 4 – алевропесчаники чекуровской свиты.

Fig. 7. The position of the figurative points of the studied rocks on the genetic diagram F1–F2 (Roser, Korsch, 1988).

$F1 = 30.638 \times TiO_2/Al_2O_3 - 2.541 \times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 7.329 \times$ $\times MgO/Al_2O_3 + 12.031 \times Na_2O/Al_2O_3 + 35.402 \times K_2O/Al_2O_3 - 6.382$; $F2 = 56.5 \times TiO_2/Al_2O_3 - 0.879 \times Fe_2O_{3общ}/Al_2O_3 + 30.875 \times MgO/Al_2O_3 - 5.404 \times Na_2O/Al_2O_3 +$ $+ 11.112 \times K_2O/Al_2O_3 - 3.89$.

1 – sandstones of the Kigilyakh Frm., 2 – silty sandstones of the Buolkalakh Frm. (upper layer), 3 – clayey siltstones of the Buolkalakh Frm., 4 – siltstones and sandstones of the Chekurovka Frm.

Установлено, что практически все изученные породы (как глинисто-алевритовые, так и песчаные) характеризуются выдержанными значениями индекса химического изменения (CIA) (Nessbit, Young, 1982), которые составляют в среднем 57 пунктов (см. табл. 2), что может свидетельствовать о слабом и умеренном химическом выветривании пород в источниках сноса. Об этом свидетельствует и невысокое содержание в породах продуктов гидролиза (гидролизатный модуль), а также преобладание в глинистой составляющей буолкалахской свиты разупорядоченного иллит-смектита. Примечательно, что полученные значения CIA несколько ниже установленных ранее для одновозрастных алеврито-глинистых толщ в районах нижнего течения р. Анабар и Анабарского залива (см. рис. 6), которые колеблются в среднем от 64 до 73 (Попов и др., 2022, 2025). Принимая во внимание

зависимость величин CIA от размерности (чем грубее породы, тем ближе значения CIA к значениям петрофонда), можно считать величины индекса в двух рассматриваемых регионах сопоставимыми и предполагать, что интенсивность выветривания пород в них существенно не различалась, являясь при этом невысокой. Подобное предположение неплохо сочетается с тем, что рассматриваемые территории в позднеюрское и раннемеловое время располагались в высоких широтах (Torsvik, Cocks, 2017) и, как следствие, характеризовались относительно низкими среднегодовыми температурами, влияющими на понижение интенсивности процессов химического выветривания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенные исследования позволили расчленить, стратифицировать и детально охарактеризовать литологические и литохимические особенности нового разреза пограничной юрско-меловой толщи на юго-востоке Анабаро-Ленского осадочного бассейна, вскрытой скважиной 93-80 (интервал глубин 4–50 м). Установлено, что глинисто-алевритовая часть разреза с базальным конгломератовым пластом (интервал 31.8–43.5 м) соответствует буолкалахской свите (волжский ярус–бореальный берриас), а вышележащая алеврито-песчаная часть (интервал 4.0–31.8 м) – кигиляхской свите (бореальный берриас(?)–валанжин). На основе полученных данных реконструированы обстановки формирования отложений. Буолкалахская свита формировалась при постепенной смене обстановок переходной зоны побережья обстановками нижней части предфронтальной зоны пляжа при низком темпе поступления терригенного материала в бассейн. Отложения кигиляхской свиты формировались в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа, заливно-лагунного побережья и фронта дельты при возрастании темпов поступления терригенного материала в бассейн. Отмечен выраженный регрессивный тренд волжско-берриасской части, который характерен для всех одновозрастных толщ региона.

Установлено, что основными источниками сноса на период формирования буолкалахской и кигиляхской свит являлись близко расположенные более древние осадочные образования, богатые кварцем, а также магматические породы кислого состава. Материнские толщи были подвержены слабому и умеренному химическому выветриванию.

Результаты исследований уточняют и дополняют имеющиеся сведения об истории развития восточной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна на рубеже юрского и мелового периодов, а также позволяет расширить представления об эволюции этого бассейна в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Биджиев Р.А. (1973) Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба (внутренняя зона). *Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*, **XLIII**(2), 61-71.

Биджиев Р.А., Михайлов Н.П. (1966) Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба. *Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.*, **XLI**(3), 55-64.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 397 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2014) М-б 1 : 1 000 000 (третье поколение). Сер. Лапеево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский залив. Объяснит. записка. СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 274 с.

Девятов В.П., Сапьяник В.В. (2009) Главнейшие геологические события мезозоя Сибири. *Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири.* Новосибирск: СНИИГГиМС, 123-130.

Джиноридзе Н.М., Меледина С.В. (1960) К стратиграфии средне- и верхнеюрских отложений низовьев р. Лены. *Геология и геофизика*, (3), 137-142.

Емельянцев Т.М., Кравцова А.И., Пук П.С. (1960) Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены. Л.: Гостоптехиздат, 145 с.

Зинченко В.Н., Репин Ю.С. (1982) Особенности строения разрезов юрских отложении Предверхоянского прогиба (северная ветвь). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 25-35.

Каплан М.Е. (1976) Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 229 с.

Каплан М.Е., Ронкина З.З., Королева Р.В. (1972) Юрские терригенно-минералогические провинции севера Сибири. *Геология и геофизика*, (9), 47-56.

Каширцев В.А., Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А. (2020) Органическая геохимия и микрофоссилии верхней юры и нижнего мела низовьев р. Оленек. *Геология и геофизика*, **61**(12), 1716-1734.

Каширцев В.А., Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А., Шевченко Н.П. (2018) Биогеохимия и микрофоссилии верхней юры и нижнего мела Анабарского залива моря Лаптевых. *Геология и геофизика*, **59**(4), 481-501.

Конторович А.Э., Вакуленко Л.Г., Казаненков В.А., Скворцов М.Б., Ян П.А., Быков В.В., Попов А.Ю., Саенко Л.С. (2010) Седиментогенез коллекторов среднего-верхнего бата и их нефтеносность в Широтном Приобье. *Геология и геофизика*, **51**(2), 187-200.

Конторович В.А., Конторович А.Э., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Лапковский В.В., Лунев Б.Л., Моисеев С.А., Соловьев М.В. (2021) Сейсмогеологическая и структурно-тектоническая характеристика континентальной окраины Сибирской платформы (Хатангско-Ленское междуречье). *Геология и геофизика*, **62**(8), 1153-1171.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Злобина О.Н., Левчук М.А., Нальняева Т.Н., Никитенко Б.Л. (1991) Чекуровская свита (бат-келловей) в стратотипе. *Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири*. Новосибирск: Наука, 5-195.

Никитенко Б.Л. (2009) Стратиграфия, палеобиогеография и биофации юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 680 с.

Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Пещевицкая Е.Б., Попов А.Ю., Фурсенко Е.А., Хафаева С.Н. (2022) Стратиграфия, литология и геохимия прибрежных и мелководно-морских разрезов верхов средней юры–низов мела р. Анабар (Арктическая Сибирь). *Геология и геофизика*, **63**(5), 673-708.

Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Родченко А.П., Левчук Л.К., Пещевицкая Е.Б., Фурсенко Е.А. (2020) Гольчихинская свита (верхи бата–низы бореального берриаса) Енисей-Хатангского прогиба (запад Северо-Сибирской низменности). *Геология и геофизика*, **61**(4), 508-526.

Никитенко Б.Л., Пещевицкая Е.Б., Каширцев В.А., Фурсенко Е.А., Попов А.Ю., Хафаева С.Н., Брагин В.Ю. (2023) Микрофоссилии, высокоразрешающая стратиграфия, геохимия и литология верхней юры и нижнего мела (урдюкхаинская и паксинская свиты) п-ова Нордвик, Анабарский залив, море Лаптевых. *Геология и геофизика*, **64**(11), 1586-1615.

Обстановки осадконакопления и фации. (1990) (Под ред. Х. Рединга). М.: Мир, 352 с.

Палеогеография севера СССР в юрском периоде. (1983) (Под ред. К.В. Боголепова). Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 188 с.

Пещевицкая Е.Б., Никитенко Б.Л., Попов А.Ю. (2022) Реконструкции палеообстановок в разрезе на р. Анабар (бат–бореальный берриас, север Сибири) по литологии, фораминиферам и палиноморфам. *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, (11), 29-35.

Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л. (2022) Петрографические и литогеохимические особенности верхов средней юры–низов нижнего мела нижнего течения реки Анабар (Восточная Сибирь, Арктика). *Геология и геофизика*, **63**(9), 1233-1252.

Попов А.Ю., Вакуленко Л.Г., Никитенко Б.Л., Пальчик Н.А., Мельников К.К. (2025) Минералого-петрографические и литохимические особенности верхней юры–низов нижнего мела п-ова Нордвик (север Восточной Сибири). *Геология и геофизика*, **66**(1).

Сафронов А.Ф. (1974) Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоянского прогиба. Новосибирск: Наука, 112 с.

Советов Ю.К., Попов А.Ю. (2024) Литология. Избранные лекции. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 316 с.

Фролов В.Т. (1993) Литология. Кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 432 с.

Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С. (2015) Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ. *Геология и геофизика*, **56**(4), 830-844. https://doi.org/10.15372/GiG20150413

Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-103.

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

Einsele G. (1992) Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer, 628 p.

Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.

Kosenko I.N., Urman O.S., Metelkin E.K., Shurygin B.N., Igolnikov A.E. (2019) New Data on the Litho- and Biostratigraphy of the J/K Boundary Interval of the Lower Reaches of the Lena River (Eastern Siberia). *Open J. Geol.*, **9**(10), 554-557.

Mork A., Smelror M. (2001) Correlation and Non-Correlation of High Order Circum-Arctic Mesozoic Sequences. *Polarforschung.* Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research, **69**, 65-72.

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.

Nikitenko B.L., Pestchevitskaya E.B., Khafaeva S.N. (2018) High-resolution stratigraphy and palaeoenvironments of the Volgian-Valanginian in the Olenek key section (Anabar-Lena region, Arctic East Siberia, Russia). *Revue de Micropaléontologie*, **61**, 271-312.

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

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2017) Earth history and Palaeogeography. Cambridge and N. Y.: Cambridge University Press, 317 p.

REFERENCES

Bidzhiev R.A. (1973) The Volgian is in the north of the Priverkhoyansk trough (inner zone). *Byull. Mosk. o-va Ispytatelei Prirody. Otd. Geol.*, **XLIII**(2), 61-71. (In Russ.)

Bidzhiev R.A., Mikhailov N.P. (1973) The Volgian is in the north of the Priverkhoyansk trough. *Byull. Mosk. o-va Ispytatelei Prirody. Otd. Geol.*, **XLI**(3), 55-64. (In Russ.)

Devyatov V.P., Sap'yanik V.V. (2009) The most important geological events of the Mesozoic of Siberia. *Regional geology. Stratigraphy and paleontology of the Phanerozoic of Siberia.* Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 123-130. (In Russ.)

Dzhinoridze N.M., Meledina S.V. (1960) On the stratigraphy of the Middle and Upper Jurassic deposits of the lower reaches of the Lena River. *Geol. Geofiz.*, (3), 137-142. (In Russ.)

Einsele G. (1992) Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer Publ., 628 p.

Emel'yantsev T.M., Kravtsova A.I., Puk P.S. (1960) Geology and prospects of oil and gas potential of the lower reaches of the Lena River. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 145 p. (In Russ.)

Frolov V.T. (1993) Lithology. B. 2. Moscow, MGU Publ., 432 p. (In Russ.)

Herron M.M. (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J. Sediment. Petrol.*, **58**, 820-829.

Kaplan M.E. (1976) Lithology of marine Mesozoic deposits in the North of Eastern Siberia. Leningrad, Nedra Publ., 229 p. (In Russ.)

Kaplan M.E., Ronkina Z.Z., Koroleva R.V. (1972) Jurassic terrigenous-mineralogical provinces of Northern Siberia. *Geol. Geofiz.*, (9), 47-56. (In Russ.)

Kashirtsev V.A., Nikitenko B.L., Peshchevitskaya E.B., Fursenko E.A. (2020) Organic geochemistry and microfossils of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous strata in the lower reaches of the Olenek River (northeastern framing of the Siberian Platform, Arctic Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **61**(12), 1412-1428 (translated from *Geol. Geofiz.*, **61**(12), 1716-1734). https://doi.org/10.15372/RGG2020131

Kashirtsev V.A., Nikitenko B.L., Peshchevitskaya E.B., Fursenko E.A., Shevchenko N.P. (2018) Biogeochemistry and microfossils of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Anabar Bay, Laptev Sea. *Russ. Geol. Geophys.*, **59**(4), 386-404 (translated from *Geol. Geofiz.*, **59**(4), 481-501). https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.09.004

Kontorovich V.A., Kontorovich A.E., Kalinin A.Yu., Kalinina L.M., Lapkovskii V.V., Lunev B.V., Moiseev S.A., Solov'ev M.V. (2021) Seismogeologic, Structural, and Tectonic Characteristics of the Continental Margin of the Siberian Platform (Khatanga-Lena Interfluve). *Russ. Geol. Geophys.*, **62**(8), 947-963 (translated from *Geol. Geofiz.*, **62**(8), 1153-1171). https://doi.org/10.2113/RGG20214352

Kontorovich A.E., Vakulenko L.G., Kazanenkov V.A., Skvortsov M.B., Yan P.A., Bykov V.V., Popov A.Yu., Saenko L.S. (2010) Sedimentogenesis and resource potential of Middle-Upper Bathonian reservoirs in the Middle Ob' region. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(2), 147-158 (translated from *Geol. Geofiz.*, **51**(2), 187-200). https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.12.019

Kosenko I.N., Urman O.S., Metelkin E.K., Shurygin B.N., Igolnikov A.E. (2019) New Data on the Litho- and Biostratigraphy of the J/K Boundary Interval of the Lower Reaches of the Lena River (Eastern Siberia). *Open J. Geol.*, **9**(10), 554-557.

Meledina S.V., Shurygin B.N., Zlobina O.N., Levchuk M.A., Nal'nyaeva T.N., Nikitenko B.L. (1991) The Chekurovka Frm. (Bathonian-Callonian) in the stratotype. *Detailed stratigraphy and paleontology of the Jurassic and Cretaceous of Siberia*. Novosibirsk, Nauka Publ., 5-195.

Mork A., Smelror M. (2001) Correlation and Non-Correlation of High Order Circum-Arctic Mesozoic Sequences. *Polarforschung.* Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research, **69**, 65-72.

Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.

Nikitenko B.L. (2009) Jurassic stratigraphy, paleobiogeography and biofacies of Siberia on microfauna (foraminifers and ostracodes). Novosibirsk, Parallel' Publ., 680 p. (In Russ.)

Nikitenko B.L., Devyatov V.P., Peshchevitskaya E.B., Popov A.Yu., Fursenko E.A., Khafaeva S.N. (2022) Stratigraphy, Lithology, and Geochemistry of Coastal and Shallow-Sea Sections of the Uppermost Middle Jurassic–the Lowermost Cretaceous Section in the Anabar River Region (Arctic Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **63**(5), 558-589 (translated from *Geol. Geofiz.*, **63**(5), 673-708). https://doi.org/10.2113/RGG20204262

Nikitenko B.L., Devyatov V.P., Rodchenko A.P., Levchuk L.K., Pestchevitskaya E.B., Fursenko E.A. (2020) The Gol'chikha Formation (upper Bathonian–lower Boreal Berriasian) of the Yenisei-Khatanga Depression (West of the North Siberian Lowland). *Russ. Geol. Geophys.*, **61**(4), 412-427 (translated from *Geol. Geofiz.*, **61**(4), 508-526). https://doi.org/10.15372/RGG2019082

Nikitenko B.L., Peshchevitskaya E.B., Kashirtsev V.A., Fursenko E.A., Popov A.Yu., Khafaeva S.N., Bragin V.Yu. (2023) Microfossils, High-Resolution Stratigraphy, Geochemistry and Lithology of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous (Urdyuk-Khaya and Paksa Formations) in the Nordvik Peninsula, Anabar Bay, Laptev Sea. *Russ. Geol. Geophys.*, **64**(11), 1323-1346 (translated from *Geol. Geofiz.*, **64**(11), 1586-1615). https://doi.org/10.2113/RGG20234612

Nikitenko B.L., Peshchevitskaya E.B., Khafaeva S.N. (2018) High-resolution stratigraphy and palaeoenvironments of the Volgian-Valanginian in the Olenek key section (Anabar-Lena region, Arctic East Siberia, Russia). *Revue de Micropaléontologie*, **61**, 271-312.

Paleogeography of the north of the USSR in the Jurassic. (1983) (Ed. K.V. Bogolepov). Novosibirsk, Nauka Publ., 188 p. (In Russ.)

Peshchevitskaya E.B., Nikitenko B.L., Popov A.Y. (2022) Reconstructions of paleoenvironments in the section on the Anabar River (Bathonian – Boreal Berriasian, north of Siberia) by lithology, foraminifera, and palynomorphs. *Geology and Mineral Resources of Siberia*, (11), 29-35 (translated from *Geologiya i Mineral'no-syr'evye Resursy Sibiri*, (11), 29-35). https://doi.org/10.20403/2078-0575-2022-11c-29-35

Popov A.Yu., Vakulenko L.G., Nikitenko B.L. (2022) Petrography and lithogeochemistry of the uppermost Middle Jurassic–Lower Cretaceous strata in the lower reaches of the Anabar River (East Siberia, Arctic) *Russ. Geol. Geophys.*, **63**(9), 1020-1035 (translated from *Geol. Geofiz.*, **63**(9), 1233-1252). https://doi.org/10.2113/RGG20214346

Popov A.Yu., Vakulenko L.G., Nikitenko B.L., Pal'chik N.A., Melnikov K.K. (2025) Mineralogical, petrographic, and lithochemical features of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous section of the Nordvik peninsula (north of Eastern Siberia). *Russ. Geol. Geophys.*, **66**(1) (translated from *Geol. Geofiz.*, **66**(1)). https://doi.org/10.2113/RGG20244773

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

Safronov A.F. (1974) Geology and prospects of oil and gas potential of the northern part of the Predverkhoyansk trough. Novosibirsk, Nauka Publ., 112 p. (In Russ.)

Sedimentation and Tectonics. (1986) (Ed. H.G. Reading). N. Y., Elsevier Publ. (translated under the title *Obstanovki osadkonakopleniya i fatsii.* (1990) Moscow, Mir Publ., 352 p.).

Shurygin B.N., Dzyuba O.S. (2015) The Jurassic/Cretaceous boundary in northern Siberia and the Boreal-Tethean correlation of the boundary beds. *Russ. Geol. Geophys.*,

56(4), 652-662 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 830-844). https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.03.013

Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litologiya i Polez. Iskop.*, (5), 86-103. (In Russ.)

Sovetov Yu.K., Popov A.Yu. (2024) Lithology. Selected lectures. Novosibirsk, IPTs NGU Publ., 316 p. (In Russ.)

State Geological Map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). The Anabaro-Vilyuiskaya Ser. Sheet R-51 – Dzhardzhan. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 397 p. (In Russ.)

State Geological Map of the Russian Federation. (2014) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). The Laptevo-Sibiromorskaya Ser. Sheet S-51 – Olenek Bay. Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 274 p. (In Russ.)

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. (2017) Earth history and Palaeogeography. Cambridge and N. Y., Cambridge University Press Publ., 317 p.

Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)

Zinchenko V.N., Repin Yu.S. (1982) Structural features of sections of Jurassic sediments of the Predverkhoyansk trough (northern branch). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (4), 25-35. (In Russ.)

УДК 551.8:551.762.22(571.1) DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-876-889

Классификация турбидитовых каналов клиноформного комплекса нижнего мела Западной Сибири

А. В. Храмцова[1], К. В. Зверев[2], А. В. Мельников[1]

[1]ООО "Тюменский нефтяной научный центр", 625003, г. Тюмень, ул. Перекопская, 19, e-mail: avkhramtsova@rosneft.ru
[2]Научно-образовательный центр "Газпромнефть-НГУ", 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2, e-mail: k.zverev@ncu.ru

Поступила в редакцию 29.01.2025 г., принята к печати 13.03.2025 г.

Объект исследований. Турбидитовые каналы ачимовской толщи (рязанско-готеривского возраста), залегающей в основании нижнемелового клиноформного комплекса Западной Сибири. *Цель.* Выделить разные типы распределительных глубоководных турбидитовых каналов, установить их влияние на морфологию подводных конусов выноса в целях увеличения точности прогноза пород-коллекторов. *Материалы и методы.* Для выделения фаций и типизации турбидитовых каналов использовался комплексный анализ данных по керну, геофизическим исследованиям скважин и результатов 3D-сейсморазведки по 10 площадям Западно-Сибирского осадочного мегабассейна. Фациальная интерпретация и типизация турбидитовых каналов выполнена с учетом известных методов исследований, включающих литофациальный, ихнологический, сейсмоморфологический, электрометрический анализы. *Результаты.* Представлены диагностические признаки, проведена типизация турбидитовых каналов по их морфологии и литологическому заполнению, выдвинуты предположения об их влиянии на распределение песчаных отложений в ачимовской толще. *Выводы.* В разрезе ачимовской толщи Западной Сибири выделены четыре морфологических типа подводных турбидитовых каналов: 1) эрозионный; 2) меандрирующий с аккреционным комплексом без аградации; 3) аградирующий; 4) гибридный (смешанный). Установлена трансформация турбидитовых каналов во времени по площади и разрезу. Выявлено, что большинство глубоководных меандрирующих турбидитовых каналов в результате авульсии мигрируют влево за счет влияния силы Кориолиса и контурных течений и формируют подводные конусы выноса с левосторонней асимметрией. Спрямленные турбидитовые каналы со слабовыраженными прирусловыми валами формируют радиальные конусы выноса с большим содержанием песчаников.

Ключевые слова: *турбидитовый канал, аградация, авульсия, латерально-аккреционный комплекс, глубоководные конусы выноса, ачимовская толща, Западная Сибирь*

Classification of turbidite channels of the Lower Cretaceous Clinoform complex in West Siberia

Alena V. Khramtsova[1], Konstantin V. Zverev[2], Aleksandr V. Melnikov[1]

[1]Tyumen Petroleum Research Center, 19 Perekopskaya st., Tyumen 625003, Russia, e-mail: avkhramtsova@rosneft.ru
[2]Scientific and Educational Center "Gazpromneft-NSU", 2 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: k.zverev@ncu.ru

Received 29.01.2025, accepted 13.03.2025

Research subject. Turbidite channels of the Achimov formation (Ryazanian-Hauterivian) which occur at the base of the Lower Cretaceous complex of West Siberia. *Aim.* Identify various types of distribution and feeding turbidite channels, effect on the morphology of underwater fans in order to predict reservoir rocks. *Materials and methods.* To interpret facies and classify channels within the Achimov Formation, a complex of core, well log and 3D seismic data on ten West Siberian sites was used. The interpretation and classification effort included the lithofacies, ichnological, electrofacies, sequence-stratigraphic and 3D seismic geomorphological analyses. *Results.* The diagnostic features of turbidite channels, their classification based on channel shape and filling, as well as the effect on the morphology of deep-sea fans and the distribution of sand deposits are presented. *Conclusions.* Four morphological types of underwater channels have been

Для цитирования: Храмцова А.В., Зверев К.В., Мельников А.В. (2025) Классификация турбидитовых каналов клиноформного комплекса нижнего мела Западной Сибири. *Литосфера*, **25**(4), 876-889. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-876-889. EDN: TTWVLV

For citation: Khramtsova A.V., Zverev K.V., Melnikov A.V. (2025) Classification of turbidite channels of the Lower Cretaceous Clinoform complex in West Siberia. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 876-889. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-876-889. EDN: TTWVLV

© А.В. Храмцова, К.В. Зверев, А.В. Мельников, 2025

identified in the Achimov formation of Western Siberia: Erosive; 2) Meandering with an accretion complex without aggradation; 3) Aggrading; 4) Hybrid (mixed). The lateral and time-dependent transformation of the channels has been established. It was noticed that, due to avulsion, most of the deep-sea meandering channels tend to migrate to the left, towards the underwater slope by the effect of the Coriolis force and contour currents, and form fans with left-sided asymmetry. The straightened channels with poor levees form radial fans with high content of sandstones within the cross-section.

Keywords: *turbidite channel, aggradation, avulsion, lateral accretion complex, submarine fans, Achimov formation, Western Siberia*

Acknowledgements

The authors are grateful to the reviewers for their valuable comments and recommendations, which made it possible to significantly improve the article.

ВВЕДЕНИЕ

Ачимовская толща (рязанско[1]-раннеготеривского возраста), выделенная впервые в 1959 г. Ф.Г. Гурари в составе куломзинской свиты в юго-восточных районах Западной Сибири, залегает в основании нижнемелового клиноформного комплекса и имеет линзовидное строение. Зареченский комплекс нижнего мела (Решение…, 1991) начинается с середины зоны Hectoroceras kochi рязанского яруса (Рогов, 2021). Участками этот комплекс залегает на отложениях волжского (Решение…, 2004), рязанского ярусов и на отложениях средней юры (рис. 1б) с угловым несогласием (LCU – Lower Cretaceous Unconformity), сформированным за счет размыва ранее накопившихся отложений на палеоподнятиях (Нежданов и др., 2017; Розбаева и др., 2023). Не исключается частичный размыв отложений контурными течениями в глубокой части морского бассейна, которые поступали с Арктического океана через пролив на севере.

Согласно утвержденным схемам берриас-аптских отложений Западной Сибири (Решение…, 1991), ачимовская толща выделяется в 13 структурно-фациальных районах, в составе 6 свит (см. рис. 1а, в): куломзинской, мегионской, сортымской, шуратовской – на востоке, ахской и фроловской – на западе (Решение…, 1991).

Ачимовская толща формировалась в асимметричном глубоководно-морском бассейне, вытянутом в субмеридиональном направлении, который заполнялся с юго-востока и востока обломочным материалом (Конторович и др., 2014; Ершов, 2016; Шиманский и др., 2023) и сообщался с бореальными морями лишь на севере и северо-востоке. В ранневаланжинский век максимальная его площадь составляла около 1.0 млн км^2. Следует отметить, что прямых аналогов эпиконтинентального Западно-Сибирского глубоководного морского бассейна в настоящее время не существует, но по механизму формирования, текстурным особенностям и строению ачимовские подводные конусы выноса имеют черты сходства с современными и древними океаническими глубоководными конусами выноса (Зверев, Казаненков, 2001; Сынгаевский и др., 2015; Храмцова и др., 2020). Большинство из рассматриваемых в настоящей работе конусов имеют гиперпикнальный генезис (Храмцова, Зверев, 2023; Храмцова и др., 2024), т. е. заполнены образованиями, отлагавшимися из потоков, плотность которых была выше плотности бассейновых вод. Комплексы турбидитовых лопастей и турбидитовых каналов являются основными природными резервуарами нефти и газа в глубоководной части морского бассейна (фондоформной части клиноформ нижнего мела).

Гиперпикнальные (экстрабассейновые) турбидитовые потоки формировались в периоды сильных речных паводков (Zavala, Arcuri, 2016), выносся из устьев рек обломочный материал в глубоководный морской бассейн на значительные расстояния от береговой линии, что для ачимовской толщи подтверждается наличием крупных обломков древесины и растительного детрита (Храмцова и др., 2024). В валанжинский и готеривский века основными поставщиками обломочного материала в Западно-Сибирский морской бассейн являлись палеорека Объ и притоки палеореки Енисей (Малолетко, 2008).

В настоящее время наибольшее количество месторождений в ачимовской толще открыто в Среднеобской и Надым-Пурской нефтегазоносных областях. Для увеличения ресурсного потенциала и выделения ловушек углеводородов (УВ) неструктурного и комбинированного типов актуальной задачей является уточнение механизмов формирования и особенностей строения глубоководных конусов выноса, основными структурообразующими элементами которых являются турбидитовые лопасти и каналы (рис. 2). В представленной статье рассмотрены распределительные турбидитовые каналы, являющиеся ключевыми путями

[1] Авторы статьи в качестве нижнего яруса меловой системы используют рязанский ярус (Рогов и др., 2024). Его сопоставление со стандартными ярусами основано на палеомагнитных и в меньшей степени биостратиграфических данных (Барабошкин, 2004; Брагин и др., 2013; Рогов, 2021; Рогов и др., 2024).

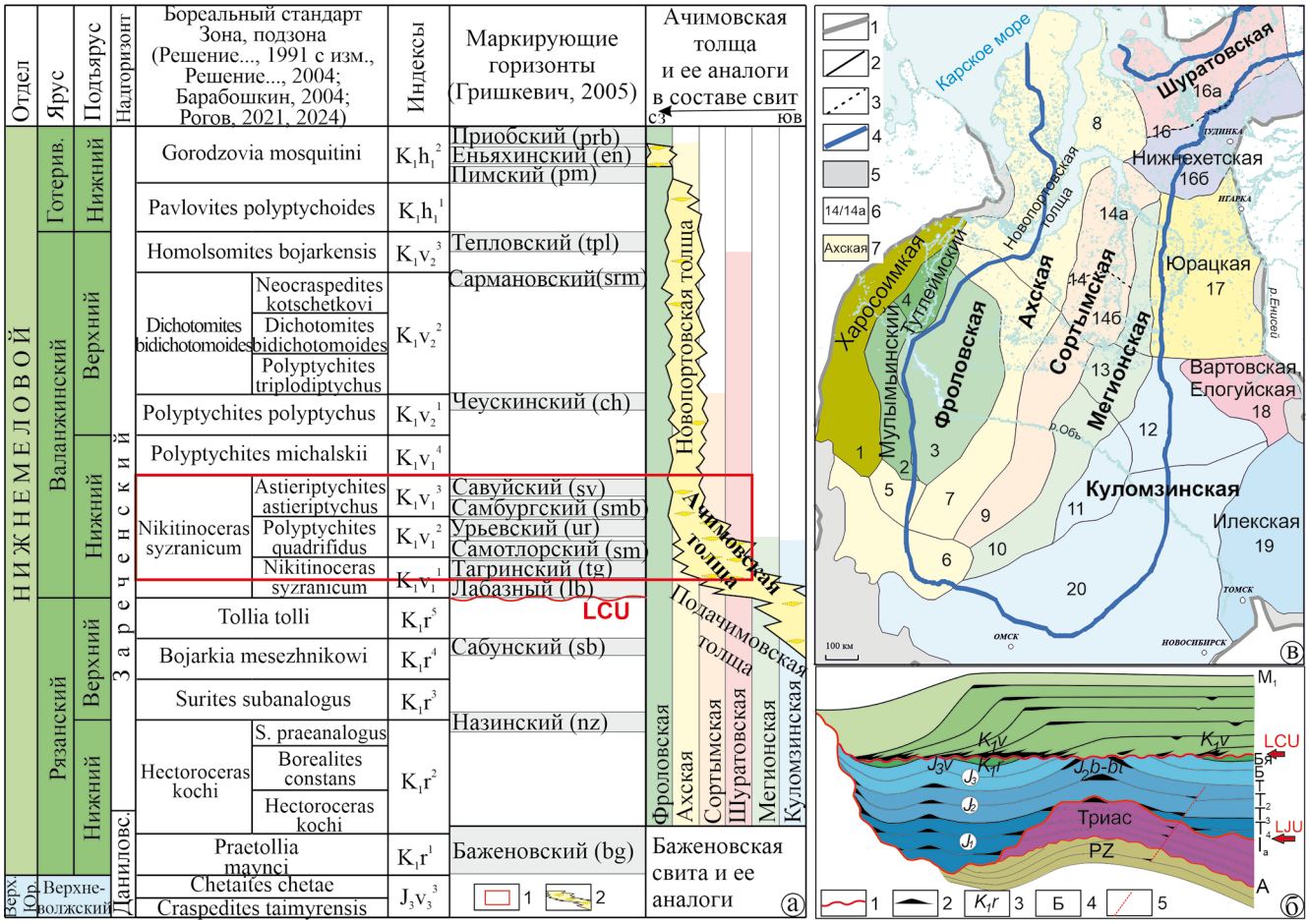


Рис. 1. Район работ (в красном прямоугольнике) на стратиграфической схеме нижнемелового комплекса Западной Сибири (а), схематический профиль строения нижнемелового комплекса (б) и зона развития ачимовской толщи и ее аналогов в составе свит на схеме районирования берриас-аптских отложений Западной Сибири (а, в) (Решение…, 1991).

а. 1 – район работ; 2 – зона развития ачимовской толщи.
б. 1 – стратиграфическое несогласие: LCU в подошве нижнемелового комплекса, LJU в подошве нижнеюрского комплекса; 2 – залежи углеводородов; 3 – возраст отложений; 4 – отражающие сейсмогоризонты; 5 – линия разлома (составлена авторами).
в. Границы: 1 – Западно-Сибирской плиты; 2 – структурно-фациальных районов; 3 – подрайонов; 4 – распространения ачимовской толщи; 5 – зона отсутствия отложений; 6 – район; 7 – подрайон. Районы и подрайоны: 1 – Полярное и Приполярное Зауралье; 2 – Игримско-Шаимский; 3 – Березовский; 4 – Фроловский; 5 – Карабашский; 6 – Тюменский; 7 – Тобольско-Надымский; 8 – Полуйстко-Ямальский; 9 – Сургутский; 10 – Нижневартовский; 11 – Александровский; 12 – Ларьякский; 13 – Вэнгапуровский; 14 – Пурпейско-Уренгойский; 14а – Пурпейский, 14б – Уренгойский; 15 – Тазовский; 16 – Усть-Енисейский; 16а – Притаймырский, 16б – Малохетский; 17 – Туруханский; 18 – Елогуйский; 19 – Чулымо-Енисейский; 20 – Рявкино-Васюганский (Решение…, 1991).

Fig. 1. The work area (in the red rectangle) in the stratigraphic scheme of the Lower Cretaceous complex of Western Siberia (a), the schematic profile of the structure of the Lower Cretaceous complex (б) and the zone of development of the Achimov formation and its analogues in the formations in the zoning scheme of the Berriasian-Aptian deposits of Western Siberia (a, в) (Decision..., 1991).

a. 1 – the area of work; 2 – the zone of development of the Achimov formation.
б. 1 – stratigraphic unconformity: LCU – Lower Cretaceous unconformity, LJU – Lower Jurassic unconformity; 2 – hydrocarbon deposits; 3 – age of sediments; 4 – reflecting seismic horizons; 5 – fault line (compiled by the authors).
в. Boundaries: 1 – Western Siberian basin; 2 – structural-facies districts; 3 – subdistricts; 4 – Achimov Formation development; 5 – sedimentation zone; 6 – district number; 7 – subdistrict number. Districts and subdistricts: 1 – Polar and Circumpolar Trans-Urals; 2 – Igrimsko-Shaimsky; 3 – Berezovsky; 4 – Frolovsky; 5 – Karabashsky; 6 – Tyumenskiy; 7 – Tobolsk-Nadymsky; 8 – Poluistko-Yamalsky; 9 – Surgutsky; 10 – Nizhnevartovsky; 11 – Alexandrovsky; 12 – Laryaksky; 13 – Vengapurovsky; 14 – Purpeysko-Urengoysky; 14a – Purpeysky, 14б – Urengoysky; 15 – Tazovsky; 16 – Ust-Yeniseysky; 16a – Pritaimyrsky, 16б – Malokhetsky; 17 – Turukhansky; 18 – Yeloguysky; 19 – Chulymo-Yeniseysky; 20 – Ryavkino-Vasyugansky (Decision..., 1991).

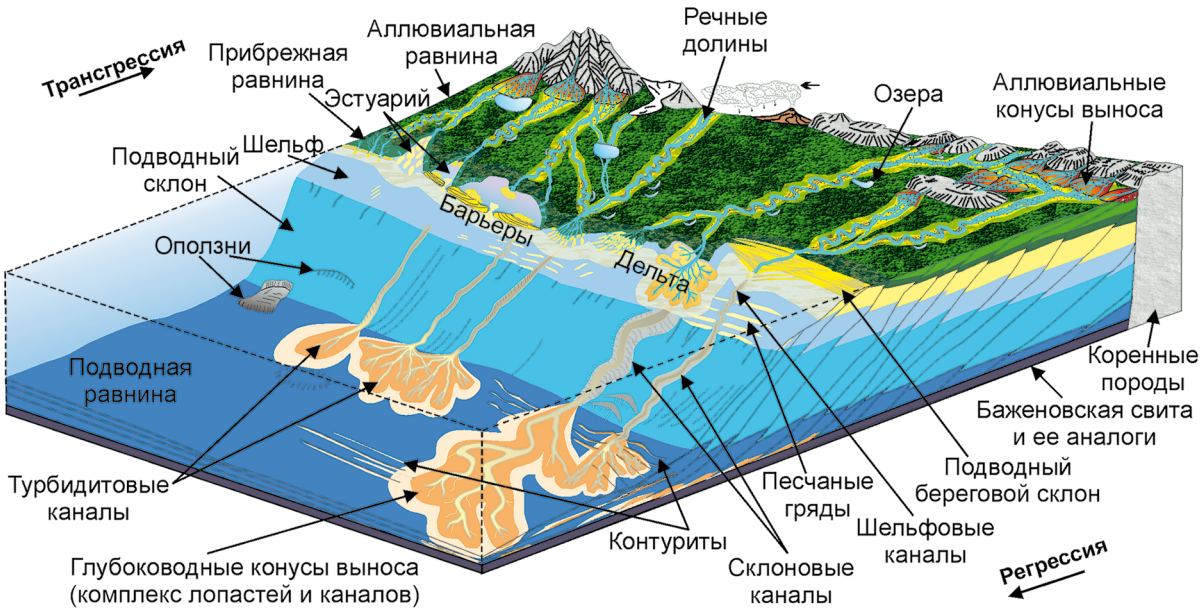


Рис. 2. Концептуальная палеогеографическая модель нижнемелового комплекса Западной Сибири в условиях гумидного климата по профилю от горного обрамления к центральной части бассейна (составила А.В. Храмцова).

Fig. 2. Conceptual paleogeographic model of the Lower Cretaceous complex of Western Siberia in humid climate along the profile from the mountain rim to the central part of the basin (compiled by A. Khramtsova).

транспортировки обломочного материала в глубоководную часть морского бассейна, которые имеют различную форму и литологическое заполнение.

В настоящее время существует несколько классификаций глубоководных турбидитовых каналов и каньонов по форме русла: прямолинейные, ветвящиеся и меандрирующиеся (Stow, Mayall, 2000; Мизенс, 2005; Mayall, Casey, 2006), ограниченные или неограниченные; по степени активности: активные и отмершие; по размерам и форме на подводных склонах: склоновые турбидитовые каналы, каньоны, желоба и ложбины; по морфологии: эрозионные, аккумулятивные и смешанные, организованные и неорганизованные (Facies Models…, 2006), меандрирующие без аградации с латеральным аккреционным комплексом, аградационные с прирусловыми валами и гибридные (Обстановки…, 1990; Abreu et al., 2003; Никишин и др., 2012; Janocko et al., 2013).

Высокоразрешающая способность сейсморазведки 3D в комплексе со скважинными данными из отложений ачимовской толщи Западной Сибири позволили диагностировать и классифицировать глубоководные турбидитовые каналы, изучить их размеры и форму. По форме турбидитовых каналов можно прогнозировать тип турбидитовой системы (смешанный, песчаный, глинистый), распределение и содержание песчаных отложений в разрезе и по площади, степень их неоднородности и связности (Reading, Richards, 1994).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Представленная работа базируется на комплексном анализе керна, геофизических исследований скважин (ГИС) и результатов сейсморазведки 3D. Выполнено детальное седиментологическое описание керна ачимовской толщи по 280 скважинам (суммарным метраж керна составил около 2300 м) 10 площадей, расположенных в Енисей-Хатангском, Полуйско-Ямальском, Пурпейско-Уренгойском, Сургутском и Нижневартовском структурно-фациальных районах (см. рис. 1в). Для диагностики фаций и изучения морфологии песчаных тел использовались известные методы исследований: литофациальный (Einsele, 1992; Walker, 1992; Алексеев, 2002), ихнологический (Микулаш, Дронов, 2006; Buatois, Mangano, 2011; Knaust, 2012, 2017), анализ формы кривых геофизических исследований скважин (Муромцев, 1984; Walker, 1992) и сейсмоморфологический (Sequence…, 1996) анализы.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фациальный анализ керна и формы каротажных кривых

В связи с тем что ачимовские отложения не только относятся к классическим турбидитам, но и содержат признаки влияния контурных тече-

ний и внутренних глубоководных приливов, гиперпикнальных, дебрисных и гибридных (смешанных) потоков, авторы использовали независимую от опубликованных известных текстурных последовательностей (Боума, Лови, Стоу) классификацию литотипов, основанную в первую очередь на структурно-текстурных признаках. Под литотипом мы понимаем породу с комплексом установленных конститутивных и индикативных, в том числе структурно-текстурных, признаков, определяемых визуально (Алексеев, 2002). Название литотипов в работе в основном двубуквенное, дается по названию породы (прописная буква), тогда как строчная отражает преобладающую в породе текстуру (например, Пм – песчаник массивный). Выделенные при описании керна литотипы были сгруппированы в фации турбидитового канала: осевая, околоосевая и окраинная части канала, отмирание канала и прирусловые валы (табл. 1, рис. 3), проксимальной и дистальной части турбидитовой лопасти, дна бассейна и подводных кревассовых каналов и лопастей.

Фация турбидитового канала обычно представлена песчаниками средне-мелкозернистыми, мелкозернистыми до тонко-мелкозернистых, преимущественно аркозового состава, с различным содержанием глинистого и карбонатного цементов. Песчаники преимущественно с массивной, конволютной, флюидальной (блюдцеобразная текстура, трубки обезвоживания), прямой градационной, мелкой косой (восходящая рябь течений), горизонтальной текстурой, подчеркнутой глинистым и углистым материалом (рис. 4).

Среди массивных песчаников могут присутствовать тонкие слойки алевролитов с градационной или деформационной текстурой, гибридные слои, редко встречаются сдвоенные слойки и разнонаправленная слоистость, обусловленная внутренними глубоководными приливами и контурными течениями.

Осевая и приосевая части турбидитового канала характеризуются наибольшим содержанием песчаников в разрезе (см. рис. 3). Здесь преобладают песчаники с массивной, флюидальной текстурой и

Таблица 1. Фации и литотипы глубоководных русло-прирусловых комплексов ачимовской толщи

Table 1. Facies and lithotypes of of deep-water channel-levee complexes of the Achimov formation

Фация	Литотип	Процессы седиментации
Осевая часть канала (Axis)	Песчаники мелкозернистые, средне-мелкозернистые с массивной текстурой (Пм). Мощность до 10 м. Песчаники мелкозернистые, средне-мелкозернистые с глинистыми интракластами (Пи). Мощность до 0.5–2.0 м. Песчаники мелкозернистые с конволютной слоистостью (Пк). Мощность до 0.1–0.3 м. Песчаники мелкозернистые с флюидальной текстурой (Пф). Мощность до 0.3 м	Высокоплотностные песчаные турбидитовые потоки, дебрисные потоки
Околоосевая часть канала (Off-axis)	Песчаники мелкозернистые, средне-мелкозернистые с массивной текстурой и мелкими глинистыми интракластами (Пм). Мощность до 1 м. Песчаники с градационной текстурой, с прослоями алевролитов глинистых (Пгр). Мощностью до 0.1–0.2 м. Песчаники с горизонтальной слоистостью (Пг). Мощность до 0.3 м	Высоко- и низкоплотностные песчаные турбидитовые потоки, дебрисные и гибридные потоки
Окраинная часть канала (Margin)	Переслаивание песчаников тонкозернистых и алевролитов мелкозернистых глинистых (ПА). Мощность до 2 м	Низкоплотностные песчаные и глинистые турбидитовые потоки. Гемипелагическая седиментация
Отмирание канала (Abandonment channel)	Алевролиты мелкозернистые глинистые с тонкими прослоями песчаников тонкозернистых (Атс). Мощность до 1–2 м	Низкоплотностные глинистые турбидитовые потоки. Гемипелагическая седиментация
Прирусловый подводный вал (Levee)	Переслаивание песчаников тонкозернистых и алевролитов мелкозернистых глинистых (ПА). Мощность до 0.3–0.5 м. Песчаники мелкозернистые с конволютной слоистостью (Пк). Мощность до 0.2 м. Песчаники мелко-тонкозернистые с мелкой косой слоистостью (Пмк). Мощность до 0.3 м. Песчаники мелкозернистые, тонко-мелкозернистые с глинистыми интракластами (Пи). Мощность до 0.2 м. Ихнофоссилии: редко *Helminthopsis*, *Phycosiphon*, *Chondrites*. BI = 0–3	Низкоплотностные глинистые турбидитовые потоки. Гемипелагическая и пелагическая седиментация

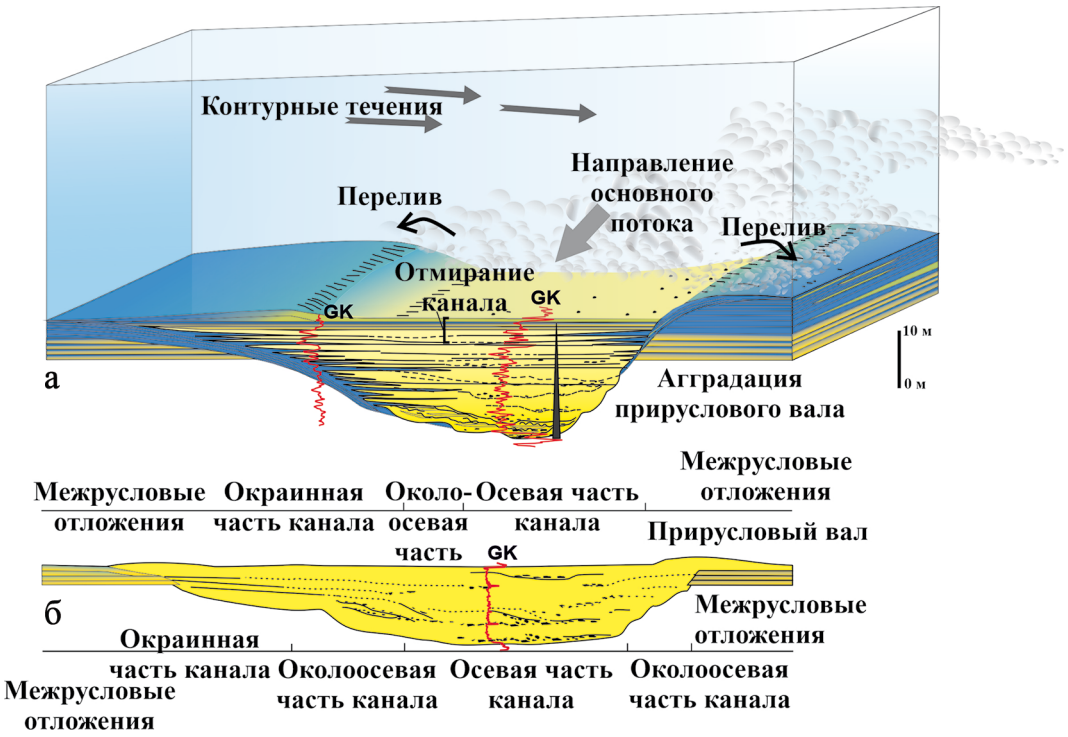


Рис. 3. Строение двух типов подводных турбидитовых каналов в разрезе (McHargue et al., 2011, с дополнениями).

а – агградирующий турбидитовый канал с хорошо развитыми прирусловыми валами, характеризующимися асимметричным ростом, связанным с отклонением контурным течением (и силой Кориолиса) верхней суспензированной части турбидитовых потоков в сторону одного из прирусловых валов; б – турбидитовый канал с плохо развитыми прирусловыми валами и существенно песчаным заполнением.

Fig. 3. The structure of two types of underwater channel in the cross-section (McHargue et al., 2011 as amended by the authors).

a – Under-filled channel element with moderate to high rate of overbank aggradation, semi-amalgamated highly heterolithic fill, common shale/silt drapes, and capped by upward fining abandonment-fill facies; б – Filled channel element with low rate of overbank aggradation, amalgamated and less heterolithic fill, and rare shale/silt drapes.

глинистыми интракластами (см. рис. 4). В сторону от канала (перпендикулярно основному направлению потока) содержание песчаника уменьшается за счет появления алевритоглинистых прослоев (см. рис. 3а). Алевритоглинистые породы преобладают в составе отложений фации отмирания турбидитового канала, которые обычно перекрывают сверху песчаные породы осевой части турбидитовых каналов (см. рис. 3а).

Для турбидитовых каналов характерна резкая эрозионная подошва, вверх по разрезу могут наблюдаться серии агградирующих русловых песчаников с многочисленными эрозионными поверхностями, а также латеральные комплексы с утонением зернистости снизу вверх по разрезу (см. рис. 3). При выделении фаций по ГИС на участках без отбора керна следует учитывать, что при высоком содержании глинистых интракластов в подошве русла кривая гамма-каротажа имеет постепенную нижнюю границу (см. рис. 4). В таких случаях необходимо сопоставлять выделенные фации турбидитовых каналов и лопастей по форме кривых ГИС с данными 3D-сейсморазведки (сейсмические разрезы, карты амплитуд, спектральной декомпозиции и/или когерентности).

Уменьшение зернистости в верхней части канала может быть связано с его отмиранием или латеральной миграцией меандрирующего турбидитового канала. Верхняя часть отложений меандрирующего турбидитового канала обычно сложена частым переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с постепенным уменьшением вверх количества и толщины песчаных слойков. На кривой ГИС (кривой гамма-каротажа ГК) это отображается в форме колокола (см. рис. 3а).

Для турбидитовых каналов слабоизвилистой или спрямленной формы русла характерна блоковая форма каротажных кривых с резкой подошвой и кровлей, которая отражает преимущественно песчаное заполнение канала, а также может отражать

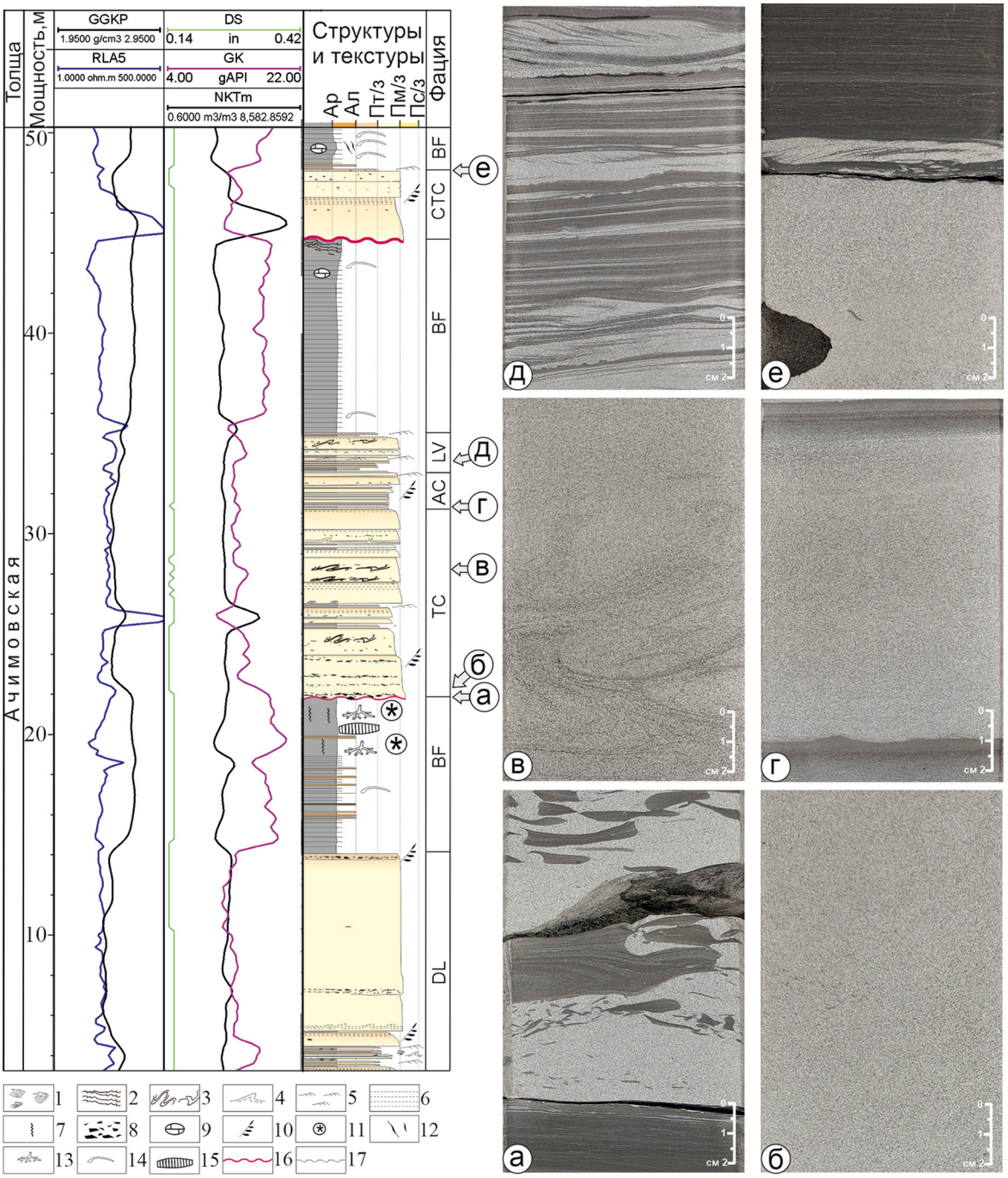


Рис. 4. Фрагмент седиментологической колонки с выделенными фациями и характерными текстурами пород ачимовской толщи.

Текстуры: 1 – песчаные роллы, 2 – пластические деформации в алевролитах глинистых, 3 – конволютная, 4 – пламенная, 5 – восходящая рябь течений, 6 – горизонтальная в аргиллитах/песчаниках, 7 – биотурбационная; включения: 8 – глинистые интракласты, 9 – карбонатные стяжения, 10 – растительный детрит, 11 – стяжения пирита, 12 – трещины, залеченные кальцитом, 13 – следы *Chondrites*, 14 – раковинный детрит, 15 – Inoceramidae; контакты: 16 – эрозионный, 17 – знаки нагрузки. Фации: ТС – турбидитовый канал, АС – отмирание турбидитового канала, DL – седиментационная турбидитовая лопасть, СТС – подводный кревассовый канал, LV – подводный прирусловый вал, BF – глубоководная равнина (дно бассейна). Фотографии керна: а – песчаник с глинистыми интракластами (Пи) и эрозионной подошвой; б – песчаник мелкозернистый массивный (Пм); в – песчаник мелкозернистый с конволютной текстурой (Пк); г – песчаник с градационной текстурой (Пгр), залегает на слойке аргиллита, на контакте слоев знаки нагрузки; д – переслаивание песчаника и аргиллита (ПА), аргиллиты с массивной текстурой, в слойках песчаника тонкозернистого – рябь течений, горизонтальная слоистость, на контакте слоев – знаки нагрузки; е – песчаник мелкозернистый массивный (Пм) перекрывается тонкими слойками песчаника мелко-тонкозернистого с мелкими глинистыми интракластами и еще выше песчаником мелкой косой слоистостью с резкой кровлей и алевролитом мелкозернистым глинистым микрослоистым (Ам).

Fig. 4. Fragment of sedimentological log with facies and characteristic Achimov rock structures.

Structures: 1 – sand rolls, 2 – plastic deformations in clayey siltstones, 3 – convolute bedding, 4 – flame structures, 5 – climbing current ripples, 6 – horizontal laminational in clay/sandstone; inclusions: 7 – bioturbation, 8 – clayey clasts, 9 – carbonate nodules, 10 – plant detritus, 11 – pyrite, 12 – fractures filled with calcite, 13 – *Chondrites*, 14 – shell detritus, 15 – Inoceramidae; contacts: 16 – erosional, 17 – load casts. Facies: TC – turbidite channel, AC – abandoned channel, DL – lobes, CTC – crevasse channel, LV – levee deposits, BF – basin floor. Photographs of cores: а – sandstone with clayey intraclasts and erosional base; б – massive sandstone; в – sandstone with convolute structure; г – sandstone with gradational structure, overlies a mudstone laminae, load marks on the lamina contact; д – interbedding of sandstone and mudstone, mudstones with massive structure, current ripples and horizontal bedding in sandstone lamina, load marks on the lamina contact; е – massive sandstone is overlain by thin sandstone lamina with fine clayey intraclasts and, even higher, by sandstone with fine cross bedding with a sharp top.

быстрое отмирание канала (см. рис. 3б) или авульсию. Мощность русловых песчаников по данным ГИС составляет 5–15 м. На рис. 3б показано строение подводного турбидитового канала, для которого характерны низкая скорость аггрaдации прируслового вала, амальгамация и менее выраженное гетеролитное заполнение (низкое содержание глинистых прослоев), вверх по разрезу фация отмирания канала отсутствует или имеет малую мощность. Фация отмирания канала формируется в таких условиях седиментации, при которых прекращается активное накопление песчаного материала высокодинамичными потоками в канале и начинается накопление алевритоглинистых отложений менее динамичными алевритоглинистыми турбидитовыми потоками и фоновой седиментацией.

Подводные прируслoвые валы, ограничивающие с боков турбидитовые каналы, сложены частым переслаиванием алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых и мелко-тонкозернистых, в песчаных слойках наблюдается мелкая косая слоистость, горизонтальная, градационная, на контакте слоев видны знаки нагрузки (см. рис. 4д). Количество алевритоглинистых пород постепенно увеличивается по мере удаления в стороны от турбидитового канала. В алевролитах встречаются текстуры пластических деформаций, следы *Chondrites (Ch)*, *Phycosiphon (Ph)*, *Helminthonsis (He)*, индекс биотурбации (BI) изменяется от 0 до 3. Строение отложений подводных прируслoвых валов часто бывает нарушено локальными оползневыми деформациями, связанными с повышенными градиентами наклона поверхности подводного прируслового вала.

Формирование подводных прируслoвых валов связано с переливом из канала верхней части турбидитового потока, обогащенной глинистым материалом с последующим его распространением, в прилегающие к турбидитовому каналу участки морского бассейна. Прируслoвые валы имеют клиновидную форму на сейсмических разрезах, они характерны для турбидитовых каналов меандрирующего типа (см. рис. 3а). При прорыве турбидитовым потоком прируслового вала на выпуклой стороне изгиба меандрирующего канала формируются кревассовые турбидитовые каналы и лопасти, чья мощность редко превышает 1–2 м. Подводные кревассовые турбидитовые каналы и лопасти не диагностируются по результатам 3D-сейсморазведки из-за малой мощности, но их формирование можно предполагать на выпуклой стороне изгиба меандрирующего русла. По морфологии эти каналы и лопасти имеют сходства с кревассовыми конусами выноса и каналами мелководных дельт.

Размеры (высота) подводных прируслoвых валов могут различаться для разных бортов турбидитовых каналов. Это связано с существовавшими различиями в скорости их роста, которые были обусловлены отклонением силой Кориолиса и/или контурными течениями верхней суспензированной части турбидитовых потоков, протекавших вдоль турбидитового канала в сторону одного из прируслoвых валов. На рис. 3а показан неравномерный рост прируслoвых валов, объясняемый влиянием контурных течений и силы Кориолиса, отклоняющей в северном полушарии движущийся поток вправо (Мизенс, 2005).

Сейсмоморфологический анализ

Высокоразрешающая способность сейсморазведки 3D позволяет на более качественном уровне изучить строение глубоководных конусов выноса, определить ширину турбидитовых каналов, типизировать их по форме русла. От формы турбидитовых каналов зависит распространение и приуроченность песчаных тел, поэтому их диагностика имеет практическое значение при прогнозе породколлекторов.

На картах спектральной декомпозиции видно, что в направлении бассейна ширина и мощность распределительных турбидитовых каналов уменьшаются (от 300 до 150 м), наблюдаются их бифуркация и изменение формы русла (рис. 5). Морфологический тип турбидитовых каналов может меняться из-за трансформации уклона дна бассейна, состава подстилающих турбидитовых канал осадков, объема турбидитовых потоков или со временем, при достижении руслом профиля равновесия.

Наиболее глубокие и широкие турбидитовые каналы выделяются на подводном склоне и являются продолжением речных врезанных долин. Шельфовые русла имеют как спрямленную форму, так и извилистую. Такие русла могут находиться внутри

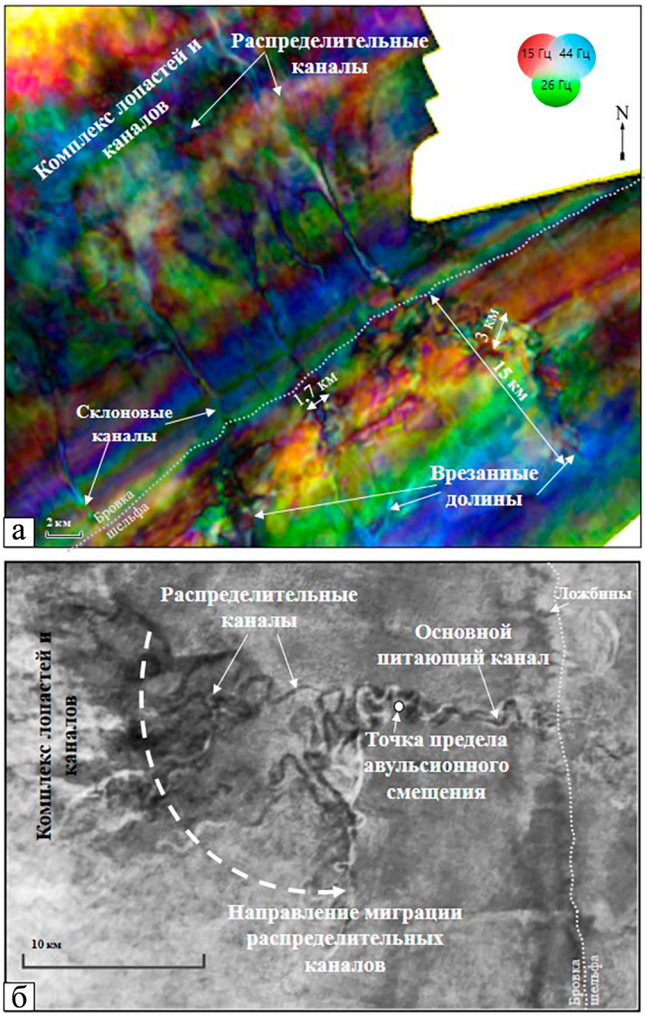


Рис. 5. Радиальные (а) и асимметричные (б) глубоководные конусы выноса ачимовской толщи Западной Сибири на картах спектральной декомпозиции и амплитуд.

Fig. 5. Radial (a) and asymmetric (б) deep-sea fans of the Achimov formation in Western Siberia on maps of spectral decomposition and amplitudes.

речных врезов, которые обычно формируются при снижении относительного уровня моря (Catuneanu, 2006), либо не быть связанными с речными врезанными долинами. В последнем случае они могут быть сформированы гиперпикнальными потоками, образованными при сильных речных паводках независимо от положения относительного уровня моря (экстрабассейновый генезис турбидитов).

Врезанные долины на шельфе имеют максимальную зафиксированную по данным 3D-сейсморазведки ширину до 2–3 км, их удаленность от бровки шельфа составляет 12–16 км (см. рис. 5а).

Питающие турбидитовые каналы спрямленного типа формируют обычно радиальные конусы выноса (см. рис. 5а). На начальной стадии формирования они имеют менее выраженные прирусловые валы, а внутреннее литологическое заполнение таких турбидитовых каналов демонстрирует наибольшее соотношение песчаников к аргиллитам и алевролитам.

Ранее было установлено, что глубоководные конусы выноса нижнемелового комплекса Западной Сибири с меандрирующим и слабоизвилистым типом русла (смешанных и глинистых подводных конусов выноса) имеют левостороннюю асимметрию (см. рис. 5б). На рис. 5б видно, что по направлению потока распределительные турбидитовые каналы сосредоточены слева от основного питающего канала, такое распределение объясняется неравномерным ростом прирусловых валов под влиянием силы Кориолиса (Земцов, 1973; Мизенс, 2005) и контурных течений. В смешанных и глинистых подводных конусах выноса в северном полушарии правый прирусловый вал выше левого, что со временем по мере асимметричного роста подводных прирусловых валов приводит к преимущественно левостороннему авульсионному смещению турбидитовых каналов и к более высоким значениям песчанистости (NTG net-to-gross) в левобережной части таких подводных конусов выноса (Zverev, Khramtsova, 2022).

При интерпретации результатов 3D-сейсморазведки с учетом данных по керну и геофизическим исследованиям скважин в отложениях ачимовской толщи выделяются четыре морфологических типа турбидитовых каналов (рис. 6): 1) эрозионный; 2) меандрирующий с аккреционным комплексом без аградации; 3) аградирующий; 4) гибридный (смешанный).

Эрозионные турбидитовые каналы (тип 1) имеют V-образную форму поперечного сечения и характеризуются узким высокоамплитудным отражением, рассекающим выдержанные оси синфазности вмещающих глинистых пород, могут быть слабоизвилистые (см. рис. 6а) и высокоизвилистыми без латерального аккреционного комплекса. Видимая ширина турбидитовых каналов изменяется от 200 до 390 м, мощность их составляет около 10 м. Эрозионные спрямленные турбидитовые каналы выделяются в верхней и средней частях конуса выноса и характерны для относительно крутых склонов и выравненного дна бассейна.

На подводном склоне и в верхней части конуса выноса спрямленные турбидитовые каналы более широкие (до 500–600 м) и контрастные, в сторону бассейна они утоняются и часто трансформируются в меандрирующие турбидитовые каналы с латеральным аккреционным комплексом или без него (см. рис. 6б, в). Для слабоизвилистых распределительных турбидитовых каналов характерна блоковая форма кривых гамма-каротажа, которая отражает значительный привнос песчаного материала и быстрое отмирание канала в процессе авуль-

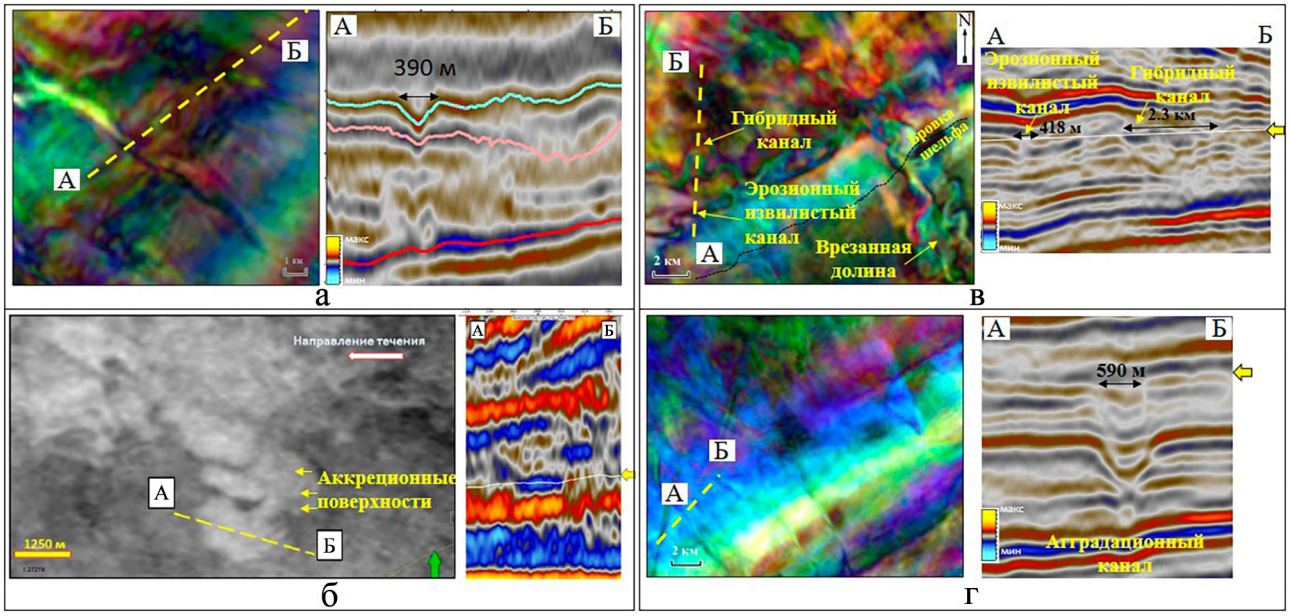


Рис. 6. Типы глубоководных турбидитовых каналов ачимовской толщи Западной Сибири на картах спектральной декомпозиции (а, в, г) и амплитуд (б) и на сейсмических разрезах.

а – эрозионный слабоизвилистый; б – меандрирующий с аккреционным комплексом; в – эрозионный извилистый без аккреционного комплекса и гибридный; г – аградирующий слабоизвилистый канал с хорошо развитыми прирусловыми валами.

Fig. 6. Types of deep-water channels in the Achimov formation of Western Siberia on maps of spectral decomposition (а, в, г) and amplitudes (б) and on seismic sections.

а – erosional slightly sinuous; б – meandering with accretionary complex; в – erosional sinuous without accretionary complex and hybrid; г – aggrading slightly sinuous channel with well-developed channel levees.

сии. Слабоизвилистый тип турбидитовых каналов характерен для смешанных песчано-глинистых и песчаных подводных конусов выноса (Reading, Richards, 1994).

Меандрирующие турбидитовые каналы (тип 2) с латеральным аккреционным комплексом имеют высокую извилистость (более 1.5). Широкая U-образная форма высокоамплитудных отражений в поперечном сечении на сейсмических разрезах (см. рис. 6б) указывает на латеральную миграцию русла без существенной аградации со слабым развитием подводных прирусловых валов.

На седиментационном сейсмическом срезе хорошо видны поверхности латеральной аккреции внутри меандровых баров, которые отражают их наклонно-слоистое строение, представленное переслаиванием песчаных и глинистых разностей пород. Мощность отложений составляет 10–15 м, пояс меандрирования – до 3 км. Кривые гамма-каротажа имеют форму колокола, подошва четкая, эрозионная.

На выпуклой стороне изгиба русла могут формироваться подводные кревассовые конусы разлива и промоины мощностью до 2–3 м, которые не диагностируются по данным сейсморазведки. Меандрирующий тип распределительных турбидитовых каналов характерен для глинистых подводных конусов выноса (Reading, Richards, 1994; Мезенцева и др., 2019).

Такие подводные конусы выноса обычно имеют вытянутую и ассиметричную форму и являются литологически неоднородными. Важным элементом меандрирующего канала выступает развитие аккреционных комплексов внутри меандровых петель. Сильноизвилистые турбидитовые каналы (см. рис. 6в) могут не иметь широких высокоамплитудных отражений внутри меандровых петель, характеризуются V-образной формой русла без аккреционного комплекса с хорошо развитыми прирусловыми валами, относятся к эрозионному типу (тип 1). Для таких турбидитовых каналов наблюдается левосторонняя авульсия, обусловленная влиянием силы Кориолиса и контурных течений (Храмцова, Зверев, 2023).

Аградирующие турбидитовые каналы (тип 3) имеют разную степень извилистости и характеризуются вертикальным надстраиванием высокоамплитудных отражений на сейсмических разрезах (см. рис. 6г). Аградация турбидитового канала может быть связана с выработкой им нового профиля равновесия по мере его удлинения в сторону бассейна или после авульсионного смещения.

Гибридные турбидитовые каналы (тип 4) хорошо диагностируются на сейсмических разрезах (см. рис. 6в), однако различить их на седиментационных срезах куба амплитуд обычно не представляется возможным ввиду схожести характеристик с другими типами турбидитовых каналов. Их возникновение связано с неполной трансформацией турбидитовых каналов (мутацией), обусловленной влиянием как внешних факторов (изменением относительного уровня моря, тектоникой) так и внутренних (градиентом профиля, расходом потока и др.). Большинство гибридных турбидитовых каналов проявляют сильную извилистость, типичную для меандрирующих турбидитовых, которые в процессе развития испытывали как латеральную миграцию, так и одновременно вертикальную аградацию.

Со временем обычно происходят изменения морфологического типа турбидитового канала в следующей последовательности (снизу вверх по разрезу): 1) эрозионный слабоизвилистый турбидитовый канал (тип 1) без прирусловых валов в аградирующий сильноизвилистый турбидитовый канал (тип 3); 2) эрозионный спрямленный турбидитовый канал (тип 1) в меандрирующий турбидитовый канал (тип 2) и далее в гибридный турбидитовый канал (тип 4). После достижения турбидитовым каналом определенной степени извилистости и профиля равновесия происходит стабилизация его формы, после чего турбидитовый канал аградирует или отмирает. Постепенная стабилизация морфологии турбидитовых каналов в конечную стадию их трансформации может вызываться несколькими причинами: уменьшением объема турбидитовых потоков и изменением его состава (в сторону утонения).

Вместе с тем исследования показывают, что все выделенные типы турбидитовых каналов могут существовать самостоятельно без последующих трансформационных изменений со временем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании детального седиментологического описания керна и анализа кривых ГИС установлены основные диагностические признаки турбидитовых каналов. По результатам сейсморазведки 3D выделены следующие типы турбидитовых каналов: эрозионный, аградирующий, меандрирующий с латеральными аккреционным комплексом и гибридный. Латерально-аккреционный комплекс и турбидитовые каналы аградирующего типа являются основными объектами для поиска пород-коллекторов.

Установлено, что турбидитовые каналы могут менять свою форму по разрезу и площади или существовать самостоятельно без трансформаций. Изменение морфологии одного и того же канала по площади может быть связано со сменой угла наклона дна бассейна, состава подстилающих донных осадков, изменениями объема и состава турбидитовых потоков, а также выработкой турбидитовым каналом нового профиля равновесия по мере его удлинения в сторону бассейна или после авульсионного смещения.

Большинство распределительных турбидитовых каналов меандрирующего типа возникает в подводных конусах выноса с левосторонней асимметрией. Распределительные турбидитовые каналы спрямленного типа со слаборазвитыми прирусловыми валами формируют конусы выноса радиального типа с большим содержанием в разрезе песчаного материала (более 60–70%).

Данные 3D-сейсморазведки позволили диагностировать подводные каналы на шельфе, подтвердить гиперпикнальный (экстрабассейновый) генезис турбидитов. Врезанные долины или шельфовые каналы, установленные по результатам 3D-сейсморазведки, являются путями транспортировки обломочного материала в глубоководную часть морского бассейна, на их продолжении следует прогнозировать формирование глубоководных конус выноса в подножии подводного склона.

Результаты 3D-сейсморазведки в комплексе со скважинными данными дали возможность более детально изучить строение глубоководных конусов выноса ачимовской толщи Западной Сибири. Понимание процессов и механизмов формирования отложений позволяет более детально производить прогноз зон развития пород-коллекторов с наилучшими фильтрационно-емкостными свойствами.

Благодарности

Авторы благодарны рецензентам за ценные замечания и рекомендации, которые позволили существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.П. (2002) Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: УГГГА, 147 с.

Барабошкин Е.Ю. (2004) Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **79**(5), 44-68.

Брагин В.Ю., Дзюба О.С., Казанский А.Ю., Шурыгин Б.Н. (2013) Новые данные по магнитостратиграфии пограничного юрско-мелового интервала п-ова Нордвик (север Восточной Сибири). *Геология и геофизика*, **54**(3), 438-455.

Ершов С.В. (2016) Палеобатиметрия позднеюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и влияние на нее природных процессов. *Геология и геофизика*, **57**(8), 1548-1570. https://doi.org/10.15372/GiG20160808

Зверев К.В., Казаненков В.А. (2001) Седиментогенез отложений ачимовской толщи Северного Приобья. *Геология и геофизика*, **42**(4), 617-630.

Земцов А.А. (1973) Асимметрия речных долин Западно-Сибирской равнины. *Изв. Всесоюз. геогр. о-ва*, **105**(2), 142-148.

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. (2014) Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде. *Геология и геофизика*, **55**(5-6), 745-776.

Малолетко А.М. (2008) Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: ТомГу, 288 с.

Мезенцева А.В., Байков Р.П., Зверев К.В., Соловьев В.В., Буткеев А.С., Улыбина И.В. (2019) Типизация конусов выноса в ачимовских отложениях Уренгойского месторождения. *Нефтегазов. геология. Теория и практика*, **14**(3), 12. https://doi.org/10.17353/2070-5379/34_2019

Мизенс Г.А. (2005) Отложения глубоководных бассейнов геологического прошлого. Екатеринбург: УГГУ, 85 с.

Микулаш Р., Дронов А. (2006) Палеоихнология – введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геологический институт Академии наук Чешской Республики, 122 с.

Муромцев В.С. (1984) Электрометрическая геология песчаных тел – литологических ловушек нефти и газа. Л.: Недра, 260 с.

Нежданов А.А., Кулагина С.Ф., Герасимова Е.В. (2017) Влияние позднекиммерийской складчатости на стратиграфию ранненеокомских отложений Западной Сибири. *Экспозиция, нефть, газ*, **7**(60), 18-22.

Никишин А.М., Альмендингер О.А., Митюков А.В., Посаментиер Х.В., Рубцова Е.В. (2012) Глубоководные осадочные системы. Объемные модели, основанные на 3D сейсморазведке и полевых наблюдениях. М.: МАКС Пресс, 109 с.

Обстановки осадконакопления и фации. (1990) В 2 т. (Под ред. Х. Рединга). М.: Мир. Т. 1, 352 с.

Решение 5-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. (1991) Объясн. зап. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 54 с.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири. (2004) Объясн. зап. Новосибирск: СНИИГГиМС, 114 с.

Рогов М.А. (2021) Аммониты и инфразональная стратиграфия кимериджского и волжского ярусов Панбореальной надобласти. *Тр. Геол. ин-та*, вып. 627, 1-484. https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1

Рогов М.А., Захаров В.А., Пещевицкая Е.Б., Вишневская В.С., Зверьков Н.Г., Барабошкин Е.Ю. (2024) Волжский ярус верхней юры и рязанский ярус нижнего мела Панбореальной биогеографической надобласти. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **32**(6), 30-73. https://doi.org/10.31857/S0869592X24060027

Розбаева Г.Л., Васильев В.Е., Дубровина Л.А., Маринов В.А., Храмцова А.В., Махмудова Р.Х., Астафьев Е.В., Комиссаров Д.К. (2023) Стратиграфическое несогласие в подошве неокомского клиноформного комплекса северо-востока Западной Сибири. *Геонауки: время перемен, время перспектив.* Сб. материалов 10-й Юбилейной науч.-практ. конф. СПб.: ЕАГЕ Геомодель, 30-34.

Сынгаевский П.Е., Хафизов С.Ф., Шиманский В.В. (2015) Глубоководные конусы выноса и турбидиты. Модели, циклостратиграфия и применение расширенного комплекса ГИС. М.; Ижевск: Институт компьютерных исследований, 480 с.

Храмцова А.В., Зверев К.В. (2023) Асимметрия морфологии и гиперпикнальный генезис турбидитов ачимовской толщи Западной Сибири. *Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии.* Мат-лы X Междунар. сов. по литологии. Воронеж: Цифровая полиграфия, 466-469.

Храмцова А.В., Зверев К.В., Мельников А.В. (2024) Гиперпикнальные турбидиты как основной тип песчаных отложений ачимовской толщи Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, (6), 45-56. https://doi.org/10.47148/0016-7894-2024-6-45-56

Храмцова А.В., Пахомов С.И., Натчук Н.Ю., Калашникова М.П., Ромашкин С.В., Мусихин А.Д., Семенова Н.Г. (2020) Фациальные модели ачимовской толщи Восточно-Уренгойского лицензионного участка как основа для оптимизации систем разведки и разработки. *Георесурсы*, **22**(3), 55-61. https://doi.org/10.18599/grs.2020.3.55-61

Шиманский В.В., Танинская Н.В., Низяева И.С., Колпенская Н.Н., Раевская Е.Г., Васильев Н.Я., Мясникова М.А., Зельцер В.Н., Грислина М.Н., Мирзоева И.И., Нугуманова А.А. (2023) Палеогеография юры и нижнего мела Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В 2 кн. СПб.: Реноме. Кн. 1, 232 с.

Abreu V., Sullivan M., Pirmez C., Mohrig D. (2003) Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine Petrol. Geol.*, **20**, 631-648. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.08.003

Buatois L.A., Mángano M.G. (2011) Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge: Cambridge University Press, 358 p. https://doi.org/10.1017/S0016756811001038

Catuneanu O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam: Elsevier Science Ltd., 375 p.

Einsele G. (1992) Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer Verlag, 628 p.

Facies Models Revisited. (2006) SEPM Society for Sedimentary Geology. V. 84. (Ed. by H.W. Posamentier, R.G. Walker). Tulsa, SEPM, 530 p. https://doi.org/10.2110/pec.06.84

Janocko M., Nemec W., Henriksen S., Warcho M. (2013) The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. *Marine Petrol. Geol.*, **41**, 7-34. http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.06.012

Knaust D. (2012) Trace-fossil systematics. *Developments in Sedimentology. V. 64: Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. (Ed. by D. Knaust, R.G. Bromley). Amsterdam: Elsevier, 79-102.

Knaust D. (2017) Atlas of Trace Fossils in Well Core. Appearance, Taxonomy and Interpretation. Cham: Springer International Publishing AG, 209 p. https://doi.org/10.1007/978-3-319-49837-9

Mayall M., Casey M. (2006) Turbidite channel reservoirs – Key elements in facies prediction and effective develop-

ment. *Marine Petrol. Geol.*, **23**(8), 821-841. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.08.001

McHargue T., Pyrcz M.J., Sullivan M.D., Clark J.D., Fildani A., Romans B.W., Covault J.A., Levy M., Posamentier H.W., Drinkwater N.J. (2011) Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions. *Marine Petrol. Geol.*, **28**(3), 728-743. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.008

Reading H.G., Richards M. (1994) Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bull.*, **78**(5), 792-822. https://doi.org/10.1306/A25FE3BF-171B-11D7-8645000102C1865D

Sequence Stratigraphy. (1996) (Ed. by D. Emery, K.J. Myers). Oxford: Blackwell Science, 263 p.

Stow D.A.V., Mayall M. (2000) Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine Petrol. Geol.*, **17**(2), 125-135. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00064-1

Walker R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concept. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. (Ed. by R.G. Walker, N.P. James). Newfoundland: Geological Association of Canada, 1-14.

Zavala C., Arcuri M. (2016) Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sediment. Geol.*, **337**, 36-54. https://doi.org/10.1190/ice2016-6366978.1

Zverev K.V., Khramtsova A.V. (2022) Left-sided asymmetry of Neocomian submarine fans of West-Siberian interior sea (Russia). *21st International Sedimentological Congress (Beijing 2022)*: *A new Journey of Sedimentology: from the Pacific to the Himalaya. Abstract book*. Beijing: ISC, 893 p.

REFERENCES

Abreu V., Sullivan M., Pirmez C., Mohrig D. (2003) Lateral accretion packages (LAPs): an important reservoir element in deep water sinuous channels. *Marine Petrol. Geol.*, **20**, 631-648. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.08.003

Alekseev V.P. (2002) Lithological and facies analysis. Ekaterinburg, UGGA Publ., 147 p. (In Russ.)

Baraboshkin E.Yu. (2004) Lower Cretaceous ammonite zonal standard of the Boreal belt. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **79**(5), 44-68. (In Russ.)

Bragin V.Yu., Dzyuba O.S., Kazansky A.Yu., Shurygin B.N. (2013) New data on magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval of the Nordvik Peninsula (north of Eastern Siberia). *Geol. Geofiz.*, **54**(3), 438-455. (In Russ.)

Buatois L.A., Mángano M.G. (2011) Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time. Cambridge, Cambridge University Press, 358 p. https://doi.org/10.1017/S0016756811001038

Catuneanu O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Amsterdam, Elsevier Science Ltd., 375 p.

Decision of the 5th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the Review and Adoption of updated stratigraphic schemes of Mesozoic Deposits of Western Siberia. (1991) Explanatory Note. Tyumen, ZapSibNIGNI, 54 p. (In Russ.)

Decision of the 6th Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the review and adoption of updated stratigraphic schemes of Mesozoic deposits of Western Siberia. (2004) Explanatory Note. Novosibirsk, SNIGGiMS, 114 p. (In Russ.)

Einsele G. (1992) Sedimentary basins: Evolution, facies and sediment budget. Berlin, Springer Verlag, 628 p.

Ershov S.V. (2016) Paleobatimetry of the Late Jurassic-Neocomian basin of the north of Western Siberia and the influence of natural processes on it. *Geol. Geofiz.*, **57**(8), 1548-1570. (In Russ.) https://doi.org/10.15372/GiG20160808

Facies Models Revisited. (2006) SEPM Society for Sedimentary Geology. V. 84. (Ed. by H.W. Posamentier, R.G. Walker). Tulsa, SEPM, 530 p. https://doi.org/10.2110/pec.06.84

Janocko M., Nemec W., Henriksen S., Warcho M. (2013) The diversity of deep-water sinuous channel belts and slope valley-fill complexes. *Marine Petrol. Geol.*, **41**, 7-34. http://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.06.012

Khramtsova A.V., Zverev K.V. (2023) Asymmetry of morphology and hyperpicnal genesis of turbidites of the Achimov formation of Western Siberia. *Lithogenesis and minerageny of Precambrian and Phanerozoic sedimentary complexes in Eurasia.* Proceedings of the X Int. Meeting on Lithology. Voronezh, Tsifrovaya poligrafiy Publ., 466-469. (In Russ.)

Khramtsova A.V., Zverev K.V., Melnikov A.V. (2024) Hyperpycnal turbidites as the main type of sandy deposits of the Achimov formation of Western Siberia. *Geologiya Nefti i Gaza*, (6), 45-56. (In Russ.) https://doi.org/10.47148/0016-7894-2024-6-45-56

Khramtsova A.V., Pakhomov S.I., Natchuk N.Yu., Kalashnikova M.P., Romashkin S.V., Musikhin A.D., Semenova N.G. (2020) Facies models of the Achimov formation of East-Urengoyskoe license as the basis for optimizing exploration and field development patterns. *Georesursy*, **22**(3), 55-61. (In Russ.) https://doi.org/10.18599/grs.2020.3.55-61

Knaust D. (2012) Trace-fossil systematics. *Developments in Sedimentology. V. 64: Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. (Ed. by D. Knaust, R.G. Bromley). Amsterdam, Elsevier, 79-102.

Knaust D. (2017) Atlas of Trace Fossils in Well Core. Appearance, Taxonomy and Interpretation. Cham, Springer International Publishing AG, 209 p. https://doi.org/10.1007/978-3-319-49837-9

Kontorovich A.E., Yershov S.V., Kazanenkov V.A., Karogodin Yu.N., Kontorovich V.A., Lebedeva N.K., Nikitenko B.L., Popova N.I., Shurygin B.N. (2014) Paleogeography of the West Siberian sedimentary basin in the Cretaceous period. *Geol. Geofiz.*, **55**(5-6), 745-776. (In Russ.)

Maloletko A.M. (2008) The evolution of river systems in Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic. Tomsk, TGU, 288 p. (In Russ.)

Mayall M., Casey M. (2006) Turbidite channel reservoirs – Key elements in facies prediction and effective development. *Marine Petrol. Geol.*, **23**(8), 821-841. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.08.001

McHargue T., Pyrcz M.J., Sullivan M.D., Clark J.D., Fildani A., Romans B.W., Covault J.A., Levy M., Posamentier H.W., Drinkwater N.J. (2011) Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions. *Marine Petrol. Geol.*, **28**(3), 728-743. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.008

Mezentseva A.V., Baykov R.P., Zverev K.V., Solovyov V.V., Butkeev A.S., Ulybina I.V. (2019) Typification of extension cones in Achimov formation of the Urengoy field. *Neftegazovaya Geol. Teoriya i praktika*, **14**(3), 12. (In Russ.) https://doi.org/10.17353/2070-5379/34_2019

Mikulas R., Dronov A. (2006) Paleoichnology – Introduction to the study of trace fossils. Prague, Geologicheskii in-t ANCHR, 122. (In Russ.)

Misens G.A. (2005) Sediments of deep-sea basins of the geological past. Educational and methodical manual. Ekaterinburg, UGGU, 85. (In Russ.)

Muromtsev V.S. (1984) Electrometric geology of sandy bodies – lithological traps of oil and gas. Leningrad, Nedra Publ., 260 p. (In Rus.)

Nezhdanov A.A., Kulagina S.F., Gerasimova E.V. (2017) The influence of late cimmerian folding upon stratification of early neocomian deposits in West Siberia. *Ehkspozitsiya, Neft', Gaz*, **7**(60), 18-22. (In Russ.)

Nikishin A.M., Almendinger O.A., Mityukov A.V., Posamenter H.V., Rubtsova E.V. (2012) Deep-sea sedimentary systems. Three-dimensional models based on 3D seismic exploration and field observations. Moscow, Max Press, 109 p. (In Russ.)

Reading H.G., Richards M. (1994) Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bull.*, **78**(5), 792-822. https://doi.org/10.1306/A25FE3BF-171B-11D7-8645000102C1865D

Rogov M.A. (2021) Ammonites and infrazonal stratigraphy of the Kimmeridgian and Volga layers of the Panboreal region. *Tr. Geol. in-ta*, vyp. 627, 1-484. (In Russ.) https://doi.org/10.54896/00023272_2021_627_1

Rogov M.A., Zakharov V.A., Pestchevitskaya E.B., Vishnevskaya V.S., Zverkov N.G., Baraboshkin E.Y. (2024) Volgian stage of the Upper Jurassic and Ryazanian Stage of the Lower Cretaceous of the Panboreal biogeographic Superrealm. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **32**(6), 30-73. (In Russ.) https://doi.org/10.31857/S0869592X24060027

Rozbaeva G.L., Vasiliev V.E., Dubrovina L.A., Marinov V.A., Khramtsova A.V., Makhmudova R.Kh., Astafyev E.V., Komissarov D.K. (2023) Stratigraphic unconformity in the base of the Neocomian clinoform complex of north-eastern Western Siberia. *Geosciences: Time of change, time of prospects. Collection of materials of the 10th Anniversary scientific-practical conference*. St.Petersburg, EAGE Geomodel, 30-34. (In Russ.)

Sedimentary environments and facies. (1990) In 2 vols. (Ed. by H. Reading). Moscow, Mir Publ. V. 1, 352 p. (In Russ.)

Sequence Stratigraphy. (1996) (Ed. by D. Emery, K.J. Myers). Oxford, Blackwell Science, 263 p.

Shimansky V.V., Taninskaya N.V., Nizyaeva I.S., Kolpenskaya N.N., Raevskaya E.G., Vasil'ev N.YA., Myasnikova M.A., Zel'tser V.N., Grislina M.N., Mirzoeva I.I., Nugumanova A.A. (2023) Paleogeography of the Jurassic and Lower Cretaceous of the West Siberian oil and gas province. In 2 books. St.Petersburg, Renome Publ. Book 1, 232 p. (In Russ.)

Stow D.A.V., Mayall M. (2000) Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine Petrol. Geol.*, **17**(2), 125-135. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00064-1

Syngaevsky P.E., Khafizov S.F., Shimansky V.V. (2015) Deep-sea fans and turbidites. Models, cyclostratigraphy and the use of an extended GIS complex. Moscow; Izhevsk, Institut komp'yuternykh issledovanii, 480 p. (In Russ.)

Walker R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concept. *Facies Models: Response to Sea Level Change*. (Ed. by R.G. Walker, N.P. James). Newfoundland, Geological Association of Canada, 1-14.

Zavala C., Arcuri M. (2016) Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sediment. Geol.*, **337**, 36-54. https://doi.org/10.1190/ice2016-6366978.1

Zemtsov A.A. (1973) Asymmetry of river valleys of the West Siberian Plain. *Izv. Vsesoyuz. geogr. o-va*, **105**(2), 142-148. (In Russ.)

Zverev K.V., Kazanenkov V.A. (2001) Sedimentogenesis of deposits of the Achimov formation of the Northern Ob region. *Geol. Geofiz.*, **42**(4), 617-630. (In Russ.)

Zverev K.V., Khramtsova A.V. (2022) Left-sided asymmetry of Neocomian submarine fans of West-Siberian interior sea (Russia). *21st International Sedimentological Congress (Beijing 2022)*: *A new Journey of Sedimentology: from the Pacific to the Himalaya. Abstract book*. Beijing, ISC, 893 p.

УДК 552.5 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-890-906

Уфимские битуминозные песчаники Республики Татарстан: литолого-петрофизическая характеристика и история формирования

Р. Х. Сунгатуллин[1], А. И. Муллакаев[1], А. Н. Мингазутдинов[2], О. А. Софинская[1]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, e-mails: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru; almazmullakaev@gmail.com
[2]Институт "ТатНИПИнефть" ПАО "Татнефть", 423403, г. Альметьевск, ул. Советская, 186А, e-mail: mingazutdinovan@tatnipi.ru

Поступила в редакцию 20.01.2025 г., принята к печати 05.03.2025 г.

Объект исследования. Битуминозные песчаники шешминского горизонта уфимского яруса на территории Республики Татарстан. *Цель.* Выявление связей литологических и петрофизических параметров для палеореконструкций условий формирования и переформирования месторождений природных битумов. *Методы исследования.* Состав и внутренняя структура битуминозных песчаников изучены методами оптической микроскопии (петрографическое описание шлифов) и термогравиметрии (количественные параметры нефтенасыщенности и карбонатности), а также в ходе статистической обработки результатов гранулометрических и петрофизических анализов в программе STATISTICA 10. *Результаты.* Исследованные песчаники относятся к граувакковой группе. Для них характерны косая слоистость перекрестного типа, мелкозернистая структура, сортировка зерен и незначительное содержание глинистых частиц. Статистический анализ гранулометрических и фильтрационно-емкостных параметров битуминозных песчаников выявил связи между отдельными фракциями и степенью битумонасыщенности. Кластерный и факторный анализы литолого-петрофизических данных позволили выделить интегральные показатели, которые можно использовать для восстановления палеофациальной обстановки шешминских песчаников. Термогравиметрический анализ позволил получить информацию по характеристике битумоидов и цементу вмещающих пород. Установлена важная роль долины р. Шешма в переформировании битумных залежей в неоген-четвертичное время под воздействием силы Кориолиса. Наличие содовых вод с высоким (более 1 г/л) содержанием гидрокарбонат-иона является гидрохимическим критерием поисков залежей природных битумов. Выполненное исследование дополняет существующие гипотезы образования шешминских битуминозных песчаников Южно-Татарского свода. *Выводы.* На основе совместного анализа геологических данных, литологических и петрофизических параметров сделано предположение, что наиболее битумонасыщенная верхняя пачка песчаников создана эоловыми процессами.

Ключевые слова: *песчаники, гранулометрия, петрофизические параметры, битум, уфимский, содовые воды, палеодолина, Шешма, Республика Татарстан*

Ufimian bituminous sandstones of the Republic of Tatarstan: lithological and petrophysical characteristics and formation history

Rafael Kh. Sungatullin[1], Almaz I. Mullakaev[1], Almaz N. Mingazutdinov[2], Oksana A. Sofinskaya[1]

[1]Kazan (Volga Region) Federal University, 18 Kremlevskaya st., Kazan 420008, Russia, e-mails: Rafael.Sungatullin@kpfu.ru; almazmullakaev@gmail.com
[2]TatNIPIneft, Tatneft PJSC, 186A Sovetskaya sr., Almetyevsk 423403, Russia, e-mail: mingazutdinovan@tatnipi.ru

Received 20.01.2025, accepted 05.03.2025

Research subject. Bituminous sandstones of the Sheshmian horizon of the Ufimian stage in the Republic of Tatarstan. *Aim*. To identify relationships between lithological and petrophysical parameters for paleoreconstructions of the conditions of formation and redeposition of natural bitumen deposits. *Materials and methods*. The composition and internal structure of bituminous sandstones were studied by optical microscopy methods (petrographic description of thin sections) and thermogravimetry (quantitative parameters of oil saturation and carbonation), statistical processing of the results of granulometric and petrophysical analyses in Statistica 10 software. *Results*. The studied sandstones belong to

Для цитирования: Сунгатуллин Р.Х., Муллакаев А.И., Мингазутдинов А.Н., Софинская О.А. (2025) Уфимские битуминозные песчаники Республики Татарстан: литолого-петрофизическая характеристика и история формирования. *Литосфера*, **25**(4), 890-906. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-890-906. EDN: TLLQJM

For citation: Sungatullin R.Kh., Mullakaev A.I., Mingazutdinov A.N., Sofinskaya O.A. (2025) Ufimian bituminous sandstones of the Republic of Tatarstan: lithological and petrophysical characteristics and formation history. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 890-906. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-890-906. EDN: TLLQJM

© Р.Х. Сунгатуллин, А.И. Муллакаев, А.Н. Мингазутдинов, О.А. Софинская, 2025

the graywacke group. Statistical analysis of granulometric and filtration-capacity parameters of bituminous sandstones revealed relationships between certain fractions and the degree of bituminosity. Cluster and factor analysis of lithologic and petrophysical data made it possible to identify integral indicators that can be used to reconstruct the paleofacies of the Sheshmian sandstones. The important role of the Sheshma River valley in the reformation of bitumen deposits in the Neogene-Quaternary time under the influence of Coriolis force has been established. Presence of soda water with high (more than 1 g/l) content of hydrocarbonate-ion is a hydrochemical criterion for searching the deposits of natural bitumen. The present study complements the existing hypotheses of the formation of the Sheshmian bituminous sandstones of the South Tatar arch. *Conclusion.* Based on a combined analysis of geological data, lithological and petrophysical parameters, it is suggested that the most bitumen-saturated upper layer of sandstones was formed by eolian processes.

Keywords: *sandstones, granulometry, petrophysical parameters, bitumen, ufimian, soda waters, paleovalley, Sheshma, Republic of Tatarstan*

Acknowledgements

The authors are sincerely grateful to A.A. Fakhraziev for his help in the design of graphic images. We express our gratitude to an anonymous reviewer for his valuable comments and suggestions, which allowed us to significantly improve the manuscript of the article.

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции значительно выработаны запасы традиционной нефти, поэтому перспективы дальнейшей добычи углеводородов (УВ) во многом определяются вовлечением в эксплуатацию альтернативных источников энергетического сырья (рис. 1). На территории Республики Татарстан (РТ) к последним относятся месторождения и проявления природных битумов (ПБ) и тяжелых (сверхвязких) нефтей, ресурсы которых, по разным оценкам, составляют от 1.5 до 10.0 млрд т (Хисамов и др., 2006). Более 150 залежей ПБ на территории РТ встречаются на глубине 50–400 м и приурочены преимущественно к пермским отложениям Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины (рис. 2). С 2006 г. в РТ проводится скважинная добыча ПБ парогравитационным способом на Ашальчинском месторождении; к настоящему времени накопленная добыча ПБ составила 20 млн т. При планировании разработки залежей, способов извлечения, применения вторичных и третичных методов увеличения нефтеотдачи, наряду с детальным изучением геологического строения, наиболее важно исследование параметров, связанных с со-

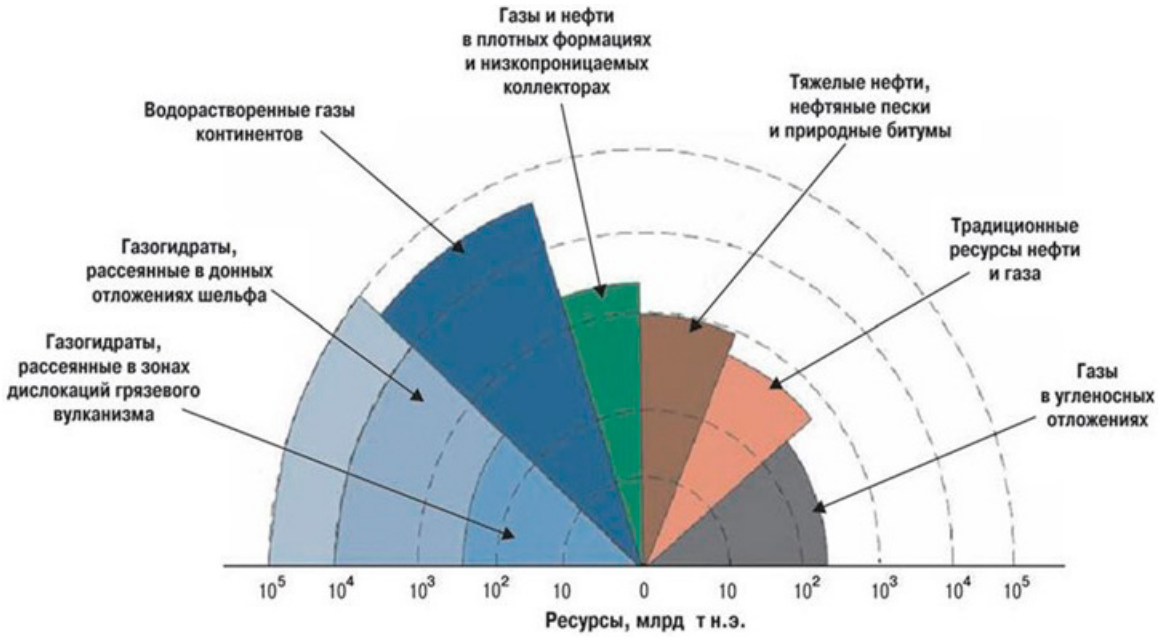


Рис. 1. Геологические ресурсы углеводородов (Якуцени и др., 2009).

Fig. 1. Geological resources of hydrocarbons (Yakutseni et al., 2009).

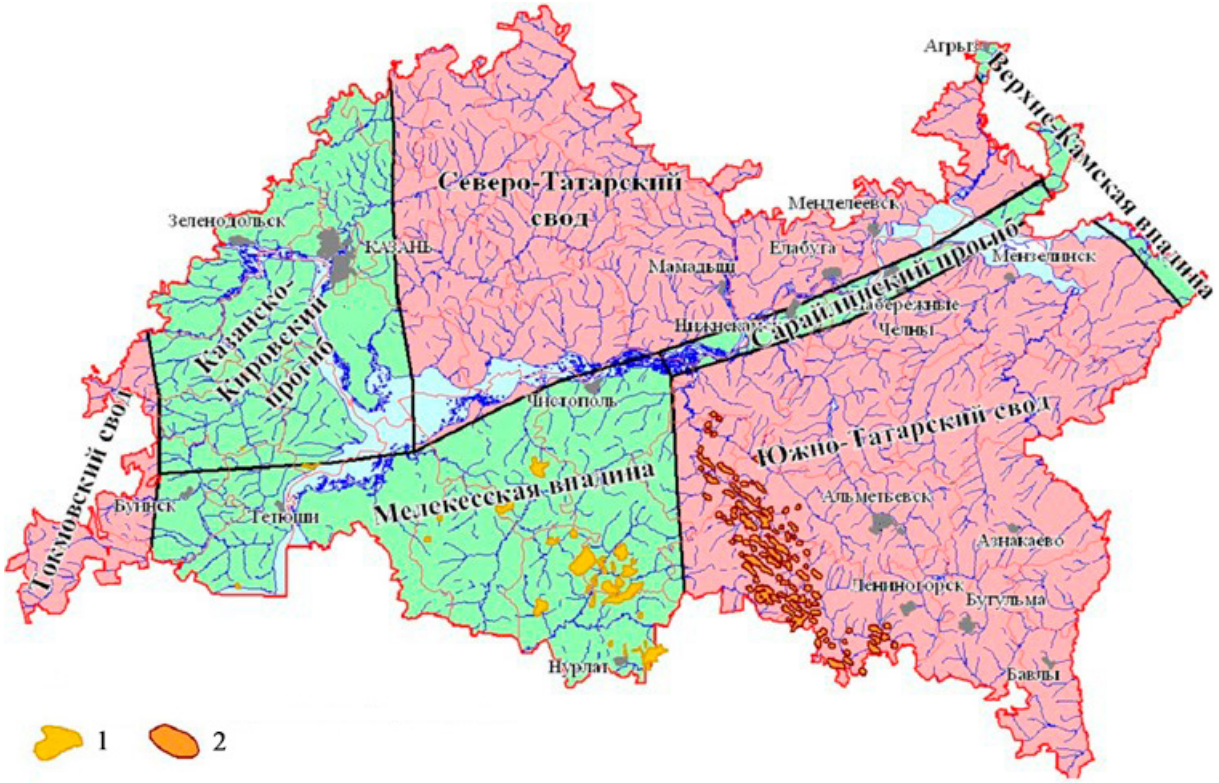


Рис. 2. Месторождения природных битумов на территории Республики Татарстан в отложениях казанского (1) и уфимского (2) ярусов (Сунгатуллин и др., 2008).

Fig. 2. Natural bitumen deposits in the territory of the Republic of Tatarstan in the deposits of the Kazan (1) and Ufa (2) tiers (Sungatullin et al., 2008).

ставом и коллекторскими свойствами битумовмещающих пород.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Природный битум относится к стратифицируемым полезным ископаемым. На территории РТ основным объектом для промышленной разработки ПБ являются терригенные породы шешминского горизонта уфимского яруса приуральского (нижнего) отдела пермской системы на западном склоне Южно-Татарского свода (см. рис. 2). В нижней (песчано-глинистой) толще шешминского горизонта ($P_1šš_1$) битумопроявления приурочены к прослоям песчаников и алевролитов, залегающих среди глин и глинистых алевролитов (рис. 3). Наиболее битумонасыщенной является верхняя (песчаная) толща шешминского горизонта ($P_1šš_2$), сложенная преимущественно мелкозернистыми, реже – среднезернистыми песками и песчаниками разной степени сцементированности от темно- до светло-серых с зеленоватым оттенком, а в насыщенных битумом интервалах – от коричневых до черных (Хасанов и др., 2017). Иногда битуминозные песчаники выходят на поверхность, где отчетливо проявлена косая слоистость перекрестного типа с сериями мощностью от первых метров до 10–12 м (рис. 4).

Породы-коллекторы ПБ представлены полимиктовыми песчаниками граувакковой группы с субграувакковыми и граувакковыми кристаллолитокластовыми разновидностями (Хасанов и др., 2017). В слабосцементированных и рыхлых разностях обломочные зерна скрепляются органическим (битумным) веществом (рис. 5), образуя наиболее продуктивный пласт. В песчаниках цемент преимущественно карбонатный, реже – глинистый. Среди минералов преобладают кварц и полевые шпаты (см. рис. 5). В незначительном количестве встречаются альбит, кальцит, хлорит и пирит, а также обломки метаморфических, магматических и осадочных пород, что обусловлено поступлением в конце палеозойской эры материала с разрушавшейся складчатой системы Палеоурала. По гранулометрическому составу отложения битумонасыщенной толщи представлены в основном песчаной фракцией с небольшой долей алевритовой и глинистой фракций. Мощность песчаной пачки изменяется от первых метров до 40 м.

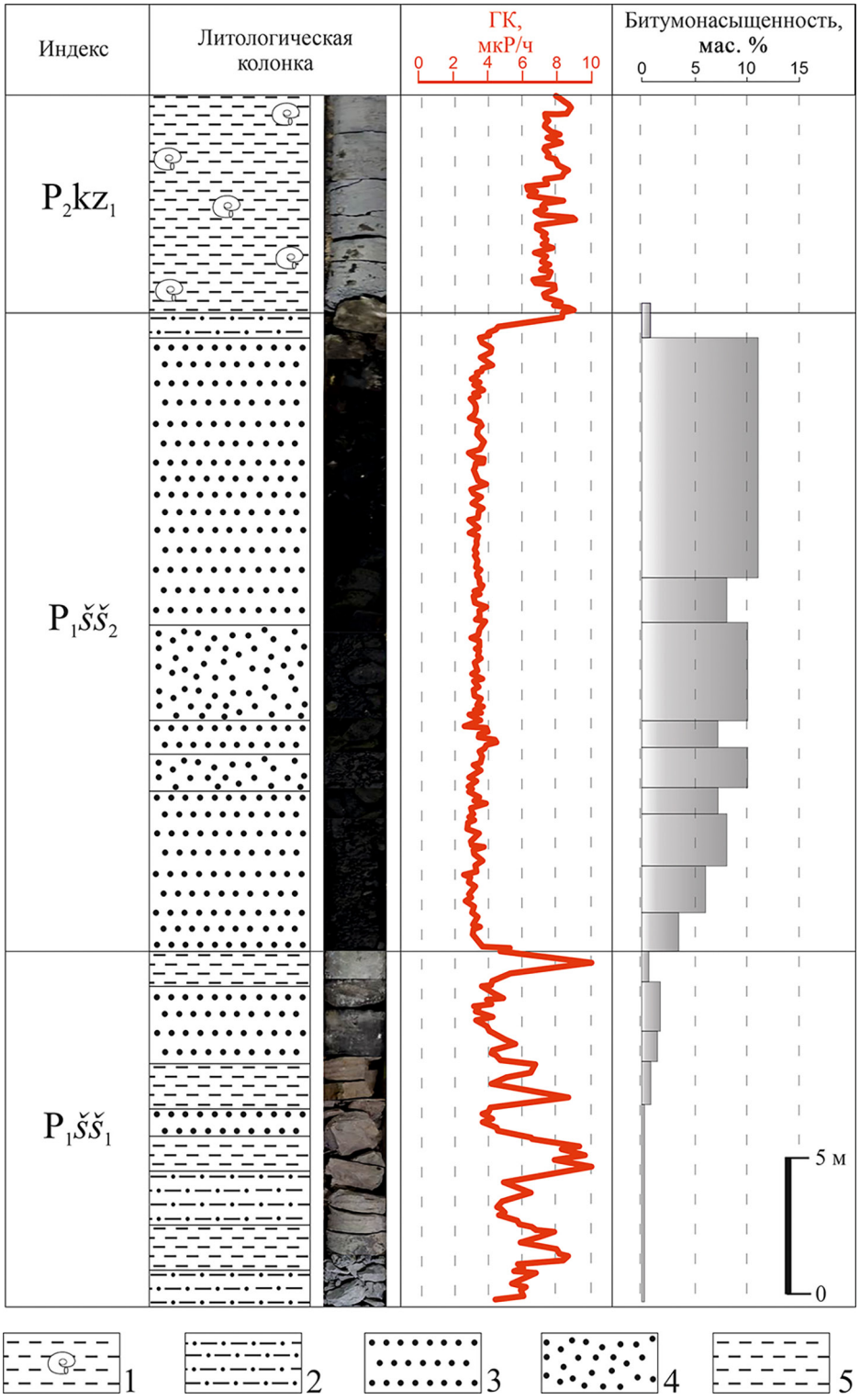


Рис. 3. Сводный литологический разрез шешминского горизонта с колонкой керна, диаграммами радиоактивности (по гамма-каротажу) и битумонасыщенности.

1 – пачка “лингуловые глины” с морской фауной, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – пески, 5 – глины.

Fig. 3. Summary lithological section of the Sheshmian horizon with a core column, radioactivity (by gamma logging) and bitumen saturation diagrams.

1 – “lingula clay” pack with marine fauna, 2 – siltstones, 3 – sandstones, 4 – sands, 5 – clays.



Рис. 4. Косослоистые битуминозные песчаники в обнажении у с. Шугурово.

Fig. 4. Cross-bedded bituminous sandstones in an outcrop near the village of Shugurovo.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для характеристики состава, структурно-текстурных и других особенностей битуминозных песчаников применялись традиционная оптическая микроскопия и высокоточные физико-химические методы, которые выполнены в лабораториях Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. Кроме использования данных оригинальных исследований, авторами с применением методов базовой и многомерной математической статистики в программе STATISTICA 10 обработаны результаты более 3200 петрофизических анализов (гранулометрия, плотность, пористость, битумонасыщенность, проницаемость и др.) по Ашальчинскому месторождению ПБ. Гранулометрический анализ, выполненный в ПАО “Татнефть”, основан на широко распространенной в нефтяной геологии классификации обломочных пород (Швецов, 1958), в которой используется десятичная метрическая система при выделении песчаной (1.0–0.1 мм), алевритовой (0.1–0.01 мм) и глинистой (менее 0.01 мм) групп. Исследованные шешминские песчаники в основном представлены обломочным материалом песчаной (псаммитовой) группы, в которой преобладают мелко- (0.25–0.1 мм) и среднезернистые (0.5–0.25 мм) разности (см. рис. 5).

Для совместного использования количественных петрофизических параметров и данных литологического описания керна основные типы пород переведены в числовые значения по следующей методике. На основе критериев размерности зерен и удаленности от береговой линии моря для всех литотипов создан классификатор (табл. 1), в кото-

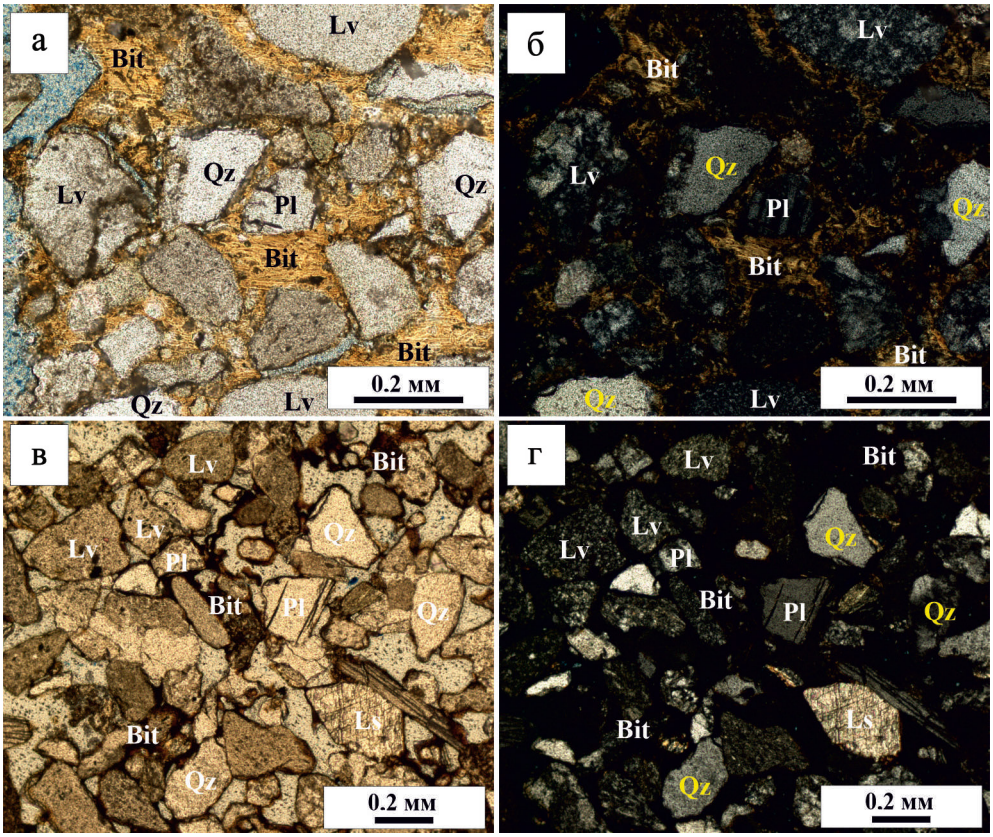


Рис. 5. Фотографии шлифов битуминозных песчаников.

а, б – мелко-, среднезернистый песчаник с битумным веществом в качестве цемента; в, г – мелкозернистый песчаник с битумным веществом контактового заполнения. Слева – николи параллельные, справа – николи скрещенные. *Pl* – плагиоклаз, *Qz* – кварц, *Bit* – битум, *Ls* – обломки осадочных пород, *Lv* – обломки вулканических пород.

Fig. 5. Photos of thin sections of bituminous sandstones.

а, б – fine- and medium-grained sandstone with bituminous substance as cement; в, г – fine-grained sandstone with bituminous substance as contact filling. Left – PPL, right – XPL. *Pl* – plagioclase, *Qz* – quartz, *Bit* – bitumen, *Ls* – sedimentary rock fragments, *Lv* – volcanic rock fragments.

Таблица 1. Классификатор литотипов Ашальчинского месторождения

Table 1. Classifier of lithotypes of the Ashalchinskoye deposit

Литотип	Балл	Литотип	Балл
Глины	1	Песчаники глинистые	7
Доломиты	2	Песчаники известковистые	8
Известняки	3	Песчаники алевритовые	9
Карбонаты глинистые	4	Песчаники мелкозернистые	10
Алевролиты глинистые	5	Песчаники среднезернистые	11
Алевролиты песчанистые	6	Пески средне-, крупнозернистые	12

ром балльность возрастает от глин (балл 1) к средне-, крупнозернистым пескам и песчаникам (баллы 11, 12).

Анализ песчаников и УВ проводился методами термогравиметрии (ТГ) и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК). Термический анализ в воздушной атмосфере выполнялся на приборе синхронного термического анализа с высокочувствительными сенсорами – STA 449 F3 Jupiter (NETZSCH). Интервал анализа задавался в диапазоне температур от 30 до 1000°C с шагом нагревания 10°C/мин. Обработка данных и расчеты осуществлялись при помощи программного пакета NETZSCH. Оператор А.А. Ескин.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализ результатов гранулометрического анализа битуминозных песчаников позволил установить соотношение разных фракций в продуктивной толще. Так, для 12 месторождений ПБ в долине р. Шешма содержание песчаной фракции меняется от 38.73 до 92.6 (в среднем – 73.21) мас. %, алевритовой фракции – от 4.32 до 25.03 (в среднем – 8.77), глинистой фракции – от 1.71 до 4.73 (в среднем – 2.98) мас. %; карбонатность песчаников меняется от 1.50 до 20.41 (в среднем – 15.30) мас. %. Совместный анализ содержания битумного вещества и гранулометрического состава песчаников разрабатываемого Ашальчинского месторождения показал приуроченность интенсивной (>10%) и средней (5–10%) битумонасыщенности к мелкозернистой фракции с размером зерен 0.25–0.1 мм (рис. 6).

Шешминские песчаники по степени их сцементированности и битумонасыщенности делятся на три типа: битуминозные пески, битумонасыщенные песчаники и остаточно-битумонасыщенные песчаники (Dudyak et al., 2020). Первые представлены рыхлыми песками черного цвета и являются основным объектом промышленной разработки ПБ. Роль цемента здесь выполняет нефтебитумное вещество, а карбонатный цемент практически отсутствует.

Битумонасыщенные песчаники черного и темно-коричневого цвета довольно крепкие с преимущественно порово-контактовым карбонатным (кальцитовым) цементом с небольшой долей аутигенного доломита. Песчаники, по сравнению с битуминозными песками, характеризуются пониженными показателями насыщенности битумом, что связано с развитием карбонатного цемента при эпигенетических процессах.

Наиболее сцементированными породами являются остаточно-битумонасыщенные песчаники серого, зеленовато-серого, до светло-коричневого, цвета с базальным, поровым карбонатным и глинисто-карбонатным цементом. Карбонатный цемент состоит из кальцита и доломита, при этом с глубиной доля доломита возрастает, что, по-видимому, связано с влиянием на песчаники магниевых вод из нижележащих сульфатно-карбонатных отложений уфимского (соликамский горизонт) и сакмарского ярусов. Для данных пород характерно самое низкое содержание битумного вещества с редкими участками насыщения битумом и светлая окраска (рис. 7).

Проведенный анализ методами многомерной статистики результатов литологических и петрофизических исследований песчаников Ашальчинского месторождения обнаружил их взаимосвязи (рис. 8, 9; табл. 2). Так, кластерным анализом выявлены четыре группы-кластера: “петрофизический”, “битумный”, “пористый”, “литологический”. Пер-

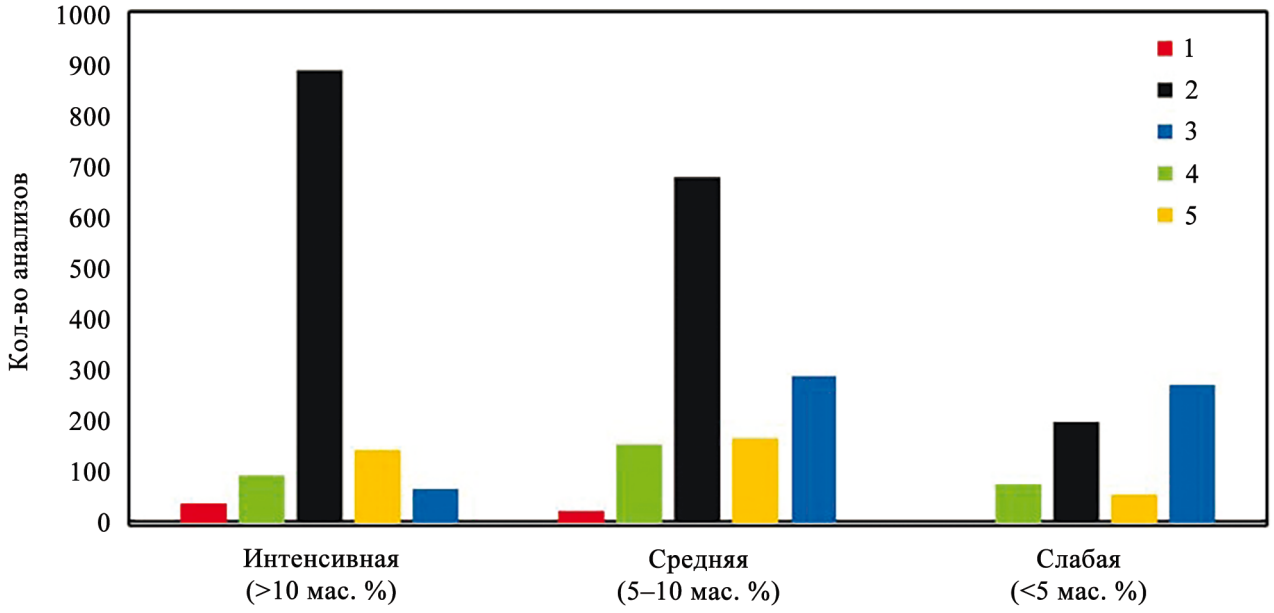


Рис. 6. Битумонасыщенность песчаников Ашальчинского месторождения.

1 – песок; 2–5 – песчаники: 2 – мелкозернистый, 3 – известковистый, 4 – среднезернистый, 5 – алевритовый.

Fig. 6. Bitumen saturation of sandstones of the Ashalchinskoye deposit.

1 – sand; 2–5 – sandstones: 2 – fine-grained, 3 – calcareous, 4 – medium-grained, 5 – siltstone.



Рис. 7. Высачивания битумов в песчаниках. Заброшенная штольня у с. Шугурово.

Fig. 7. Bitumen seepage in sandstones. Abandoned adit near the village of Shugurovo.

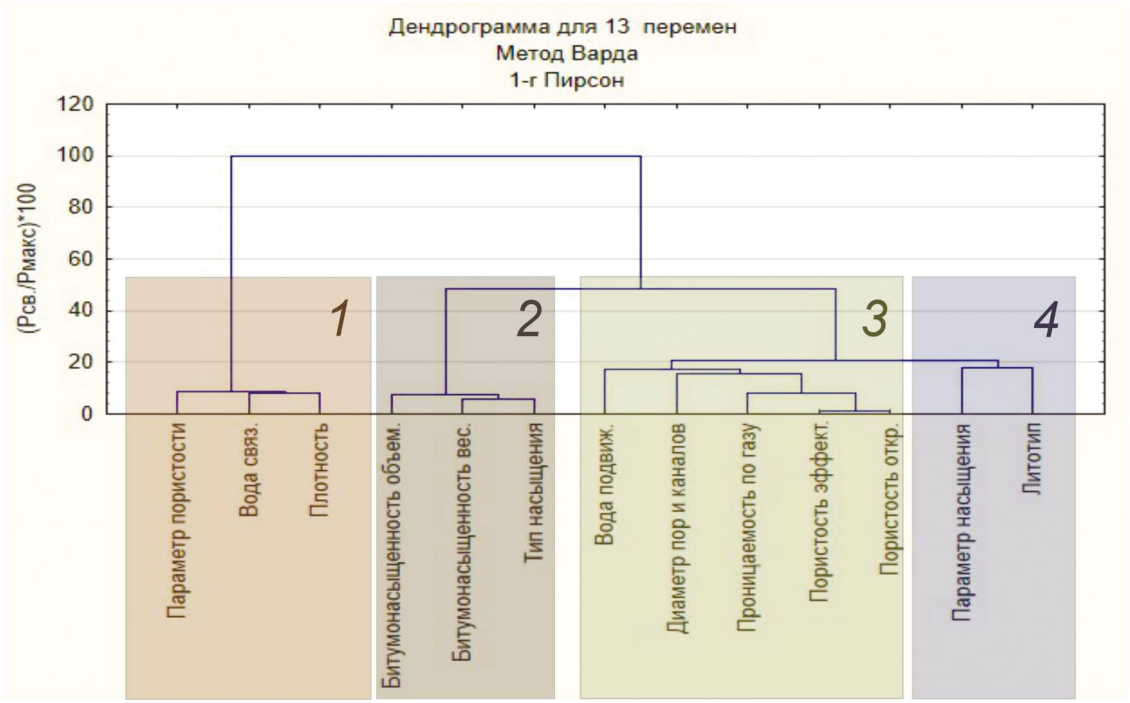


Рис. 8. Кластерная диаграмма литологических и петрофизических параметров для песчаников Ашальчинского месторождения ПБ.

1–4 – кластеры: 1 – “петрофизический”, 2 – “битумный”, 3 – “пористый”, 4 – “литологический”.

Fig. 8. Cluster diagram of lithologic and petrophysical parameters for sandstones of the Ashalchinskoye bitumen deposit.

1–4 – clusters: 1 – “petrophysical”, 2 – “bituminous”, 3 – “porous”, 4 – “lithological”.

вый кластер объединяет плотность и связанную воду, являясь наиболее обособленным по сравнению с другими группами, что хорошо видно на кластерной диаграмме (см. рис. 8). “Битумный” кластер объединяет показатели типа насыщения с объемной и весовой битумонасыщенностью. Кластеры “пористый” и “литологический” противопоставляются двум первым кластерам. Отсюда можно

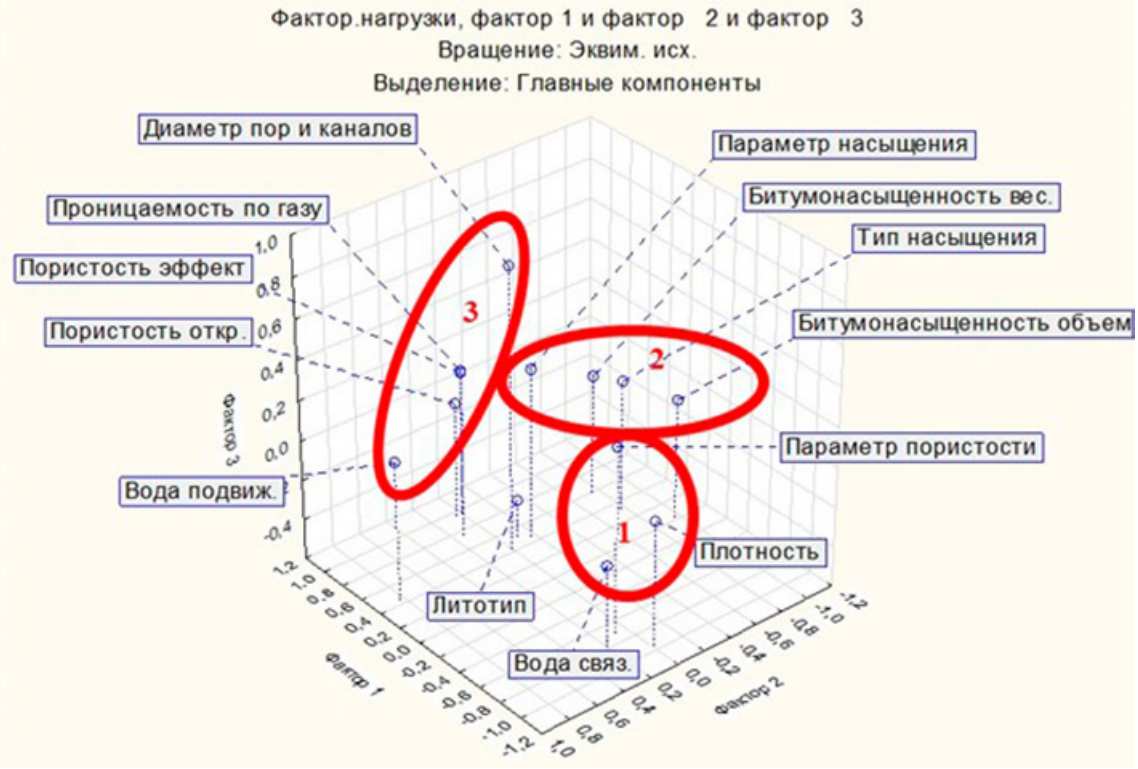


Рис. 9. Факторная диаграмма литолого-петрофизических параметров продуктивной толщи Ашальчинского месторождения ПБ.

Расшифровка факторов – см. табл. 2.

Fig. 9. Factor diagram of lithologic and petrophysical parameters of the productive strata of the Ashalchinskoye bitumen deposit.

See Table 2 for deciphering of the factors.

Таблица 2. Факторные нагрузки для литолого-петрофизических параметров продуктивной толщи Ашальчинского месторождения ПБ (см. рис. 8)

Table 2. Factor loadings for lithologic and petrophysical parameters of the productive strata of the Ashalchinskoye bitumen deposit (see Fig. 8)

Параметр	Фактор 1 – “петрофизический”	Фактор 2 – “битумный”	Фактор 3 – “пористый”
Литотип	0.52	–0.11	–0.41
Тип насыщения	0.32	–0.77	0.06
Пористость открытая	**0.96**	0.04	–0.02
Плотность	**–0.95**	–0.01	0.03
Вода связанная	**–0.78**	0.20	–0.19
Вода подвижная	0.45	0.83	0.09
Битумонасыщенность	0.60	–0.75	0.01
Пористость эффективная	**0.96**	–0.01	0.12
Параметр пористости	–0.70	0.08	0.33
Параметр насыщения	0.46	–0.17	0.26
Диаметр пор и каналов	0.43	0.00	0.81
Проницаемость по газу	**0.75**	0.13	0.24
Вес фактора, %	44.15	22.17	8.66

Примечание. Полужирным выделены значимые факторные нагрузки – >|0.70|.

Note. Significant factor loadings are highlighted in bold – >|0.70|.

сделать вывод, что такие параметры, как литотип, пористость, проницаемость, содержание подвижной воды, сильно взаимосвязаны и обусловлены текстурно-структурными особенностями пород.

Факторный анализ полностью подтвердил результаты кластеризации изученных параметров в битуминозных песчаниках (см. рис. 9) и дополнительно позволил количественно определить вес каждого фактора в общую литолого-петрофизическую информацию. Например, главным фактором является “петрофизический” с весом более 44% (см. табл. 2), затем следует “битумный” (22.17%) и “пористый” (8.66%) факторы. Интересно, что наименьший вес приходится на “литологический” фактор, указывая на важное значение постседиментационных и наложенных вторичных процессов, которые в целом и влияют на коллекторские свойства песчаников.

Для определения содержаний и фракций УВ в песчаниках, а также степени их карбонатности проведен термический анализ методами ТГ и ДСК (рис. 10). Прогрев образцов выполнялся до температуры 1000°С, которая необходима для разложения минеральных и органических компонентов. Параллельно регистрировались изменения массы образца и величины теплового потока. Битумонасыщенность замеряется по кривой потери массы (кривая ТГ) и экзотермическим эффектам (кривая ДСК) в интервале температур 200–600°С. Реакция разложения карбонатов протекает при температуре 650–750°С с резким уменьшением массы образца и величины экзотермического эффекта. Связано это с практически одномоментным разложением всех карбонатов, что сопровождается поглощением тепла (реакция эндотермическая), тогда как процесс горения УВ растянут в температурном диапазоне и потеря массы плавная, а реакция происходит с выделением тепла (реакция экзотермическая).

Термограмма битуминозных песков (см. рис. 10, синие линии) показывает плавную потерю массы, что отвечает неоднородному составу УВ. Легкие УВ начинают гореть в начале температурного интервала 200–600°С, а тяжелые УВ вступают в реакцию позже. Фракционной неоднородностью УВ также объясняется довольно широкий интервал в районе 400°С, в течение которого происходит потеря массы УВ. Нефтенасыщенность составляет 8–12 мас. %, а карбонатность не превышает 1–2 мас. %. Термограмма битумонасыщенных песчаников (см. рис. 10, красные линии) показывает заметное повышение доли карбонатного материала (до 8–10%), в то время как нефтенасыщенность уменьшается до 3–5%. На термограммах остаточно-битумонасыщенных песчаников (см. рис. 10, зеленые линии) с содержанием УВ до 4–5% происходит значительное (до 18–20%) увеличение доли карбонатного цемента. С учетом макроскопического описания данного литотипа повышенные содержания УВ, возможно, связаны с их концентрацией в поровом пространстве цемента. Кроме того, по мере увеличения степени сцементированности изменяется и состав УВ. В остаточно-битумонасыщенных песчаниках экзотермические эффекты начинают регистрироваться при температурах 280–300°С (зеленые ли-

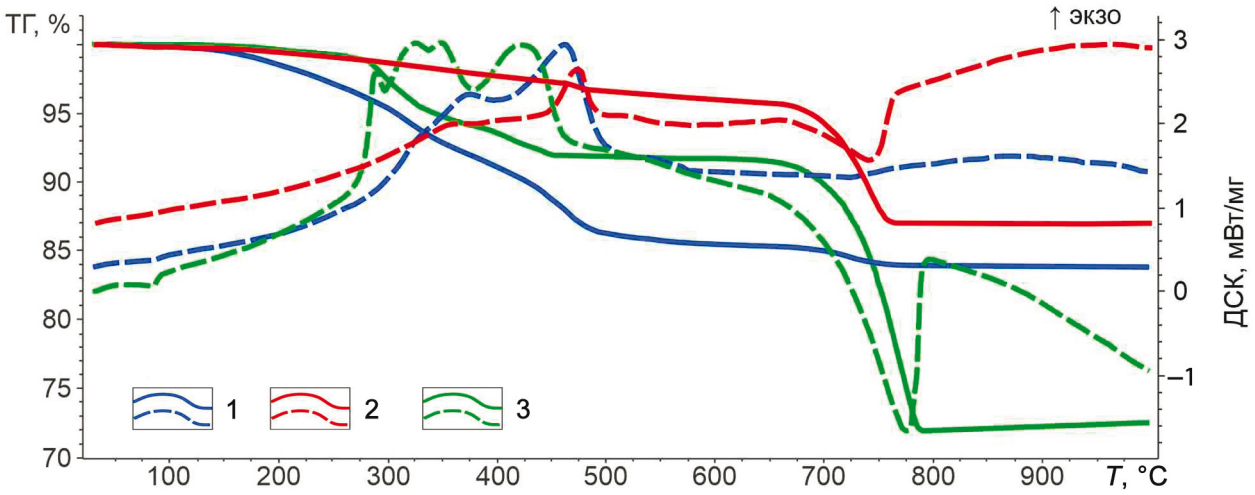


Рис. 10. Термограммы битуминозных пород, по (Mullakaev, Khasanov, 2019) с дополнениями.

1 – битуминозные пески, 2 – битумонасыщенные песчаники, 3 – остаточно-битумонасыщенные песчаники. Сплошными линиями показаны кривые потери массы (ТГ), пунктирными – кривые теплового потока (ДСК).

Fig. 10. Thermograms of bituminous rocks, from (Mullakaev, Khasanov, 2019) with additions.

1 – bitumen sands, 2 – bitumen–saturated sandstones, 3 – residual bitumen-saturated sandstones. Solid lines show mass loss curves, dashed lines show heat flow curves.

нии), а количество пиков доходит до четырех. В битумонасыщенных песчаниках экзотермические эффекты начинают регистрироваться при температурах 340–360°С (графики красного и синего цвета), а количество пиков не превышает двух. Это может быть связано с тем, что битуминозные пески и битумонасыщенные песчаники в большей степени изменены гипергенными процессами и сохранили лишь тяжелые фракции УВ, на что указывает смещение начала появления экзотермических пиков в сторону более высоких температур.

В целом результаты термогравиметрического анализа показали достаточно отчетливые различия для выделенных литотипов уфимских песчаников по составу УВ: в битумонасыщенных песчаниках встречаются тяжелые УВ, в остаточно-битумонасыщенных песчаниках – как тяжелые УВ, так и легкие УВ. Все это позволяет использовать термогравиметрический анализ для изучения битумоидов, а также для характеристики цемента вмещающих пород.

ОБРАЗОВАНИЕ И ПЕРЕФОРМИРОВАНИЕ БИТУМНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Процессы образования природных резервуаров в шешминских отложениях и закономерности размещения в них битумных залежей традиционно связаны между собой, что определяет прикладное (прогнозно-поисковое) направление геологических исследований битуминозных песчаников. Рассматриваемые в статье вместилища ПБ представлены песчаными телами-буграми, залегающими на глубинах 60–140 м, которые протягиваются с юго-востока на северо-запад вдоль долины р. Шешма – левого притока р. Кама (см. рис. 2).

Условия формировании битуминозных уфимских песчаников рассматривались многими исследователями (Батурин, 1947; Форш, 1955; Игнатьев, 1976; Эллерн, 1980; Шалин, 1988; Успенский, Валеева, 2008; Муслимов и др., 2012; Нургалиева и др., 2016; Успенский и др., 2016; и др.) и практически все они связывают их образование с разрушением Палеоурала и выносом обломочного материала на Русскую плиту. Обзор научной литературы показывает широкий набор гипотез образования будущих коллекторов (русловая, дельтовая, баровая, прибрежно-морская и др.), что, по-видимому, связано с наличием у песчаников ряда признаков, которые позволяют исследователям по-разному трактовать их происхождение.

По нашему мнению, в уфимский век накопленные осадки подверглись воздействию эоловых процессов с аккумуляцией мелкозернистого песчаного материала в виде положительных форм рельефа, которые можно сопоставить, например, с современными образованиями пустыни Намиб (рис. 11). В начале казанского века при трансгрессии морского бассейна на восточную окраину Русской плиты песчаные тела были перекрыты отложениями пачки “лингуловые глины” мощностью 5–20 м (см. рис. 3), которые сформировали породы-покрышки для залежей ПБ (Муллакаев, Хасанов, 2019). Данная модель образования коллекторов ПБ подтверждается результатами обработки гранулометрических анализов (рис. 12), вынесенных на диаграмму К.К. Гостинцева (Методические указания…, 1989) с сортировкой песчаного материала по П.Д. Траску (Trask, 1932).

Четкая линейность распространения месторождений ПБ позволяет предполагать также влияние на их морфологию тектонических факторов. Последние в мезозойскую эру и, особенно, в кайнозойскую были активизированы за счет повышения теплового потока по вертикальным зонам проницаемости на границе Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины, что, возможно, привело к разрушению, перемещению и окислению УВ в новейшее время.

Неглубокое (первые сотни метров) размещение месторождений ПБ способствует существенному воздействию на них позднекайнозойских (неоген-четвертичных) речных долин. Последние оказывают значительное влияние на вмещающие и перекрывающие породы, а также на переформирование углеводородных залежей, которые, кроме битумов, содержат иногда газовые шапки. Известно, что благодаря действию силы Кориолиса на постоянные водотоки у рек северного полушария образуется крутой правый берег и пологий (у крупных рек террасированный) левый берег. При этом на левобережье речной долины существует глубокий (от десятков до сотен метров) неогеновый врез. Так, р. Шешма, к которой пространственно приурочены месторождения уфимских битумов, кроме четвертичной долины, имеет и неогеновую палеодолину, расстояние между которыми составляет 1–5 км (рис. 13). Палеодолина врезается в сакмарские, уфимские и казанские породы на глубину до 100–150 м, оказывая прямое влияние на породы-коллекторы и залежи углеводородов.

Проведенный авторами анализ месторождений ПБ по обе стороны от русла в среднем течении р. Шешма выявил, что месторождения на левобережье между палеодолиной и современной долиной реки не содержат газовых шапок в своде залежей ПБ (см. рис. 13). Наоборот, месторождения ПБ на правобережье и, соответственно, удаленные от воздействия палеодолины и современной долины (от 2–3 до 4–6 км) содержат скопления газа. Отсюда можно сделать вывод, что влияние силы Кориолиса на речную долину Шешмы в неогеновый и четвертичный периоды привело к существенному перераспределению и сокращению газовой составляющей в битумных залежах при процессе русловой переработки с юго-запада на северо-восток

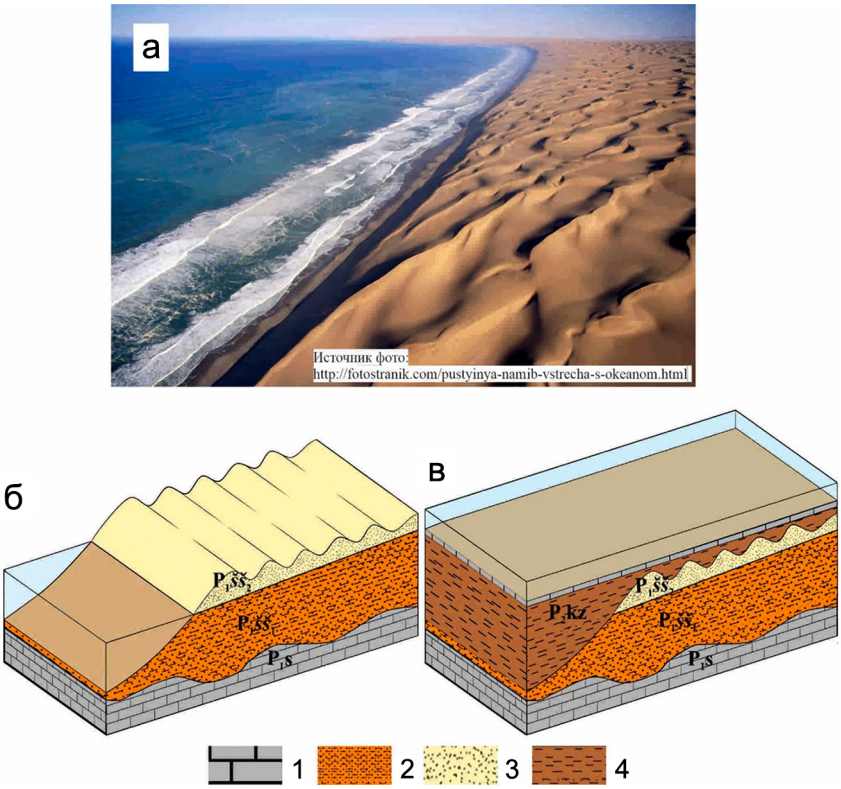


Рис. 11. Принципиальная схема формирования коллекторов верхней (песчаной) пачки шешминского горизонта.

а – современные эоловые формы рельефа пустыни Намиб, б – формирование коллекторов в шешминское время, в – образование покрышки в казанский век. 1 – карбонаты, 2 – песчано-глинистые отложения, 3 – битуминозные песчаники, 4 – глины.

Fig. 11. Schematic diagram of the upper (sandy) pack reservoirs formation of the Sheshmian horizon.

a – modern aeolian relief forms of the Namib Desert, б – formation of reservoirs in the Sheshmian time, в – formation of the cap at the Kazanian age. 1 – carbonates, 2 – sandy-clay deposits, 3 – bituminous sandstones, 4 – clays.

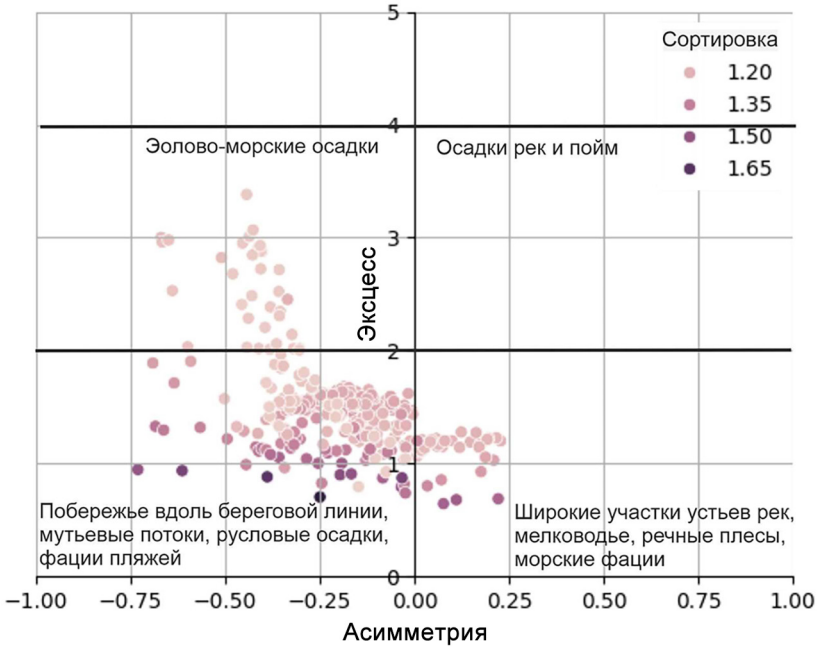


Рис. 12. Шешминские битуминозные песчаники на диаграмме К.К. Гостинцева, по (Методические указания…, 1989) с дополнениями.

Fig. 12. Sheshmian bituminous sandstones on the diagram of K.K. Gostintsev, according to (Methodological guidelines..., 1989) with additions.

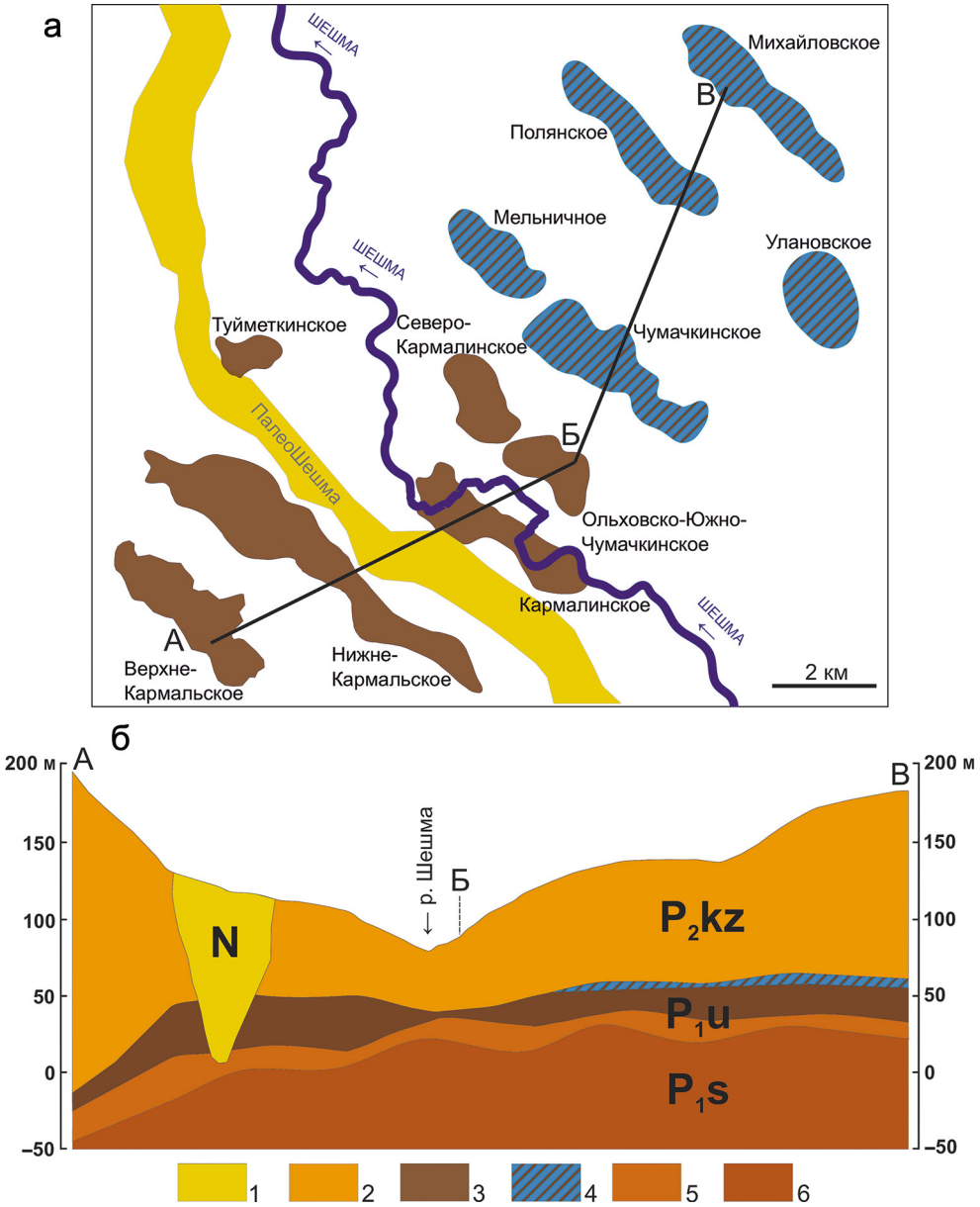


Рис. 13. Битумные залежи в среднем течении р. Шешма (а) и геологический разрез (б).

1 – палеодолина, 2 – терригенно-карбонатные отложения, 3 – битумные залежи, 4 – газовые шапки, 5 – терригенные отложения, 6 – карбонатно-сульфатные отложения.

Fig. 13. Bitumen deposits in the middle reaches of the Sheshma River (a) and geological section (б).

1 – paleovalley, 2 – terrigenous carbonate sediments, 3 – bitumen deposits, 4 – gas caps, 5 – terrigenous sediments, 6 – carbonate-sulfate sediments.

правого берега реки Шешма (см. рис. 13). На левобережье р. Шешма существовавшие битумные залежи с газом располагались в зоне активного водообмена и влияния экзогенных сил (речная эрозия, склоновые процессы и др.), что приводило к постоянному разрушению глинистой покрышки (флюидоупора) в перекрывающих казанских отложениях и потере газовых шапок. Данный вывод подтверждается и показателями проницаемости по газу для месторождений ПБ на право- и левобережье р. Шешма (рис. 14). Результаты кластерного и факторного анализов петрофизических параметров (см. рис. 8, 9; табл. 2) показали, что проницаемость пород по газу прямо зависит от пористости и обратно зависима от параметра битумонасыщенности. Кроме того, исследования распределения петрофизических параметров показали (Успенский и др., 2016), что с увеличением глу-

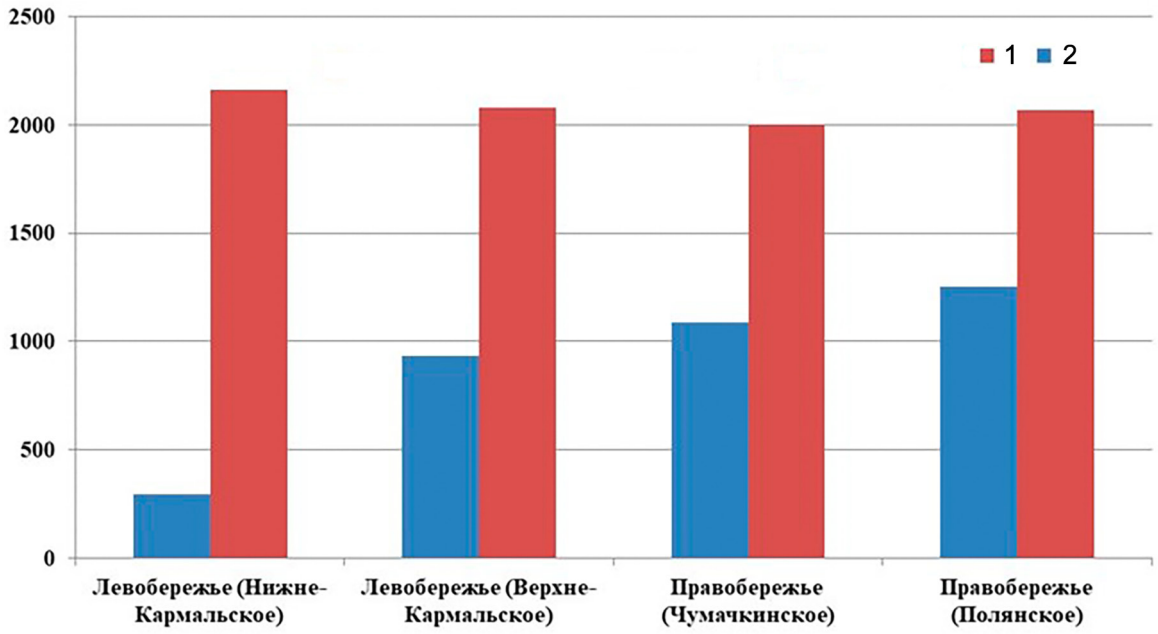


Рис. 14. Диаграмма средних значений плотности (1; кг/м^3) и проницаемости по газу (2; 10^{-3} мкм) песчаников.

Fig. 14. Diagram of average values of density (1; kg/km^3) and gas permeability (2; 10^{-3} μm) of sandstones.

бины залегания продуктивных песчаников снижаются их открытая пористость и битумонасыщенность. Нижняя часть разреза залежей ПБ преимущественно сложена песчаниками сцементированными, слабопористыми (5–12%), тогда как верхняя часть состоит из слабосцементированных песчаников с пористостью 25–35%. Возможно, что именно описанные выше процессы в бассейне р. Шешма в позднем кайнозое способствовали формированию подобной дифференциации битуминозного разреза.

Нафтиды по степени гипергенного преобразования образуют следующий ряд (снизу вверх): традиционная (исходная) нефть – тяжелая (битуминозная) нефть – мальта – асфальт – оксикерит – гуминокерит (Баженова и др., 2012). Согласно (Хисамов и др., 2009), в месторождениях ПБ на левобережье р. Шешма отмечается повышенное содержание мальты и асфальта, тогда для месторождений на правобережье характерна битуминозная нефть, что может указывать на начальные стадии преобразования УВ и относительную изолированность залежей от влияния гипергенных процессов.

К битумным месторождениям в бассейне р. Шешма приурочены подземные содовые воды с высоким содержанием органических веществ (рис. 15). В данных водах содержание гидрокарбонат-иона (HCO_3^-) более 1 г/л и он связан с ионами натрия, причем кальция и магния мало. Одним из основных способов образования содовых (гидрокарбонатных натриевых) вод является влияние органического вещества. Так, анаэробные сульфатредуцирующие бактерии восстанавливают сульфаты с образованием сероводорода. В результате из воды исчезают сульфатные ионы, появляются H_2S и CO_2, а химический тип воды меняется следующим образом:

$$C_6H_{12}O_6 + 3NaSO_4 \rightarrow 3CO_2 + 3Na_2CO_3 + 3H_2S + \\ + 3H_2O + Q.$$

Восстановление сульфатов в подземных водоносных горизонтах идет наиболее активно в водах невысокой минерализации, в результате чего и образуются содовые воды. По-видимому, подобный процесс мог присутствовать при формировании содовых (гидрокарбонатных натриевых) вод на западе Южно-Татарского свода, где они приурочены к песчаникам битумных месторождений (см. рис. 15). Влияние битумов и газов на образование содовых вод фиксируется как для водоносного шешминского водоносного комплекса, так и для перекрывающих (казанского и плиоценового) и подстилающего (сакмарского) водоносных комплексов. Это позволяет высказать предположение о наличии в бассейне р. Шешма крупной вертикальной гидрохимической аномалии, которая может быть связана с активным влиянием неотектонических событий и кайнозойской (неоген-четвертичной) гидросети на битумные залежи с формированием специфических подземных минеральных вод с повышенным содержанием биологически активных органических веществ.

Из приведенных выше данных следует, что особенности подземных вод могут быть использова-

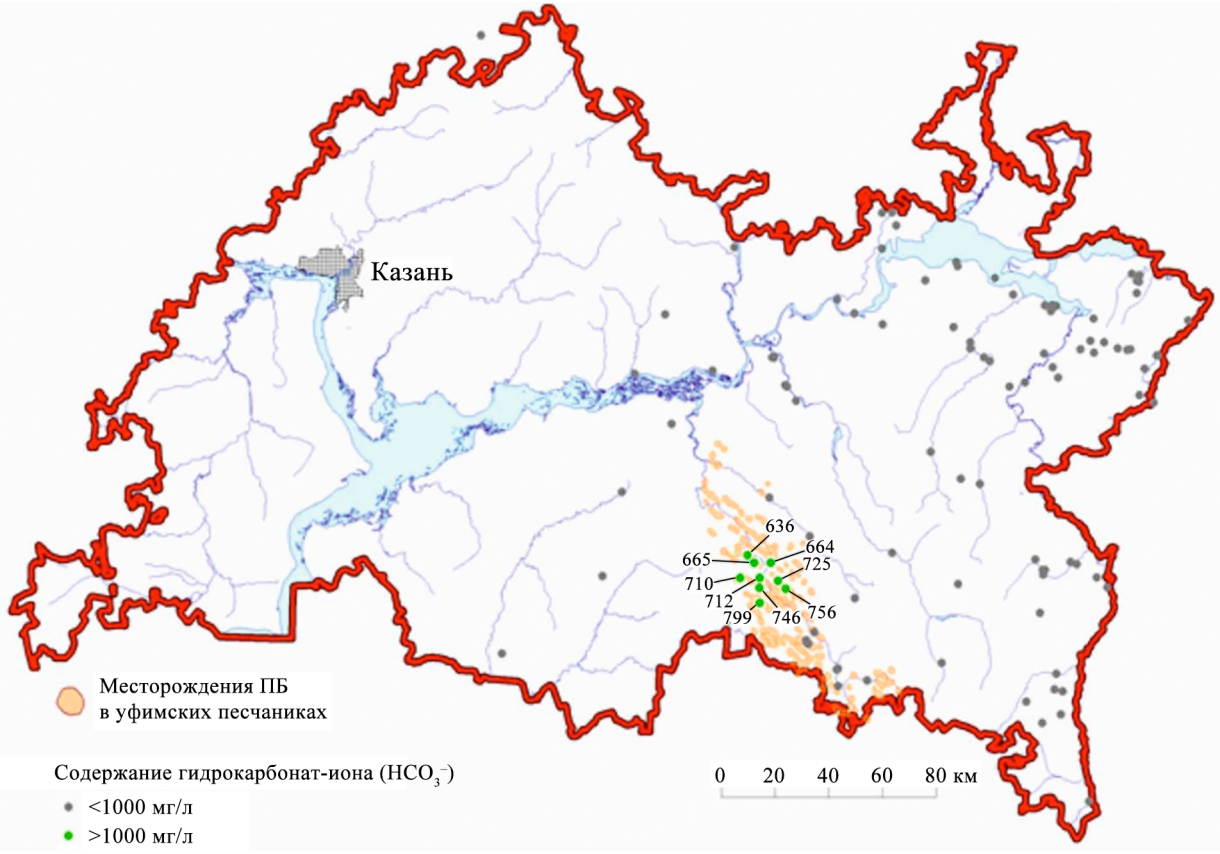


Рис. 15. Битумные месторождения и содовые воды (Сунгатуллин, 2010а).

Fig. 15. Bitumen deposits and soda waters (Sungatullin, 2010a).

ны при изучении закономерностей формирования и размещения битумных залежей, поскольку нефтегазоносные и артезианские бассейны генетически связаны (Каштанов, Булычев, 1971; Сунгатуллин, 2010б), а обнаружения минеральных вод гидрокарбонатного типа могут оказаться важными гидрогеологическим и геодинамическим поисковыми признаками битумопроявлений в слабоизученных регионах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совместный анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Степень битумонасыщенности пород зависит от гранулометрического состава уфимских (шешминских) песчаников: средняя (5–10%) и интенсивная (более 10%) битумонасыщенность характерна для мелкозернистых разностей с преимущественным размером частиц 0.25–0.1 мм.

2. Вариации коллекторских свойств битумовмещающих пород Южно-Татарского свода связаны с влиянием последующих постседиментационных процессов. Так, при эпигенезе образуется карбонатный цемент, который заполняет поровое пространство песчаников и значительно снижает их коллекторские свойства.

3. Термогравиметрический анализ дополняет информацию по характеристикам битумоидов и цемента вмещающих пород.

4. Формирование нижней (глинисто-песчаной) пачки песчаников связано со сносом терригенного материала с разрушающегося Палеоурала, транспортировкой обломков водными потоками и дальнейшей аккумуляцией осадков на востоке Русской плиты. Наиболее битумонасыщенная верхняя (песчаная) пачка создана эоловыми процессами, что подтверждается наличием косой слоистости перекрестного типа, мелкозернистой структурой, степенью сортировки кварцевых зерен и незначительным (первые %) содержанием глинистых частиц.

5. Неотектонические процессы и развитие крупных речных систем палео-Волги и палео-Камы с их притоками привели к возникновению дополнительной трещиноватости в пермских отложениях, усилению миграции УВ и окончательному переформированию битумных и газовых залежей. С кайнозойской эрой связано и возникновение вертикальной гидрохимической аномалии подземных минеральных содовых вод с повышенным содержанием био-

логически активных органических веществ в бассейне р. Шешма.

Таким образом, описанные выше палеофациальные условия, литологические особенности и тектоническая активность, наряду с "первичным" источником нефти в нижезалегающих каменноугольных отложениях, способствовали уникальному накоплению битумов в песчаных коллекторах на западном склоне Южно-Татарского свода. Полученные результаты рекомендуется использовать при разработке методов эксплуатации месторождений ПБ, выборе новых объектов для их добычи и решении геоэкологических задач.

Благодарности

Авторы искренне признательны А.А. Фахразиеву за помощь в оформлении графических изображений. Выражаем благодарность анонимным рецензентам за высказанные ценные замечания и предложения, которые позволили значительно улучшить рукопись статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. (2012) Геология и геохимия нефти и газа. М.: МГУ, 432 с.

Батурин В.П. (1947) Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.: Изд-во АН СССР, 339 с.

Игнатьев В.И. (1976) Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 256 с.

Каштанов С.Г., Булычев М.М. (1971) Условия залегания и гидрохимическая зональность подземных вод палеозоя северной части Мелекесского артезианского бассейна. *Вопросы гидрогеологии и геотектоники*. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 3-15.

Методические указания по дробному гранулометрическому анализу седиментационным способом (с применением гидравлического седиментатора ГС-1). (1989) (Под общ. ред. К.К. Гостинцева). Л.: ВНИГРИ, 191 с.

Муллакаев А.И., Хасанов Р.Р. (2019) Признаки эолового влияния на формирование прибрежно-морских песчаных отложений в пермское время (Татарстан, Россия). *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **161**(1), 128-140. https://doi.org/10.26907/2542-064X.2019.1

Муслимов Р.Х., Романов Г.В., Каюкова Г.П. и др. (2012) Комплексное освоение тяжелых нефтей и природных битумов пермской системы Республики Татарстан. Казань: Фэн, 396 с.

Нургалиева Н.Г., Ихсанов Н.А., Нургалиев Д.К., Даутов А.Н. (2016) Фациальная характеристика шешминских битуминозных отложений. *Нефт. хоз-во*, (4), 72-75.

Сунгатуллин Р.Х. (2010а) Минеральные питьевые воды Республики Татарстан. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **152**(3), 223-237.

Сунгатуллин Р.Х. (2010б) Нефтяные месторождения и химические элементы в приповерхностных геосферах. *Разведка и охрана недр*, (2), 12-17.

Сунгатуллин Р.Х., Буров Б.В., Сунгатуллина Г.М. (2008) Геология Республики Татарстан. Казань: Изд-во КГУ, 72 с.

Успенский Б.В., Валеева И.Ф. (2008) Геология месторождений природных битумов Республики Татарстан. Казань: ПФ "Гарт", 347 с.

Успенский Б.В., Вафин Р.Ф., Морозов В.П. (2016) Зависимость коллекторских свойств пород ашальчинской пачки от условий ее формирования. *Нефт. хоз-во*, **7**, 69-71.

Форш Н.Н. (1955) Уфимская свита и казанский ярус. Л.: Гостоптехиздат, 156 с.

Хасанов Р.Р., Муллакаев А.И., Дусманов Е.Н. (2017) Состав песчаников в продуктивных горизонтах пермских битумных залежей Татарстана. *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **159**(1), 164-173.

Хисамов Р.С., Гатиятуллин Р.С., Либерман В.Б. и др. (2006) Минерально-сырьевая база Республики Татарстан. Казань: Изд-во "Фэн" АН РТ, 320 с.

Хисамов Р.С., Шаргородский И.Е., Гатиятуллин Н.С. (2009) Нефтебитуминосность пермских отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины. Казань: Изд-во "Фэн" АН РТ, 431 с.

Шалин П.А. (1988) О природе палеогеоморфологических ловушек нефти и битумов в шешминском горизонте Южно-Татарского свода. *Геология нефти и газа*, (5), 35-38.

Швецов М.С. (1958) Петрография осадочных пород. М.: Гостоптехиздат, 416 с.

Эллерн С.С. (1980) Условия образования палеогеоморфологических ловушек нефти и газа в верхнепермских отложениях Волго-Уральской области. *Тр. ВНИГНИ*, **216**. (Палеогеоморфологические методы в нефтяной геологии). М., 38-44.

Якуцени В.П., Петрова Ю.Э., Суханов А.А. (2009) Нетрадиционные ресурсы углеводородов – резерв для восполнения сырьевой базы нефти и газа России. *Нефтегазов. геол. Теория и практика*, **4**(1), 1-14.

Dudyak R., Mullakaev A., Khasanov R. (2020) Reconstruction of facies conditions of the sedimentation of bitumen-bearing sandstones according to granulometry data (Volga-Ural oil and gas province, Russian Federation). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **516**, 012001. https://doi.org/10.1088/1755-1315/516/1/012001

Mullakaev A.I., Khasanov R.R. (2019) Thermal properties of the bituminous sandy rocks of the Volga-Ural oil and gas province. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **282**(1), 012024. https://doi.org/ 10.1088/1755-1315/282/1/012024

Trask P.D. (1932) Origin and Environment of Source Sediments. Houston (Texas): The Gulf Publishing Company, 323 p.

REFERENCES

Baturin V.P. (1947) Petrographic analysis of the geologic past by terrigenous components. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 339 p. (In Russ.)

Bazhenova O.K., Burlin Yu.K., Sokolov B.A., Khain V.E. (2012) Geology and Geochemistry of Oil and Gas. Moscow, MGU Publ., 432 p. (In Russ.)

Dudyak R., Mullakaev A., Khasanov R. (2020). Reconstruc-

tion of facies conditions of the sedimentation of bitumen-bearing sandstones according to granulometry data (Volga-Ural oil and gas province, Russian Federation). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **516**, 012001. https://doi.org/10.1088/1755-1315/516/1/012001

Ellern S.S. (1980) Conditions of formation of paleogeomorphologic traps of oil and gas in the Upper Permian sediments of the Volga-Ural region. *Tr. VNIGNI*, **216**. (Paleogeomorphologic methods in petroleum geology). Moscow, 38-44. (In Russ.)

Forsh N.N. (1955) The Ufimian Formation and the Kazanian Stage. Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 156 p. (In Russ.)

Methodical instructions for fractional granulometric analysis by sedimentation method (using hydraulic sedimentator GS-1). (1989) (Ed. K.K. Gostintsev). Leningrad, VNIGRI Publ., 191 p. (In Russ.)

Mullakaev A.I., Khasanov R.R. (2019) Thermal properties of the bituminous sandy rocks of the Volga-Ural oil and gas province. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, **282**(1), 012024. https://doi.org/ 10.1088/1755-1315/282/1/012024

Ignat'ev V.I. (1976) Formation of the Volga-Ural Anteclise in the Permian. Kazan, Publishing House of the Kazan University, 256 p. (In Russ.)

Kashtanov S.G., Bulychev M.M. (1971) Conditions of occurrence and hydrochemical zonality of Paleozoic groundwater in the northern part of the Melekessky artesian basin. *Issues of hydrogeology and geotectonics.* Kazan, Publishing House of the Kazan University, 3-15. (In Russ.)

Khasanov R.R., Mullakaev A.I., Dusmanov E.N. (2017) Composition of sandstones in productive horizons of Permian bituminous deposits of Tatarstan. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Ser. Estestvennye Nauki*, **159**(1), 164-173. (In Russ.)

Khisamov R.S., Gatiyatullin R.S., Liberman V.B. et al. (2006) Mineral and raw material base of the Republic of Tatarstan. Kazan: Fen Publ., Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, 320 p. (In Russ.)

Khisamov R.S., Shargorodskii I.E., Gatiyatullin N.S. (2009) Petroleum bituminosity of Permian sediments of the South Tatar vault and Melekesskaya depression. Kazan, Fen Publ., Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, 431 p. (In Russ.)

Mullakaev A.I., Khasanov R.R. (2019) Signs of aeolian influence on the formation of coastal-marine sandy sediments in Permian time (Tatarstan, Russia). *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Ser. Estestvennye Nauki*, **161**(1), 128-140. (In Russ.) https://doi.org/10.26907/2542-064X.2019.1.128-140

Muslimov R.H., Romanov G.V., Kayukova G.P. et al. (2012) Integrated development of heavy oils and natural bitumens of the Permian system of the Republic of Tatarstan. Kazan, Fen Publ., Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan, 396 p. (In Russ.)

Nurgalieva N.G., Ikhsanov N.A., Nurgaliev D.K., Dautov A.N. (2016) Facies characterization of sheshmian bituminous deposits. *Neftyanoe Khozyaistvo*, (4), 72-75. (In Russ.)

Shalin P.A. (1988) On the nature of palegeomorphologic traps of oil and bitumen in the Sheshma horizon of the South Tatar Vault. *Geologiya Nefti i Gaza*, (5), 35-38. (In Russ.)

Shvetsov M.S. (1958) Petrography of sedimentary rocks. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 416 p. (In Russ.)

Sungatullin R. Kh. (2010a) Mineral drinking waters of the Republic of Tatarstan. *Uchenye Zapiski Kazanskogo Universiteta. Ser. Estestvennye Nauki*, **152**(3), 223-237. (In Russ.)

Sungatullin R.Kh. (2010b) Oil deposits and chemical elements in near-surface geospheres. *Razvedka i Okhrana Nedr*, (2), 12-17. (In Russ.)

Sungatullin R.Kh., Burov B.V., Sungatullina G.M. (2008) Geology of the Republic of Tatarstan. Kazan, Publishing House of the Kazan University, 72 p. (In Russ.)

Trask P.D. (1932) Origin and Environment of Source Sediments: The Gulf Publishing Company, Houston, Texas, 323 p.

Uspenskii B.V., Valeeva I.F. (2008) Geology of natural bitumen deposits of the Republic of Tatarstan. Kazan, PF "Gart" Publ., 347 p. (In Russ.)

Uspenskii B.V., Vafin R.F., Morozov V.P. (2016) Dependence of reservoir properties of rocks of the Ashalchinskoe pack on the conditions of its formation. *Neftyanoe Khozyaistvo*, (7), 69-71. (In Russ.)

Yakutseni V.P., Petrova Yu.E., Sukhanov A.A. (2009) Unconventional hydrocarbon resources – a reserve for replenishing the raw material base of oil and gas in Russia. *Neftegazovaya Geol. Teoriya i Praktika*, **4**(1), 1-14. (In Russ.)

УДК 551.763.31/32.(477.75) DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-907-930

Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма

С. Б. Шишлов[1, 2], К. А. Дубкова[1, 2], В. А. Чеботарева[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, e-mail: sshishlov@mail.ru
[2]Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская набережная, 7-9

Поступила в редакцию 31.01.2025 г., принята к печати 10.04.2025 г.

Объект исследования. Разрезы верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма, входящие в состав мел-палеогенового чехла Скифской платформы. *Цель.* Реконструировать обстановки осадконакопления и изменения палеогеографической ситуации, связанные с колебаниями уровня моря. *Материалы и методы.* Выполнены описания естественных обнажений и петрографические исследования пород. Применен комплекс методов фациального анализа, цикло- и секвентной стратиграфии. *Результаты.* Установлены 6 литологических типов слоев, даны их диагностические характеристики и генетическая интерпретация. Разработана модель обстановок осадконакопления, учитывающая диагенетические преобразования отложений в бескислородных условиях внешнего рампа. Она позволила выделить в разрезах трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы, определить положение поверхностей максимального затопления и трансгрессивных поверхностей. На этой основе уточнены и детализированы корреляционные построения, установлены следы 12 региональных циклов седиментации, показаны особенности строения трансгрессивных системных трактов и трактов высокого стояния уровня моря сеноман-коньякской и сантон-маастрихтской осадочных секвенций. Составлена серия палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени. *Выводы.* В крымском сегменте позднемелового эпиконтинентального бассейна осадконакопление происходило в обстановках внутреннего, среднего и внешнего терригенно-карбонатного рампа, которые во время трансгрессий смещались к северу, а на регрессивных этапах – мигрировали на юг (в современных координатах). При этом на значительных площадях большую часть времени поверхность дна располагалась выше базиса штормовых волн.

Ключевые слова: *фациальный анализ, циклостратиграфия, секвентная стратиграфия, эпиконтинентальный палеобассейн, обстановки осадконакопления, палеогеография*

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00197, https://rscf.ru/project/24-27-00197/

Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea

Sergey B. Shishlov[1, 2], Ksenia A. Dubkova[1, 2], Victoria A. Chebotareva[2]

[1]Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, 2 Makarov emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: sshishlov@mail.ru
[2]Saint Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya emb., St. Petersburg 199034, Russia

Received 31.01.2025, accepted 10.04.2025

Research subject. Upper Cretaceous sections of the southwestern and central parts of Crimea, which are part of the Cretaceous-Palaeogene cover of the Scythian platform. *Aim.* Reconstruction of sedimentation and changes in paleogeography related to sea level fluctuations. *Materials and methods*. Outcrop descriptions and petrographical investigations of rocks were conducted. A range of methods including facial analysis and cyclic and sequence stratigraphic techniques were employed. *Results*. Six lithological types of beds were identified, with diagnostic characteristics and genetic interpretations proposed. A model of sedimentation environments has been developed that takes into account the diagenetic transformations of

Для цитирования: Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Чеботарева В.А. (2025) Обстановки накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма. *Литосфера*, **25**(4), 907-930. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-907-930. EDN: SUZUJF

For citation: Shishlov S.B., Dubkova K.A., Chebotareva V.A. (2025) Sedimentary environments of the Upper Cretaceous in the Southwestern and Central Crimea. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 907-930. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-907-930. EDN: SUZUJF

© С.Б. Шишлов, К.А. Дубкова, В.А. Чеботарева, 2025

sediments under anoxic conditions in the outer ramp. This has made it possible to identify transgressive-regressive layer sequences (cyclothems), determine the position of maximum flooding surfaces, and transgressive surfaces. Based on this, the correlation structures have been refined and detailed. Traces of 12 regional sedimentation cycles have been established. The features of the structures of transgressive and highstand systems tracts from the Cenomanian-Coniacian and Santonian-Maastrichtian sequences were demonstrated. A series of paleogeographic schemes for short intervals of geological time has been compiled. *Conclusions.* In the Crimean part of the Late Cretaceous epicontinental basin, sedimentation took place under the conditions of an inner, middle, and outer terrigenous-carbonate ramp that moved northward during periods of transgression and migrated southward during regression (in modern coordinates). At the same time, on large areas, the bottom surface most often remained above the base of storm waves.

Keywords: *facial analysis, cyclostratigraphy, sequence stratigraphy, epicontinental paleobasin, sedimentation environments, paleogeography*

Funding information

The study was supported by the grant of the Russian Science Foundation No. 24-27-00197, https://rscf.ru/project/24-27-00197/

Acknowledgements

The authors would like to thank the anonymous reviewers for their insightful comments that helped improve the paper.

ВВЕДЕНИЕ

Породы верхнего мела Крыма мощностью 450–500 м, испытавшие мезакатагенетические преобразования градации $МК_3$ (Керимов и др., 2021), входят в состав мел-палеогенового чехла Скифской платформы и образуют пологую моноклиналь, которая погружается на северо-северо-запад (Милановский, 1996). Этот стратиграфический интервал, ограниченный от подстилающих и перекрывающих образований поверхностями несогласия, обнажается вдоль Второй гряды Крымских гор. Полоса выходов на дневную поверхность протягивается от Севастополя на юго-западе до Симферополя на северо-востоке. Далее ее прерывает Симферопольское поднятие (Геологическая карта, 2018), при формировании которого за счет восходящих тектонических движений в палеоцене позднемеловые породы были полностью эродированы (Дубкова и др., 2022). Восточнее р. Бурульча они появляются вновь в пределах Центрального Крыма.

Формирование этого осадочного комплекса происходило на периферии гигантского эпиконтинентального моря океана Неотетис, затопившего в позднемеловую эпоху значительную южную часть Восточно-Европейской платформы, Скифскую и Туранскую плиты (Жарков и др., 1998; Алексеев и др., 2005а, б). Специфику осадконакопления в этом палеобассейне определяла произошедшая на рубеже раннего и позднего мела глобальная смена бентогенного карбонатообразования планктоногенным (Кузнецов, 2003). Ее объясняют повышением уровня моря, сочетавшимся с похолоданием, вызвавшим плотностную стратификацию толщи воды, что привело к дефициту кислорода у дна, резкому сокращению продуктивности бентоса, расцвету планктонных фораминифер и кокколитофорид (Кузнецов, 2003; Левитан и др., 2010).

Глубину крымского сегмента позднемелового моря оценивают по-разному. Одни специалисты полагают, что она могла достигать 500–700 м (Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2005а; Бадулина и др., 2009; Левитан и др., 2010), другие считают, что это был относительно мелководный бассейн глубиной до 200 м (Алексеев, Найдин, 1970; Котельников, Найдин, 1999; Гаврилов и др., 2022).

Авторы публикаций, посвященных условиям накопления верхнего мела Крыма, как правило, используют представления о процессах формирования мелкомасштабных (мощностью несколько дециметров) известняково-мергельных циклитов (периодитов) в пелагических и гемипелагических обстановках (Einsele, 1982), связывая наблюдаемые в разрезах интервалы ритмичных изменений содержаний силикатного и карбонатного вещества с тремя факторами. Это “циклы разбавления”, обусловленные увеличением поступления терригенного материала с континента во время регрессий (Алексеев, 1989; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина и др., 2009) и/или при гумидизации климата (Габдуллин и др., 2004); “циклы биопродуктивности”, причиной которых были изменения концентраций питательных веществ и CO_2 в приповерхностном эвфотическом слое обитания планктона (Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012; Гаврилов и др., 2022); “циклы растворения”, возникавшие там, где кислород у дна отсутствовал, что приводило к растворению карбонатного материала продуктами анаэробной трансформации органического вещества, сохранявшегося в ископаемом состоянии (Найдин, 1993; Котельников, Найдин, 1999; Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012).

Отметим, что, несмотря на высокую степень изученности региона и существенный интерес к позднемеловой эпохе, нам не удалось найти публикаций, посвященных решению седиментологических и па-

леогеографических задач на основе комплексного применения современных методов фациального анализа, цикло- и секвентной стратиграфии. В этой работе мы предприняли попытку восполнить указанный пробел, предложив модель обстановок накопления отложений верхнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма, базирующуюся на генетической интерпретации устойчивых сочетаний первичных признаков литологических типов (ЛТ) слоев и анализе их пространственно-временных взаимоотношений. Полученные результаты стали инструментом для выявления следов региональных циклов осадконакопления, особенностей строения сеноман-коньякской и сантон-маастрихтской секвенций, анализа изменений палеогеографической ситуации, связанной с трансгрессивно-регрессивными колебаниями уровня моря.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Представляемая работа основана на материалах, собранных авторами в 2014–2024 гг. в процессе послойного описания естественных обнажений оврага Аксу-Дере, гор Белая, Бешкош, Сельбухра, Кременная, Кизил-Чигир, Ак-Кая, Баклинской куэсты и р. Бодрак (рис. 1). При этом тщательно проанализированы и учтены результаты изучения перечисленных разрезов, опубликованные ранее другими исследователями (Кузьмичева, 2000; Никитин, Болотов, 2006; Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Барабошкин и др., 2020, 2024; Гужиков и др., 2021; Гаврилов и др., 2022). Подробные характеристики обнажений горы Кременная, р. Бодрак и Баклинской куэсты опубликованы нами ранее (Шишлов и др., 2020).

Кроме собственных наблюдений использованы результаты исследований разрезов р. Биюк-Карасу (Латыпова и др., 2019; Гаврилов и др., 2022) и района с. Кудрино (Гужиков и др., 2021; Барабошкин и др., 2024).

Для уточнения структурно-вещественных характеристик пород проведены петрографические исследования около 150 шлифов. Их описание и фотографирование выполнено на микроскопах Leica DM750P со шлифоводителем и Leica DM4500P с микропозиционным столиком (оборудование ресурсного центра “Рентгенодифракционные методы исследования” Научного парка СПбГУ). Количество нерастворимого остатка определено в 79 образцах (лаборатория ИГГД РАН).

Методической базой работы стали теоретические положения и подходы фациального анализа, изложенные в многочисленных монографиях (например, Wilson, 1975; Hallam, 1981; Фролов, 1984; Алексеев, 2003; Цейслер, 2009; Flügel, 2010). Их дополняют седиментологическая концепция и принципы секвентной стратиграфии (Posamentier, Allen, 1999; Жемчугова, 2014).

По устойчивым сочетаниям первичных признаков (вещественному составу, структуре, текстуре,

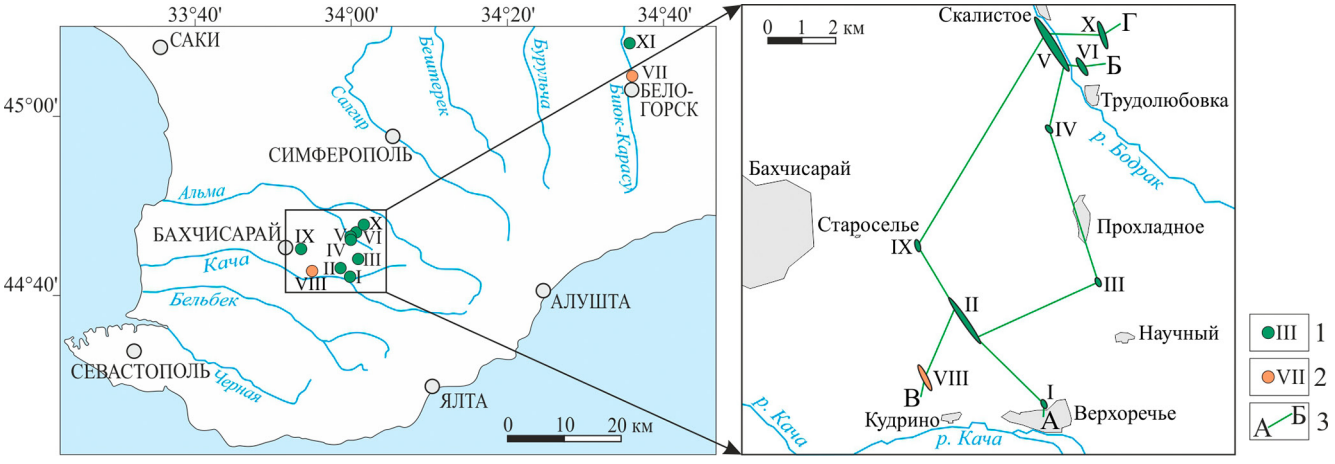


Рис. 1. Схема расположения разрезов.

1, 2 – разрезы и их номера (1 – изучены авторами, 2 – составлены по публикациям других исследователей): I – гора Белая, II – овраг Аксу-Дере, III – гора Сельбухра, IV – гора Кременная, V – р. Бодрак, VI – гора Кизил-Чигир, VII – р. Биюк-Карасу, VIII – с. Кудрино, IX – гора Бешкош, X – Баклинская куэста, XI – гора Ак-Кая; 3 – линии литолого-генетических профилей.

Fig. 1. The scheme of the location of the sediment sections.

1 – observation points and their numbers (1 – studied by the authors, 2 – compiled from publications by other researchers): I – Belaya Mountain, II – Aksu-Dere ravine, III – Sel’bukhra Mountain, IV – Kremennaya Mountain, V – Bodrak River, VI – Kizil-Chigir Mountain, VII – Biyuk-Karasu River, VIII – Kudrino village, IX – Beshkosh Mountain, X – Baklinskaya cuesta, XI – Ak-Kaya Mountain; 2 – lithologic-genetic profile line.

включениям, новообразованиям, ориктоценозам, ихнофоссилиям) выполнена типизация слоев, которые идентифицированы со стандартными микрофациями (СМФ) (Wilson, 1975; Flügel, 2010). Генетическая интерпретация установленных литологических типов опирается на публикации, посвященные процессам седиментации (Selley, 1985; Sedimentary…, 1986; Павлидис, Никифоров, 2007), и анализ представленных в разрезах последовательностей слоев с применением фациального закона Вальтера (Walther, 1894), постулирующего, что обстановки формирования согласно залегающих друг на друге пород граничили на площади.

При разработке модели осадконакопления использованы энергетические зоны Y (динамичное мелководье), X (низкодинамичное глубоководье) эпиконтинентального бассейна (Irwin, 1965) и зоны наклонной поверхности рампа (Burchette, Wright, 1992): внутренняя, расположенная выше базиса нормальных волн, средняя – между базисами нормальных и штормовых волн, внешняя – ниже базиса штормовых волн (рис. 2).

Основой седиментологических построений стали теоретические представления об особенностях поступавшего в позднемеловой бассейн осадочного материала, его перераспределении и диагенетических изменениях (см. рис. 2). Из положения о формировании основной массы карбонатов и органических веществ в приповерхностном слое воды планктоном (Кузнецов, 2003) следует, что по всей площади палеобассейна, вне зависимости от глубины и расстояния от берега, количество и состав оседавших на дно планктоногенных частиц были приблизительно одинаковыми. Кварц-силикатный материал транспортировался в море водными потоками и ветром с эродируемой суши, по мере удаления от которой его количество сокращалось.

В зоне Y под действием волн происходила сортировка осадков (см. рис. 2). Карбонатные и терригенные псаммитовые частицы размером более 0.05 мм концентрировались преимущественно в области внутреннего рампа (проксимальная часть зоны Y). Алевропелитовый материал (менее 0.05 мм) переходил во взвесь, которая оседала на дно в обстановках с низкой гидродинамикой. Это средний (переходная область зоны Y) и внешний рамп (зона X).

Особенности диагенетических преобразований осадков в существенной степени контролировались положением окислительно-восстановительного барьера относительно поверхности дна (см. рис. 2). В пределах внешнего рампа он располагался в толще воды. Здесь органическое вещество подвергалось анаэробной трансформации, и его значительная часть переходила в ископаемое состояние. Выделявшиеся при этом кислоты растворяли карбонаты, в первую очередь микритовые, обладающие наибольшей реакционной способностью, что повышало долю нерастворимых, преимущественно кварц-силикатных, частиц (Габдуллин, 2002; Левитан и др., 2010; Барабошкин, Зибров, 2012).

В областях, расположенных выше базиса волнений, окислительно-восстановительный барьер находился под поверхностью дна. В таких условиях происходило интенсивное аэробное разложение органического вещества, которое не сохранялось

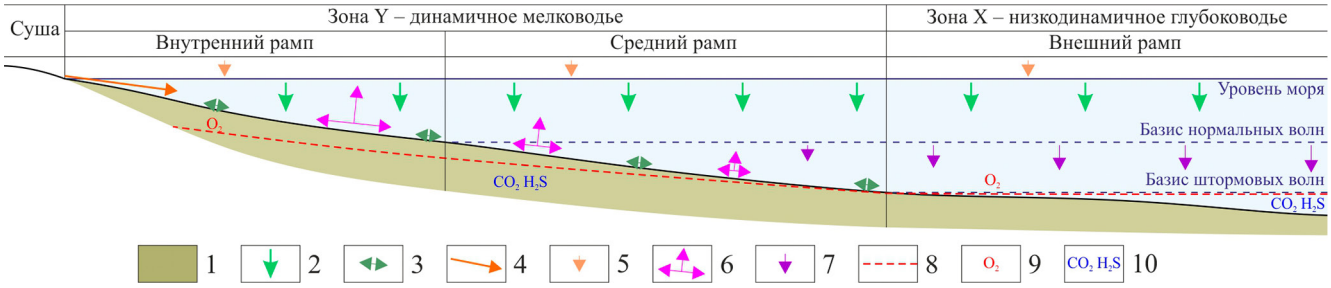


Рис. 2. Условия накопления и диагенетических преобразований осадков в крымском позднемеловом эпиконтинентальном бассейне.

1 – субаквальные отложения; 2, 3 – источники биогенного осадочного материала: 2 – планктон (доминирует) и нектон, 3 – бентос; 4, 5 – терригенный осадочный материал, транспортируемый: 4 – водными потоками, 5 – ветром; 6 – взмучивание и сортировка осадков волнениями; 7 – осаждение алевропелитовых частиц из взвесей; 8 – окислительно-восстановительный барьер; 9 – окислительная среда (присутствие кислорода); 10 – восстановительная среда (присутствие углекислого газа и сероводорода).

Fig. 2. Conditions of sediment accumulation and diagenetic transformations in Crimean the Crimean Late Cretaceous epicontinental basin.

1 – subaquatic sediments; 2, 3 – sources of biogenic sediment: 2 – plankton (dominant) and nekton, 3 – benthos; 4, 5 – terrigenous sediments transported by: 4 – by water currents, 5 – by wind; 6 – turbulence and sorting of sediments by waves; 7 – sedimentation of silty-pelitic grains from suspended sediments; 8 – redox barrier; 9 – oxidizing environment (presence of oxygen); 10 – reducing environment (presence of carbon dioxide and hydrogen sulfide).

в ископаемом состоянии. Выделявшиеся при этом продукты удалялись из осадков за счет их перемешивания волнами и ихнофауной. В результате диагенез шел в щелочной среде, неблагоприятной для растворения карбонатов.

Разработанная на основе представленных положений модель обстановок осадконакопления дала возможность установить в каждом рассматриваемом разрезе трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы – и определить положение поверхностей максимального затопления (MFS), над которыми появляются признаки обмеления, и трансгрессивных поверхностей (TS), при пересечении которых фиксируются признаки увеличения глубины бассейна (Posamentier, Allen, 1999). Эти практически изохронные уровни стали основой корреляции разрезов, которая учитывает литологические характеристики белогорской, мендерской, прохладненской, кудринской, бешкошской и старосельской свит (Астахова и др., 1984) и I–XXIII пачек (Алексеев, 1989), а также их сопоставления с ярусами общей шкалы, базирующиеся на результатах биостратиграфических исследований, обзор которых представлен в (Baraboshkin et al., 2024).

Полученный комплексно обоснованный геохронологический каркас позволил выполнить секвентный анализ рассматриваемого стратиграфического интервала, установить особенности строения и пространственно-временных изменений двух позднемеловых осадочных секвенций Крыма и построить серию палеогеографических схем, отражающих эволюцию обстановок осадконакопления в палеобассейне.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Литологические типы слоев и их генетическая интерпретация

В разрезах верхнего мела установлено шесть ЛТ.

ЛТ 1. Глины известковые и мергели, песчанисто-алевритистые, буровато-черные (рис. 3), содержащие более 1 мас. % (до 8 мас. %) бесструктурного гелефицированного органического веще-

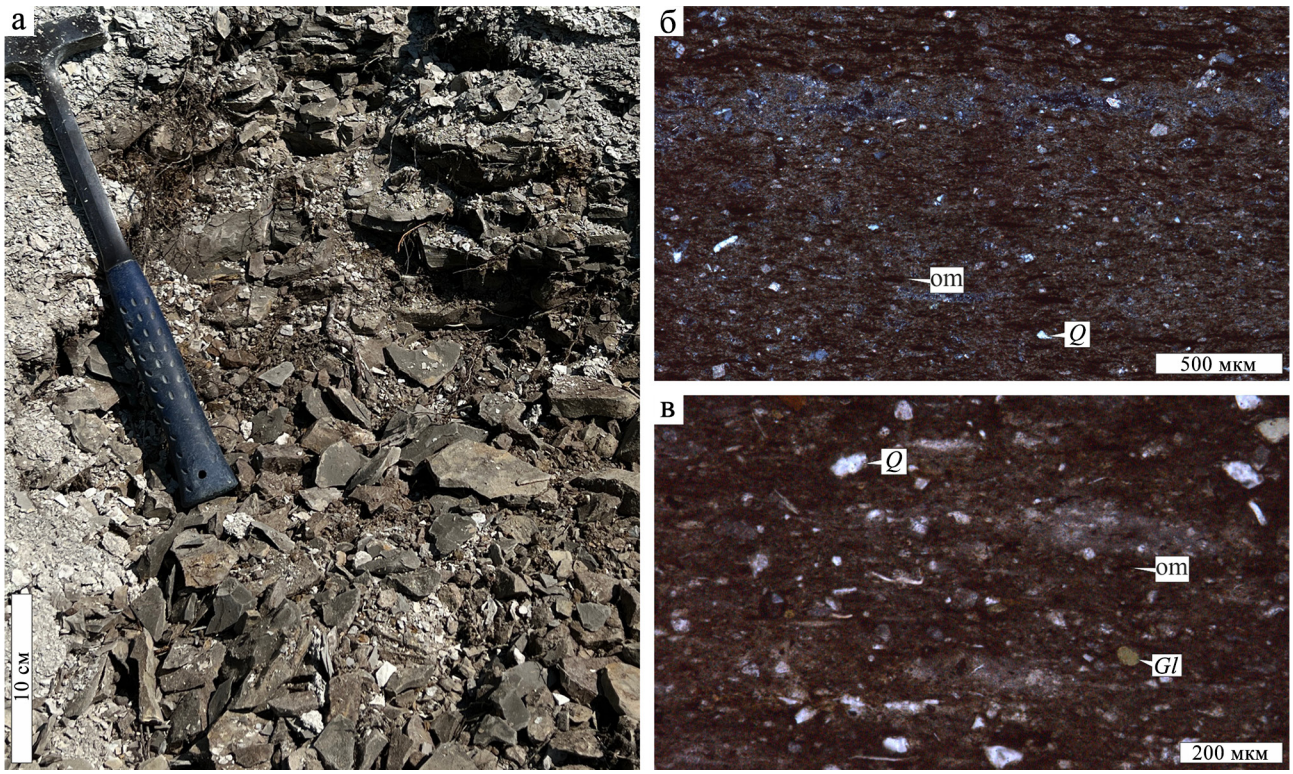


Рис. 3. ЛТ 1 – глины белогорской свиты в обнажении горы Сельбухра (а) и шлифах из образцов, отобранных в овраге Аксу-Дере (б, в).

б – николи X; в – николи II. *Q* – кварц, *Gl* – глауконит, om – органическое вещество.

Fig. 3. LT 1 – clays of the Belogorsk Formation in the outcrop of the Sel'bukhra Mountain (a) and thin sections from samples taken in the Aksu-Dere ravine (б, в).

б – cross-polarized light; в – plane-polarized light. *Q* – quartz, *Gl* – glauconite, om – organic matter.

ства (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022). Его многочисленные линзовидные (толщина до 0.05 мм, длина до 0.25 мм) скопления намечают горизонтальную слойчатость, подчеркнутую плитчатой отдельностью. В тонкодисперсную массу, состоящую из глины и карбонатного микрита (от 30 до 60 мас. %), погружены редкие раковины планктонных фораминифер, полости которых заполняет органическое вещество, мелкий раковинный детрит, обломки кварца (до 20 % площади шлифа) преимущественно алевритовой (0.005–0.05 мм), реже тонкопесчаной (0.05–0.1 мм) размерности, выделения сульфидов, редкие зерна глауконита, фосфатные фрагменты рыб, кремниевые спикулы губок и радиолярии. Присутствуют единичные мелкие ходы илоедов ихнофации *Nereites: Phycosiphon* isp., *Planolites* isp. Мощность 0.5–1.0 м.

Такие слои, представленные в обнажениях оврага Аксу-Дере, гор Белая и Сельбухра у кровли белогорской свиты (верхняя часть пачки VI), являются ключевым элементом “аксудеринских слоев”, формирование которых связывают с глобальным бескислородным океаническим событием OAE 2 (Алексеев и др., 2005а, 2007; Бадулина, 2007; Левитан и др., 2010, Гаврилов и др., 2022).

Породы ЛТ 1, отождествляемые нами с СМФ 1, вероятно, накапливались ниже базиса волнений в застойных условиях дистальной области внешнего рампа. Здесь окислительно-восстановительный барьер располагался выше поверхности дна, и преобразование органического вещества происходило в анаэробных условиях (см. рис. 2). Его значительная часть переходила в ископаемое состояние, а кислые иловые воды способствовали интенсивному растворению микритовых карбонатов, что повышало долю силикатных алевропелитовых и тонких псаммитовых частиц, биогенных кремниевых и фосфатных фрагментов.

ЛТ 2. Мергели алевритистые и песчанистые (рис. 4), серые и темно-серые, содержащие менее 1 мас. % органического вещества (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022), массивные или с горизонтальной слойчатостью, подчеркнутой плитчатой отдельностью. В сильно глинистый (от 25 до 50 мас. % нерастворимого остатка) карбонатный микрит погружены раковины планктонных, реже бентосных фораминифер,

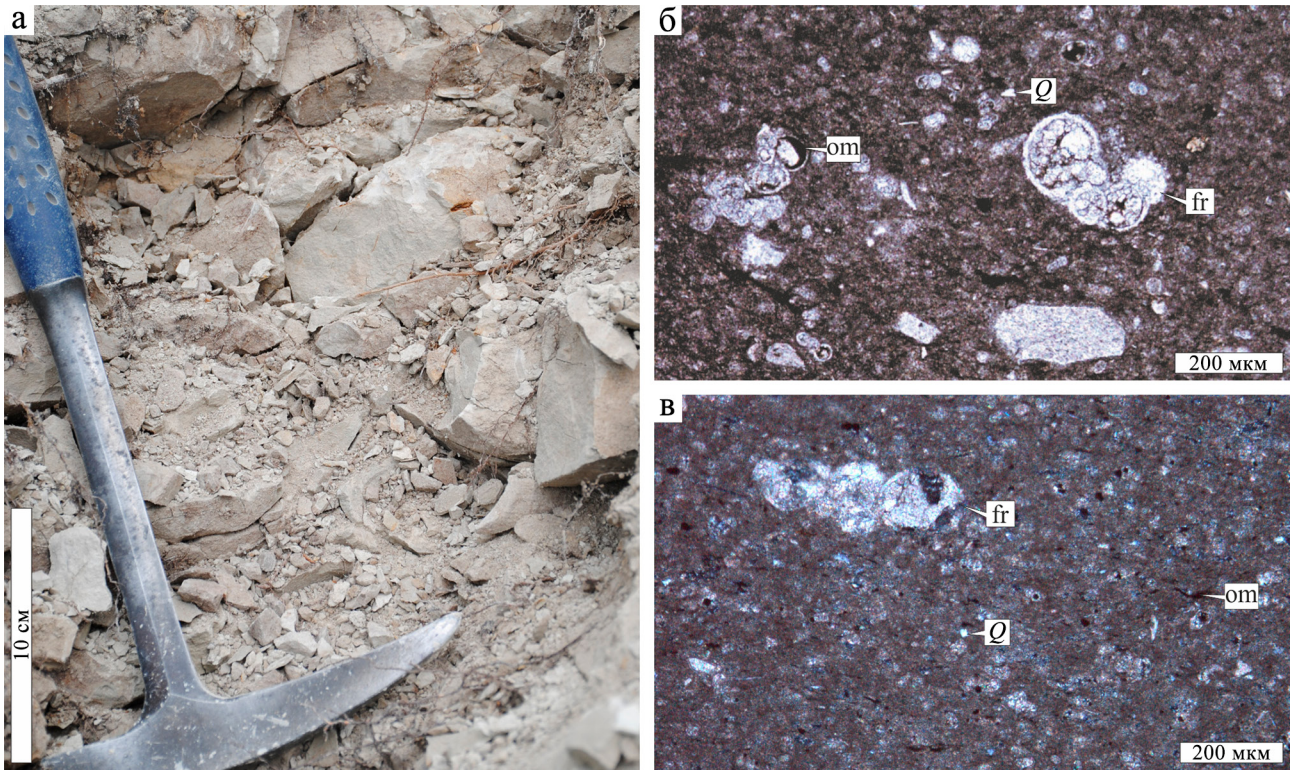


Рис. 4. ЛТ 2 – мергели белогорской свиты в обнажении горы Кременная (а) и шлифах (б, в).

б – гора Кременная, николи II; в – овраг Аксу-Дере, николи X. *Q* – кварц, fr – фораминиферы, om – органическое вещество.

Fig. 4. LT 2 – marls of the Belogorsk Formation in the outcrop of Kremennaya Mountain (a) and thin sections (б, в).

б – Kremennaya Mountain, plane-polarized light; в – Aksu-Dere ravine, cross-polarized light. *Q* – quartz, fr – foraminifera, om – organic matter.

полости которых часто заполняет органическое вещество, мелкий неопределимый раковинный детрит. Обломки кварца преимущественно алевритовой (0.005–0.050 мм), реже мелко- и тонкопесчаной (0.005–0.250 мм) размерности составляют от 5 до 10% площади шлифа. Присутствуют зерна глауконита, желваковые стяжения сульфидов, единичные ромбоэдры доломита и линзовидные скопления бесструктурного органического вещества, створки иноцерамов, редкие фосфатные фрагменты рыб, радиолярии, следы ихнофации *Nereites*: *Helminthopsis* isp., *Chondrites* isp., *Planolites* isp. Мощность от 0.5 до 13.0 м.

Этот тип установлен в белогорской (пачках III, V и VI), мендерской (пачка VII) и кудринской (пачка XVII) свитах. В "аксудеринских слоях", представленных в разрезах Кременная и Кизил-Чигир, породы ЛТ 2, по-видимому, являются возрастными аналогами распространенных южнее слоев ЛТ 1.

Такие отложения, относящиеся к СМФ 3, вероятно, формировались ниже базиса штормовых волнений в обстановках проксимальной области внешнего рампа, там, где окислительно-восстановительный барьер приблизительно совпадал с поверхностью дна (см. рис. 2). Присутствующего здесь кислорода хватало для жизнедеятельности бентосных организмов и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ и органические кислоты приводили к снижению pH иловых вод и растворению кальцита. В результате в породах фиксируются низкое содержание органического вещества, повышенная доля алевропелитовых и тонкопесчаных терригенных частиц, кремниевых и фосфатных органогенных фрагментов.

ЛТ 3. Известняки, мадстоуны и вакстоуны детритово-фораминиферовые (рис. 5), часто глинистые (нерастворимого остатка 5–25 мас. %), от светло-серых до белых, массивные или с неотчетливой пологоволнистой слойчатостью, подчеркнутой плитчатой отдельностью. В глинисто-карбонатную микритовую массу погружены форменные элементы (до 45% площади шлифа), представленные раковинами планктонных, реже бентосных, фораминифер размером до 0.25 мм (их полости иногда заполняет халцедон или органическое вещество), кальцисферы, редкие фрагменты двустворок длиной до 0.5 мм, мелкий неопределимый раковинный и растительный детрит. Алевритовых (до 0.05 мм) и песчаных (0.05–0.10 мм) зерен кварца мало (менее 5% площади шлифа). Характерны текстуры биотурбации, следы илоедов ихнофаций *Nereites* и *Zoophycos*: *Chondrites* isp., *Planolites* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp. Присутствуют чешуйки слюды, единичные зерна глауконита и фосфатов, ромбоэдры доломита, стяжения сульфидов, желваковые и лепешковидные (длина до 80 см, высота до 10 см) конкреции темно-серых или светло-бурых кремней. Мощность от 1 до 65 м.

Эти слои, установленные во всех свитах, доминируют в пачках VII–X и XIX.

Такие известняки, относящиеся к СМФ 8 и 9, по-видимому, накапливались в дистальной части среднего рампа выше базиса штормовых волн, в условиях изменчивой гидродинамики и удовлетворительной аэрации придонных вод (см. рис. 2). Здесь слабое воздействие штормов не приводило к существенному перераспределению и сортировке осаждавшихся частиц, но насыщало приповерхностную часть осадков кислородом. Его хватало для жизнедеятельности бентоса и почти полного разложения органического вещества. Выделявшиеся при этом углекислый газ и органические кислоты удалялись из осадков благодаря их перемешиванию при биотурбации и во время штормов, что приводило к сохранению относительно высоких значений pH, неблагоприятных для растворения карбонатов. Можно предположить, что структурно-вещественные особенности таких осадков ближе всего к составу материала, поступавшего на дно из толщи воды. Это преимущественно микритовый планктоногенный кальцит, мелкие обломки бентоса и небольшое количество терригенных частиц.

ЛТ 4. Чередование известняков: вакстоунов фораминиферовых глинистых серых и пакстоунов детритово-кальцисферово-фораминиферовых светло-серых (рис. 6), тонкое (толщина слойков от долей миллиметра до 0.5 м) линзовидно-полосчатое, подчеркнутое плитчатой отдельностью, часто интенсивно биотурбированное. Присутствуют прослои темно-серых мергелей и "киловых" известковых глин, толщина которых обычно не превышает 0.1 м, но иногда достигает 0.4 м. Породы содержат раковины планктонных и бентосных фораминифер, полости которых заполнены кальцитом, опалом или органическим веществом, кальцисферы, фрагменты иноцерамов, спикулы губок, иглы морских ежей диаметром до 0.05 мм, мелкий неопределимый раковинный детрит, следы ихнофации *Zoophycos* и *Cruziana*: *Chondrites* isp., *Zoophycos* isp., *Palaeophycus* isp., *Thalassinoides* isp., зерна кварца (1–15% площади шлифа) преимущественно алевритовой (0.005–0.050 мм), реже тонкопесчаной (до 0.1 мм) размерности, чешуйки слюды, глауконит, стяжения сульфидов, единичные фрагменты растений. Мощность от 0.5 до 40.0 м.

Такие чередования играют существенную роль во всех разрезах верхнего мела Крыма. Сложенные ими интервалы сеноманского, туронского и кампанского ярусов часто считают периодитами, связанными с циклами Миланковича, формирование которых происходило в пелагических и гемипелагических обстановках (например, Габдуллин и др., 2004; Найдин, 2004; Барабошкин, Зибров, 2012). Однако такая интерпретация взывает сомнения, поскольку одновременно с изменениями соотношений силикатной и карбонатной частей

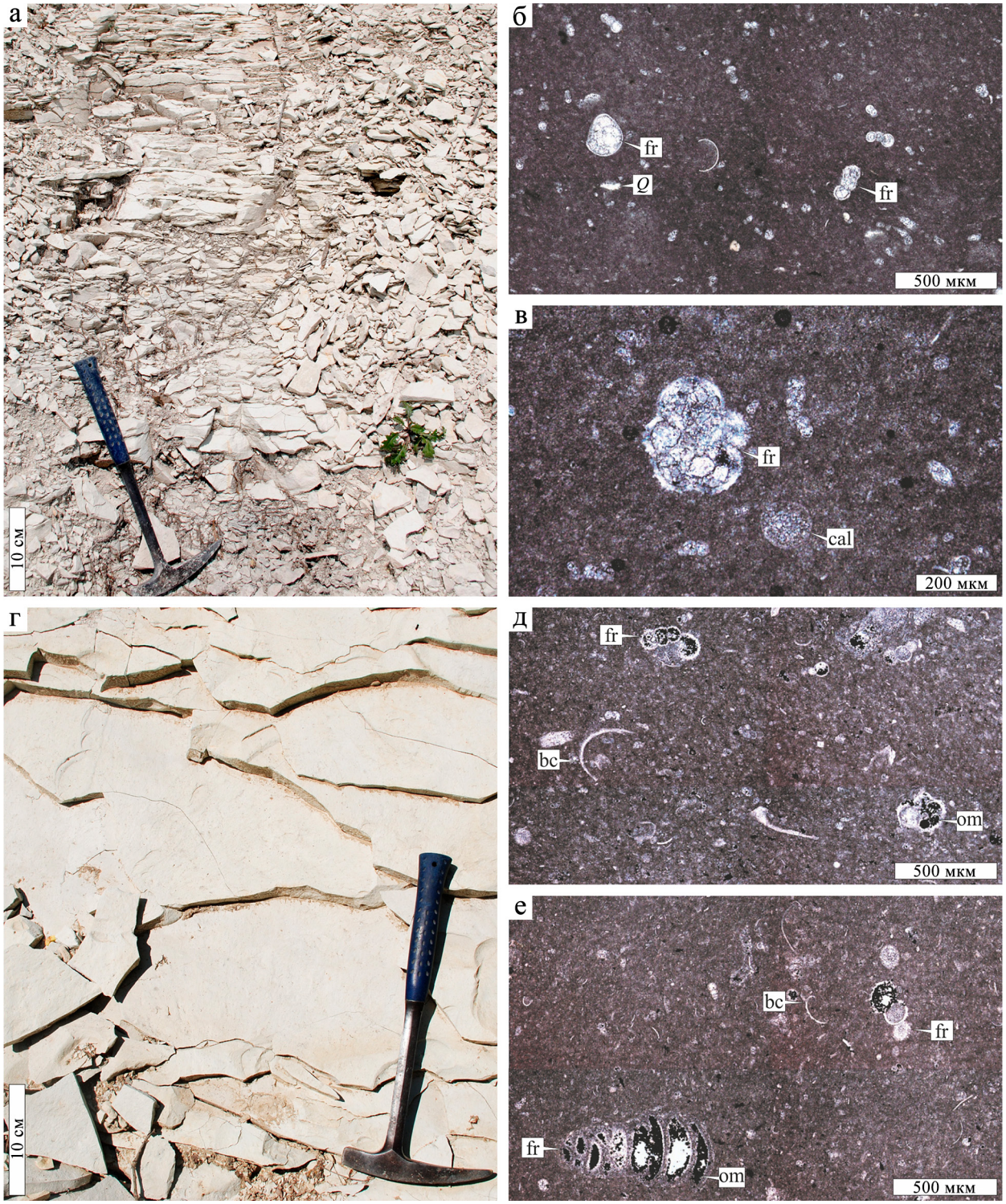


Рис. 5. ЛТ 3 – известняки, мадстоуны и вакстоуны.

а–в – мендерская свита, гора Кременная: а – обнажение, б, в – шлифы (б – николи II, в – николи X); г–е – бешкошская свита, река Бодрак: г – обнажение, д, е – шлифы (николи II). *Q* – кварц, fr – фораминиферы, cal – кальцисферы, bc – раковинный детрит, om – органическое вещество.

Fig. 5. LT 3 – Calcite mudstone and wackestone.

а–в – Mender Formation, Kremennaya Mountain: a – outcrop, б, в – thin sections (б – plane-polarized light, в – cross-polarized light); г–е – Beshkosh Formation, Bodrak River: г – outcrop, д, е – thin sections (plane-polarized light). *Q* – quartz, fr – foraminifera, cal – calcispheres, bc – shell fragments, om – organic matter.

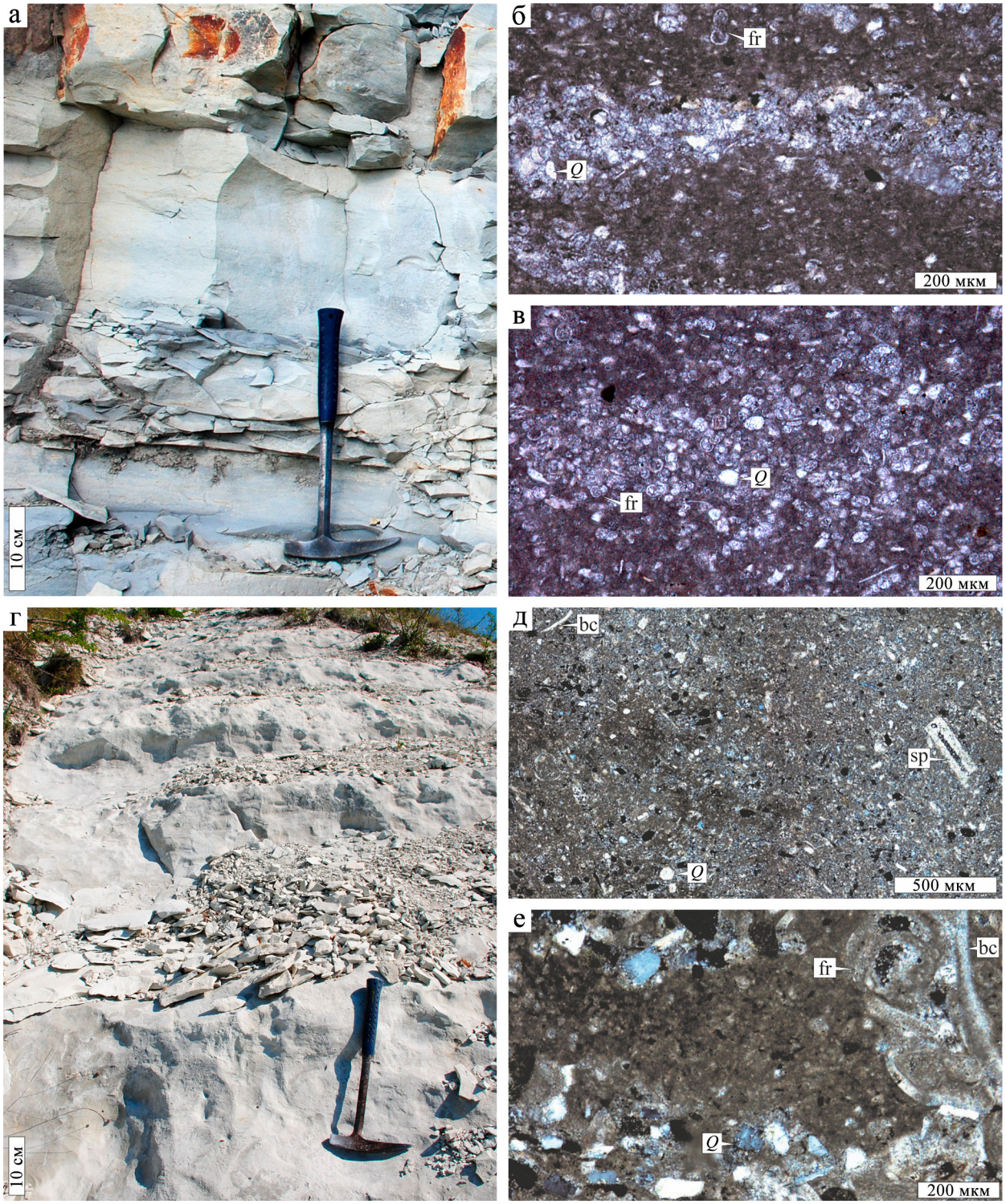


Рис. 6. ЛТ 4 – чередование известняков: кальцитовых вакстоунов и пакстоунов.

а, б – белогорская свита, гора Кременная: а – обнажение, б – шлиф (николи II); в – мендерская свита, овраг Аксу-Дере, шлиф (николи II); г–е – старосельская свита, Баклинская куэста: г – обнажение, д, е – шлифы (николи X). *Q* – кварц, fr – фораминиферы, bc – раковинный детрит, sp – спикулы губок.

Fig. 6. LT 4 – alternation of calcite wackestone and packstone.

а, б – Belogorsk Formation, Kremennaya Mountain: a – outcrop, б – thin section (plane-polarized light); в – Mender Formation, Aksu-Dere ravine, thin section (plane-polarized light); г–e – Starosel'e Formation, Baklinskaya cuesta: г – outcrop, д, е – thin sections (cross-polarized light). *Q* – quartz, fr – foraminifera, bc – shell fragments, sp – sponge spicules.

чередующихся слойков меняются их структурные характеристики (алевро-пелитовые глинистые разности сменяются псаммитовыми, менее глинистыми), что, вероятнее всего, отражает процессы сортировки осадков волнениями.

Тогда слои ЛТ 4 стоит отнести к СМФ 10, увязывая их накопление с проксимальной частью переходной зоны среднего рампа (см. рис. 2). Здесь штормовые волны сортировали осадки, формируя небольшие подводные валы из псаммитовых частиц (Sedimentary…, 1986; Павлидис, Никифоров, 2007): карбонатных (доминируют) и кварцевых. В разделяющих их депрессиях концентрировался алевропелитовый карбонатный и кварцсиликатный материал, который продолжал накапливаться и между штормами, когда условия седиментации мало отличались от обстановок внешнего рампа. Характерные для таких чередований в кудринской свите прослои “киловых глин”, содержащие реликты эффузивного материала (Лебединский и др., 1974), вероятно, связаны с проявлениями островодужного вулканизма в Понтидах (Никишин и др., 2009).

Рассматриваемый тип представлен слоями двух видов. В первом доля слойков пакстоунов увеличивается от подошвы к кровле, что можно считать результатом повышения интенсивности переработки осадков штормовыми волнами при снижении уровня моря, т. е. во время регрессии. Слои второго вида отличаются возрастанием снизу вверх количества и толщины слойков вакстоунов. Вероятно, это следствие постепенного снижения сортирующей активности штормовых волн за счет увеличения глубины палеобассейна при трансгрессии.

ЛТ 5. Известняки, пакстоуны детритово-кальцисферово-фораминиферовые, часто песчанистые и песчаные, светло-серые (рис. 7). Слабо выраженная ориентировка детрита и его скопления намечают волнистую и линзовидную слойчатость. Характерны текстуры биотурбации, следы ихнофации *Skolithos*: *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp., *Palaeophycus* isp. Форменные элементы размером от 0.05 до 0.50 мм представлены раковинами планктонных и бентосных фораминифер (их полости заполняют спаритовый кальцит с кристаллами доломита, глауконит, халцедон, иногда органическое вещество), кальцисферами, фрагментами (иногда до 3 мм) иноцерамов, панцирей и игл морских ежей, спикулами губок, алевритовыми и песчаными (до 0.1 мм) зернами кварца, чешуйками слюды, глауконитом (1–2 % площади шлифа). Общее содержание терригенных обломков от 5 до 50 мас. %. Цемент микритовый глинисто-карбонатный поровый, участками базальный. Могут присутствовать крупные (диаметром до 10 см) разрозненные раковины двустворок и брахиопод. Мощность 1–25 м.

Слои ЛТ 5 присутствуют в белогорской (пачки II, VI), мендерской (пачка VII), кудринской (пачки XV, XVII) и старосельской (пачки XX–XXIII) свитах.

Такие породы можно отнести к СМФ 11. Их псаммитовая структура, волнистая и линзовидная слойчатость, присутствие многочисленных ихнофоссилий и остатков бентоса свидетельствуют о накоплении выше базиса нормальных волнений в динамичных условиях внутреннего рампа с хорошей аэрацией придонных вод (см. рис. 2). Здесь пелитовая и отчасти алевритовая фракции переходили во взвесь, которая осаждалась в менее динамичных обстановках. Это увеличивало долю псаммитовых частиц: карбонатных биогенных (доминируют) и кварцевых. Благодаря постоянному перемешиванию в осадках присутствовал кислород, который обеспечивал активную жизнедеятельность бентоса и интенсивное разложение органического вещества. Выделявшиеся при этом продукты удалялись, что сохраняло щелочные значения pH.

ЛТ 6. Песчаники, от среднезернистых у основания слоя до мелкозернистых у его кровли, аркозовые глауконитистые (5–15% площади шлифа), зеленовато-серые, с косой разнонаправленной слойчатостью (рис. 8). Состоят из хорошо и средне окатанных песчинок полевых шпатов, кварца, кремней и основных эффузивов. Зерна глауконита часто окислены. Присутствуют мусковит, фрагменты раковин иноцерамов, ростры белемнитов, членики криноидей, бентосные фораминиферы и зубы акул, мелкий углефицированный детрит наземных растений. Снизу вверх увеличивается содержание глинистой примеси и микритового карбоната. Цемент поровый и пленочный халцедоново-опаловый. Мощность 1–5 м.

Эти отложения можно считать терригенной вариацией СМФ 14. Они образуют трансгрессивный лаг, сформировавшийся при затоплении суши в начале сеноманского века (пачка I белогорской свиты). Псаммитовая структура и косая разнонаправленная слойчатость указывают на высокую волновую гидродинамику прибрежного мелководья внутреннего рампа (см. рис. 2). О нормальной солености свидетельствуют остатки морской фауны. Уменьшение размера частиц и увеличение доли алевропелитовой примеси от основания к кровле слоя, вероятно, являются следствием возрастания глубины.

Модель, представленная на рис. 9а, обобщает рассмотренные реконструкции условий формирования ЛТ верхнего мела, каждый из которых, по-видимому, накапливался в особой обстановке терригенно-карбонатного рампа, и хорошо объясняет особенности распределения концентраций органического вещества (см. рис. 9б), заимствованных нами из публикаций (Алексеев и др., 2007; Левитан и др., 2010; Гаврилов и др., 2022), и нерастворимого остатка (см. рис. 9в).

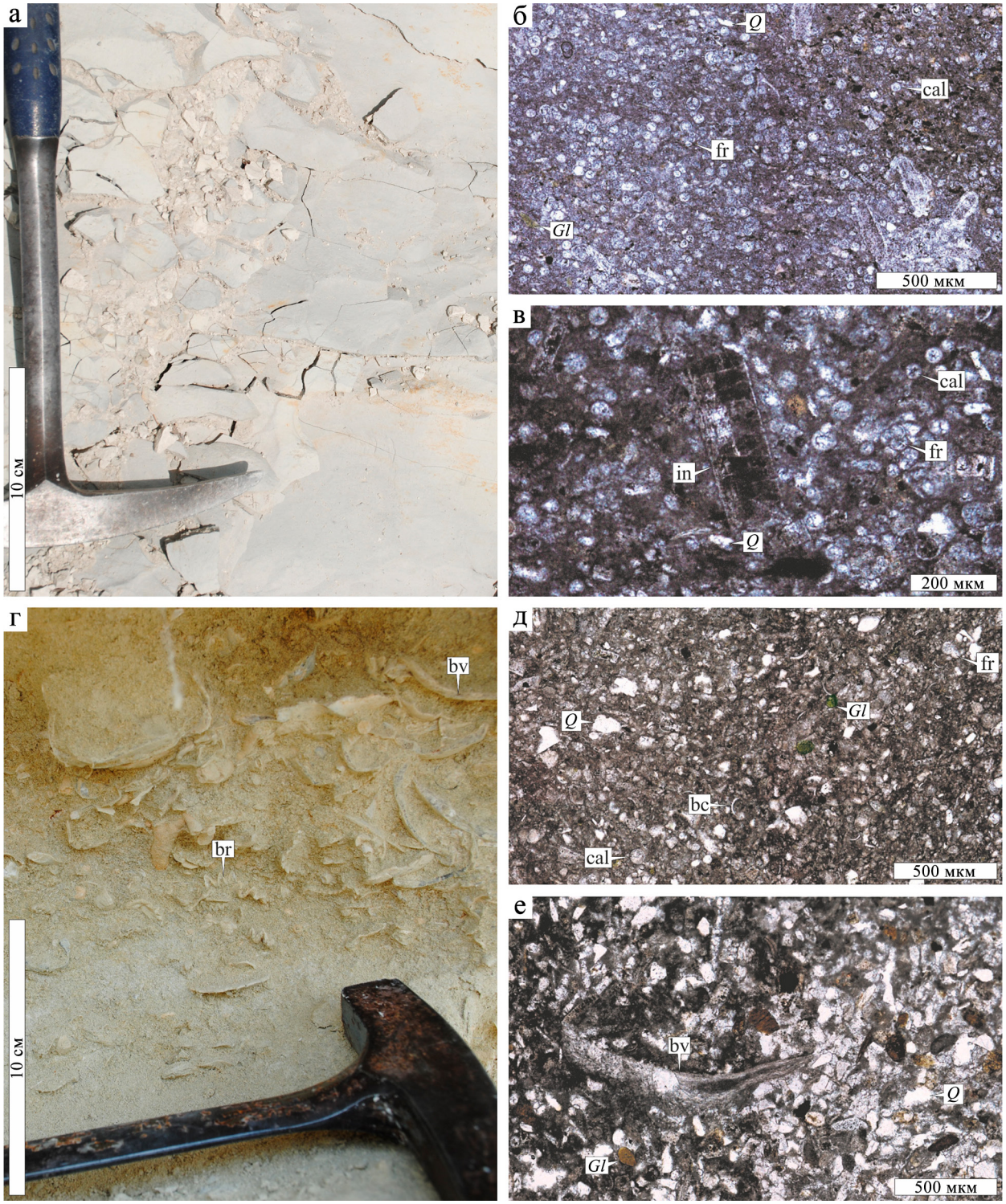


Рис. 7. ЛТ 5 – известняки, пакстоуны.

а–в – белогорская свита, гора Кременная: а – обнажение, б, в – шлифы (николи II); г–е – старосельская свита, Баклинская куэста: г – обнажение, д, е – шлифы (николи II). *Q* – кварц, *Gl* – глауконит, fr – фораминиферы, cal – кальцисферы, bc – раковинный детрит, in – фрагмент призматического слоя раковины *Inoceramus*, bv – двустворчатые моллюски, br – брахиоподы.

Fig. 7. LT 5 – calcite packstone.

a–в – Belogorsk Formation, Kremennaya Mountain: a – outcrop, б, в – thin sections (plane-polarized light); г–e – Starosel'e Formation, Baklinskaya cuesta: г – outcrop, д, e – thin sections (plane-polarized light). *Q* – quartz, *Gl* – glauconite, fr – foraminifera, cal – calcispheres, bc – shell fragments, in – fragment of *Inoceramus* prismatic layer, bv – bivalves, br – brachiopods.

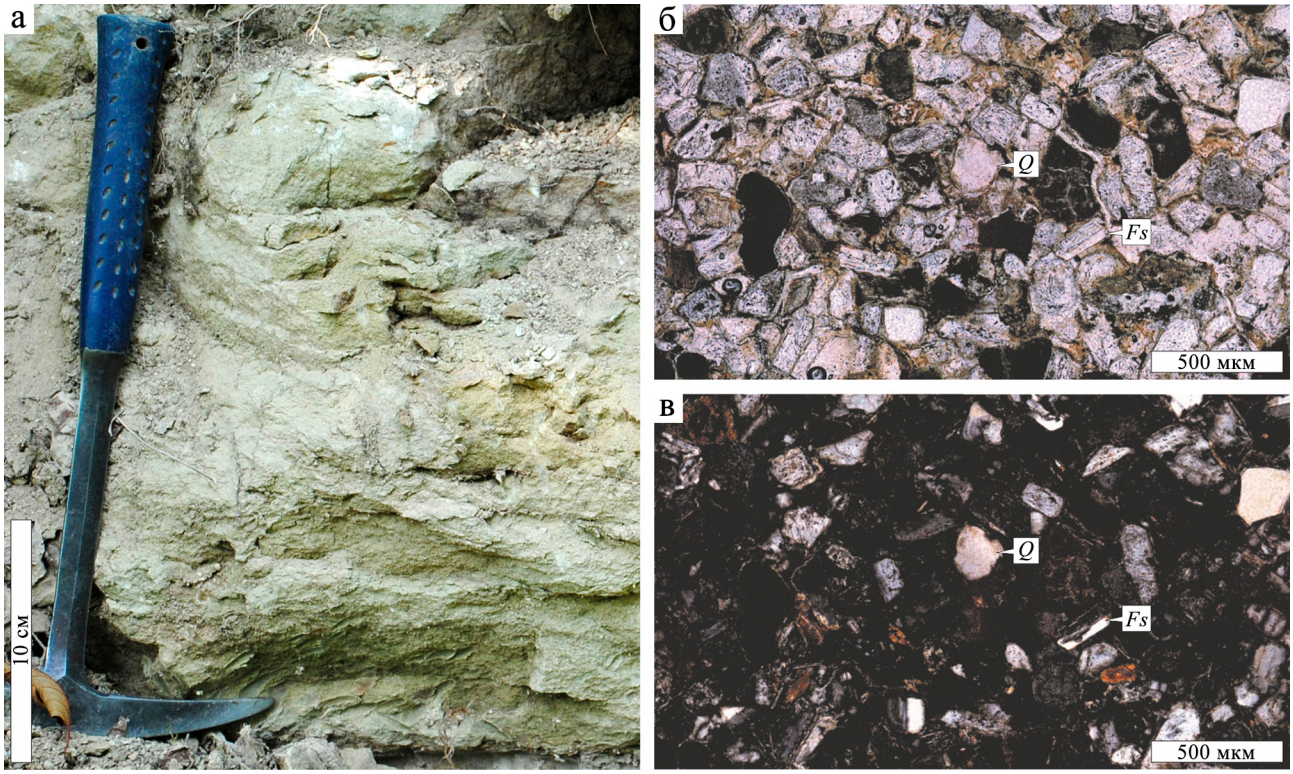


Рис. 8. ЛТ 6 – песчаники белогорской свиты в обнажении р. Бодрак (а) и шлифе (б – николи II, в – николи X).

Q – кварц, *Fs* – полевой шпат.

Fig. 8. LT 6 – sandstones of the Belogorsk Formation in the outcrop of the Bodrak River (a) and in thin sections (б – plane-polarized light, в – cross-polarized light).

Q – quartz, *Fs* – feldspar.

Максимальное количество органического вещества (до 8 мас. %), характерное для ЛТ 1, по-видимому, связано с наиболее глубоководными анаэробными условиями дистальной части внешнего рампа. Высокую долю нерастворимого остатка (25–70 мас. %) в ЛТ 1, ЛТ 2, учитывая предполагаемую существенную удаленность от суши области их накопления, можно считать результатом диагенетического разложения (выщелачивания) карбонатов кислыми растворами.

Пониженное содержание нерастворимого остатка (5–25 мас. %), установленное для ЛТ 3, может быть следствием сохранения в щелочных условиях диагенеза всех планктоногенных карбонатных частиц, поступавших из толщи воды на дно дистальной части среднего рампа.

Существенные колебания количества нерастворимых компонентов от 7 до 38 мас. %, характерные для слоев ЛТ 4, вероятно, являются результатом контрастных изменений гидродинамики в проксимальной части среднего рампа. Здесь за счет сортировки осадочного материала штормовыми волнами формировались темпеститовые слойки пакстоунов с повышенной долей кварц-силикатных песчинок, а в промежутках между штормами накапливались существенно глинистые вакстоуны, мергели и глины.

В отложениях внутреннего рампа (ЛТ 5, ЛТ 6), формировавшихся в области постоянных волнений, количество нерастворимого остатка увеличивается по направлению к берегу от 7 до 65 мас. % за счет приближения к питающей провинции и усиления сортирующей работы волн, которые удаляли из осадка и переводили во взвесь алевропелитовые, преимущественно карбонатные, частицы.

Предлагаемая нами схема обстановок осадконакопления (см. рис. 9а) позволяет, используя миграционную модель слоеобразования (Головкинский, 1868; Романовский, 1985), представить особенности слоевых последовательностей, сформировавшихся в течение трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации (рис. 10).

Допустим, что амплитуда колебания уровня моря (A_{max}) была настолько велика, что на месте проксимальной области внутреннего рампа в результате трансгрессии оказалась глубоководная обстановка дистальной части внешнего рампа, а при регрессии сюда вернулось прибрежное мелководье. В ре-

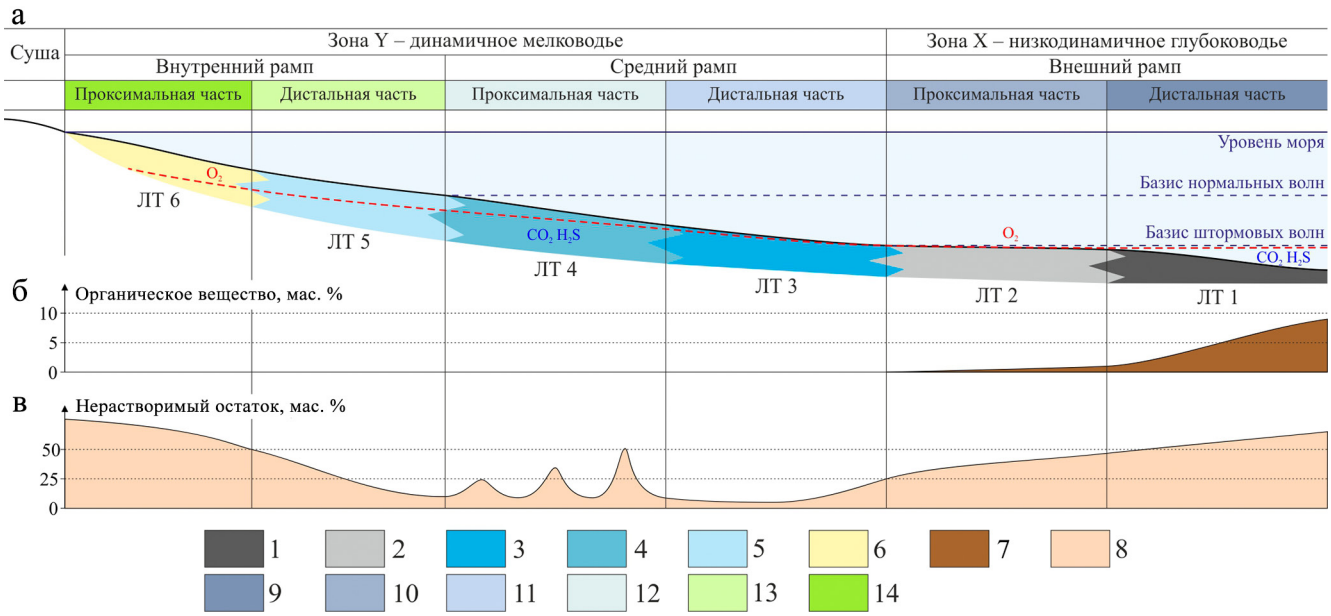


Рис. 9. Реконструкция обстановок накопления литологических типов слоев верхнего мела (а), объясняющая изменения содержаний органического вещества (б) и нерастворимого остатка (в).

1–6 – отложения: 1 – глины и мергели, содержащие более 1 мас. % органического вещества (ЛТ 1), 2 – мергели (ЛТ 2), 3 – кальцитовые мадстоуны и вакстоуны (ЛТ 3), 4 – тонкие чередования кальцитовых вакстоунов и пакстоунов (ЛТ 4), 5 – кальцитовые пакстоуны (ЛТ 5), 6 – пески (ЛТ 6); 7 – органическое вещество; 8 – нерастворимый остаток; 9–14 – обстановки осадконакопления: 9 – дистальная часть внешнего рампа, 10 – проксимальная часть внешнего рампа, 11 – дистальная часть среднего рампа, 12 – проксимальная часть среднего рампа, 13 – дистальная часть внутреннего рампа, 14 – проксимальная часть внутреннего рампа. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Fig. 9. Reconstruction of the Upper Cretaceous lithological types sedimentary environments (a), explaining changes in organic matter content (б) and insoluble residue (в).

1–6 – sediments: 1 – clays and marls with more than 1 wt % organic matter (LT 1), 2 – marls (LT 2), 3 – calcite mudstones and wackstones (LT 3), 4 – alternations of wackstone and packstone (LT 4), 5 – calcite packstone (LT 5), 6 – sands (LT 6); 7 – organic matter; 8 – insoluble residue; 9–14 – sedimentary environments: 9 – distal part of the outer ramp, 10 – proximal part of the outer ramp, 11 – distal part of the middle ramp, 12 – proximal part of the middle ramp, 13 – distal part of the inner ramp, 14 – proximal part of the inner ramp. For more details, see Fig. 2.

зультате такого цикла седиментации может образоваться идеальная циклотема (см. рис. 10а), состоящая из всех охарактеризованных типов слоев. При амплитуде колебания уровня моря ($A_1 < A_{max}$), достаточной только для того, чтобы миграция обстановок осадконакопления происходила в пределах двух смежных зон рампа (внутренняя ↔ средняя и средняя ↔ внешняя), возникнут редуцированные по сравнению с идеальной циклотемой слоевые последовательности (см. рис. 10б, в). Меньшая амплитуда колебания ($A_2 < A_1$) приведет к образованию циклотем, состоящих только из слоев одной зоны рампа (см. рис. 10г–е).

Естественно, что представленные теоретические построения упрощенно и крайне схематично отражают многофакторный и слабо детерминированный процесс циклогенеза. Однако они позволяют получить эффективный инструмент для анализа слоевой структуры частных разрезов верхнего мела, определения границ циклотем – TS и положения MFS, делящих каждую циклотему на трансгрессивную и регрессивную части (рис. 11, 12).

Региональные циклы седиментации, секвенции и эволюция палеогеографической ситуации

Сопоставление разрезов верхнего мела приводит к заключению о том, что этот стратиграфический интервал сформировался в результате 12 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации (см. рис. 11, 12).

Если учесть, что верхний мел Крыма ограничен от подстилающих и перекрывающих пород поверхностями несогласия, а параллельное несогласие, сформировавшееся в раннем сантоне (Барабошкин и др., 2016), является границей двух крупных этапов позднемелового осадконакопления (Цейслер и др., 1999), то следует констатировать существование сеноман-коньякской (рис. 13) и сантон-маастрихтской (рис. 14) секвенций. Каждая из них

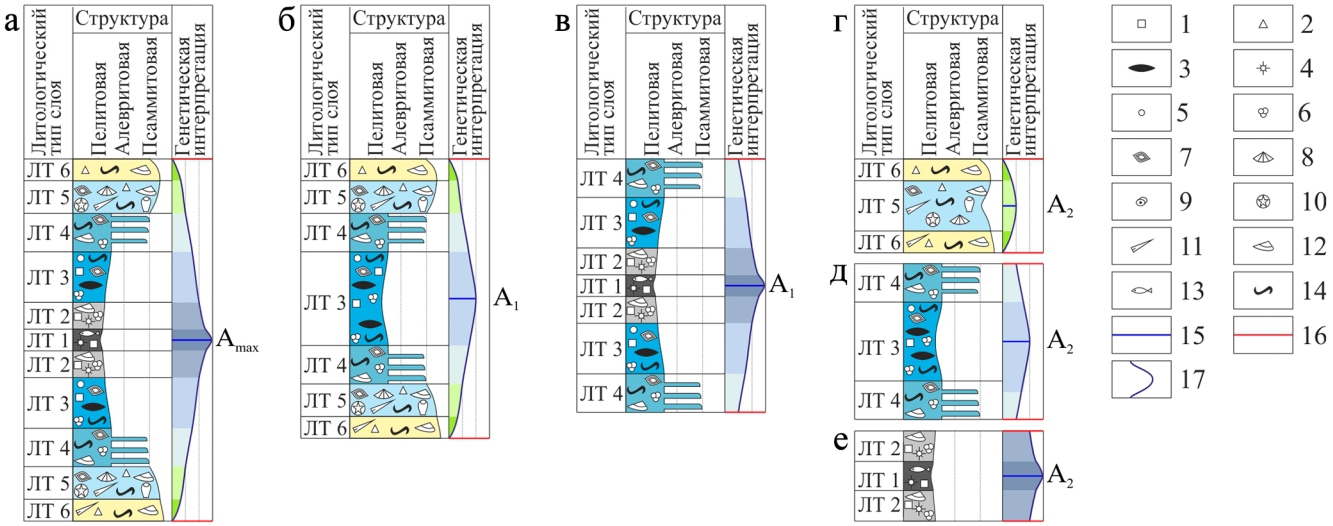


Рис. 10. Вариации слоевой структуры циклотем, обусловленные различной амплитудой (А) трансгрессивно-регрессивной миграции обстановок осадконакопления, представленных на рис. 9.

а – идеальная (полная) циклотема, формирование которой возможно при максимальной амплитуде подъема и снижения уровня моря (A_{max}); б – циклотема внутреннего и среднего рампа ($A_1 < A_{max}$); в – циклотема среднего и внешнего рампа ($A_1 < A_{max}$); г – циклотема внутреннего рампа ($A_2 < A_1$); д – циклотема среднего рампа ($A_2 < A_1$); е – циклотема внешнего рампа ($A_2 < A_1$). 1–3 – включения и новообразования: 1 – сульфиды, 2 – глауконит, 3 – кремневые конкреции; 4–13 – органические остатки: 4 – радиолярии, 5 – кальцисферы, 6 – планктонные фораминиферы, 7 – бентосные фораминиферы, 8 – брахиоподы, 9 – криноидеи, 10 – морские ежи, 11 – белемниты, 12 – двустворчатые моллюски, 13 – рыбы; 14 – ихнофоссилии; 15 – поверхность максимального затопления (MFS); 16 – трансгрессивная поверхность (TS); 17 – кривая изменений уровня моря. Остальные условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 10. Variations in the layered structure of cyclothems due to different amplitudes (A) of transgressive-regressive migration of sedimentary environments shown in Fig. 9.

a – ideal cyclothem (complete), the formation of which is possible at a maximum sea level rise or fall amplitude (A_{max}); б – cyclothem from the inner and middle ramp ($A_1 < A_{max}$); в – cyclothem from the middle and outer ramp ($A_1 < A_{max}$); г – cyclothem from the inner ramp ($A_2 < A_1$); д – cyclothem from the middle ramp ($A_2 < A_1$); e – cyclothem from the outer ramp ($A_2 < A_1$). 1–3 – inclusions and neoplasms: 1 – sulfides, 2 – glauconite, 3 – siliceous concretions; 4–13 – organic remains: 4 – radiolarians, 5 – calcispheres, 6 – planktonic foraminifera, 7 – benthos foraminifera, 8 – brachiopods, 9 – crinoids, 10 – sea urchins, 11 – belemnites, 12 – bivalves, 13 – fish; 14 – ichnofossils; 15 – the maximum flooding surface (MFS); 16 – the transgressive surface (TS); 17 – the curve of sea level changes. See Fig. 9 for the rest of the conventional symbols.

состоит из парасеквенсов – трехмерных геологических тел, простейших трансгрессивно-регрессивных систем слоев (Posamentier, Allen, 1999), одномерными сечениями которых являются циклотемы, идентифицированные во всех частных разрезах (см. рис. 11, 12).

Нижняя секвенция (см. рис. 13) состоит из сеноманского трансгрессивного системного тракта (TST) и турон-коньякского тракта высокого стояния уровня моря (HST). TST формировался в течение 1–3 циклов и трансгрессивной фазы 4 цикла седиментации. В приподошвенной части 1 циклотемы локализуются песчаники ЛТ 6, которые образуют трансгрессивный лаг, накопившийся при затоплении суши, береговая линия которой мигрировала с юго-юго-востока на северо-северо-запад[1] (рис. 15). При этом условия прибрежного мелководья постепенно сменяли обстановки дистальной части внутреннего (ЛТ 5), а затем и среднего рампа (ЛТ 4).

Выше в циклотемах 1 и 2 (см. рис. 11, 13) представлено трансгрессивно-регрессивное переслаивание отложений дистальной части внутреннего рампа (ЛТ 5), среднего рампа (ЛТ 4, ЛТ 3) и проксимальной части внешнего рампа (ЛТ 2). Доля пакстоунов ЛТ 5 увеличивается на север. К югу их замещают чередования пакстоунов и вакстоунов ЛТ 4. Такую слоевую структуру можно считать следствием того, что перечисленные обстановки при повышении уровня моря последовательно смещались к северо-северо-западу, а при его снижении мигрировали на юго-юго-восток.

Прикровельную часть сеноманского TST образуют “аксудеринские слои” (циклотема 3 и нижняя часть циклотемы 4), накопившиеся в обстановках внешнего рампа (ЛТ 2, ЛТ 1). При этом с

[1] Здесь и далее при описании конфигурации палеобассейна и взаимного положения обстановок осадконакопления использованы современные координаты.

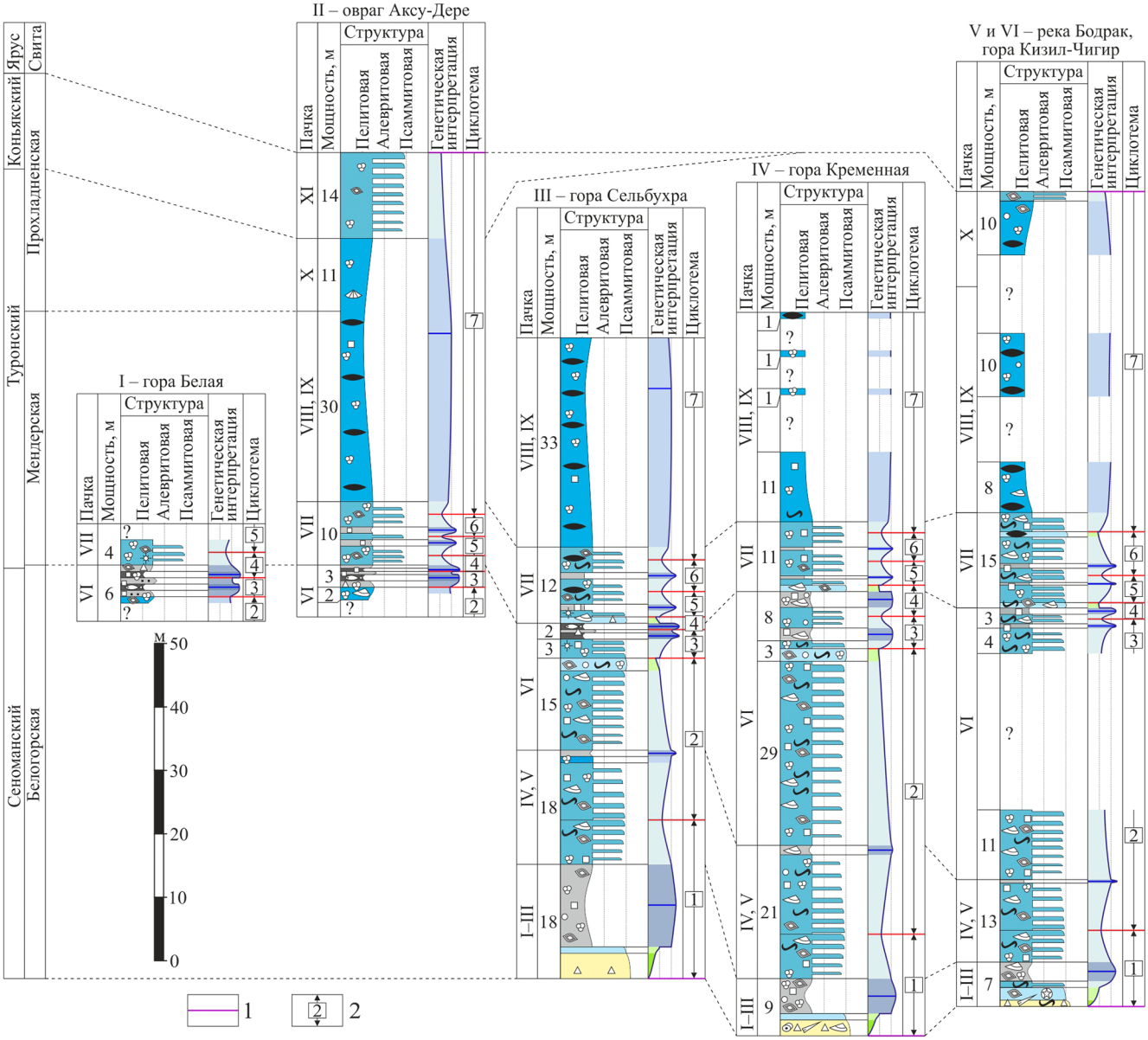


Рис. 11. Корреляция разрезов сеноманского – коньякского ярусов верхнего мела междуречья Кача – Бодрак.

1 – параллельное несогласие; 2 – циклотемы и их номера. Остальные условные обозначения см. на рис. 9, 10.

Fig. 11. Correlation of the sediment sections of the Cenomanian–Coniacian interval of the Upper Cretaceous of the Kacha–Bodrak interfluve.

1 – parallel unconformity; 2 – cyclothems and their numbers. For more details, see Fig. 9, 10.

юга на север наиболее глубоководные, обогащенные органическим веществом слои ЛТ 1, представленные в разрезах Аксу-Дере, Белая и Сельбухра, выклиниваются и сменяются в обнажениях Кременная, Бодрак и Кизил-Чигир мергелями типа ЛТ 2 – осадками проксимальной части внешнего рампа (см. рис. 11, 13). На максимуме трансгрессии 4 цикла глубоководные обстановки осадконакопления занимали большую часть рассматриваемой области палеобассейна (см. рис. 15). По-видимому, этот пик трансгрессии соответствует самому высокому уровню Мирового океана за всю мезокайнозойскую историю Земли (Алексеев и др., 2005б).

Сверху сеноманский TST ограничивает MFS 4 циклотемы (см. рис. 11, 13), расположенная немного ниже палеонтологически обоснованной нижней границы турона (Алексеев и др., 2007; Бадулина, 2007; Бадулина, Копаевич, 2007; Бадулина и др., 2009).

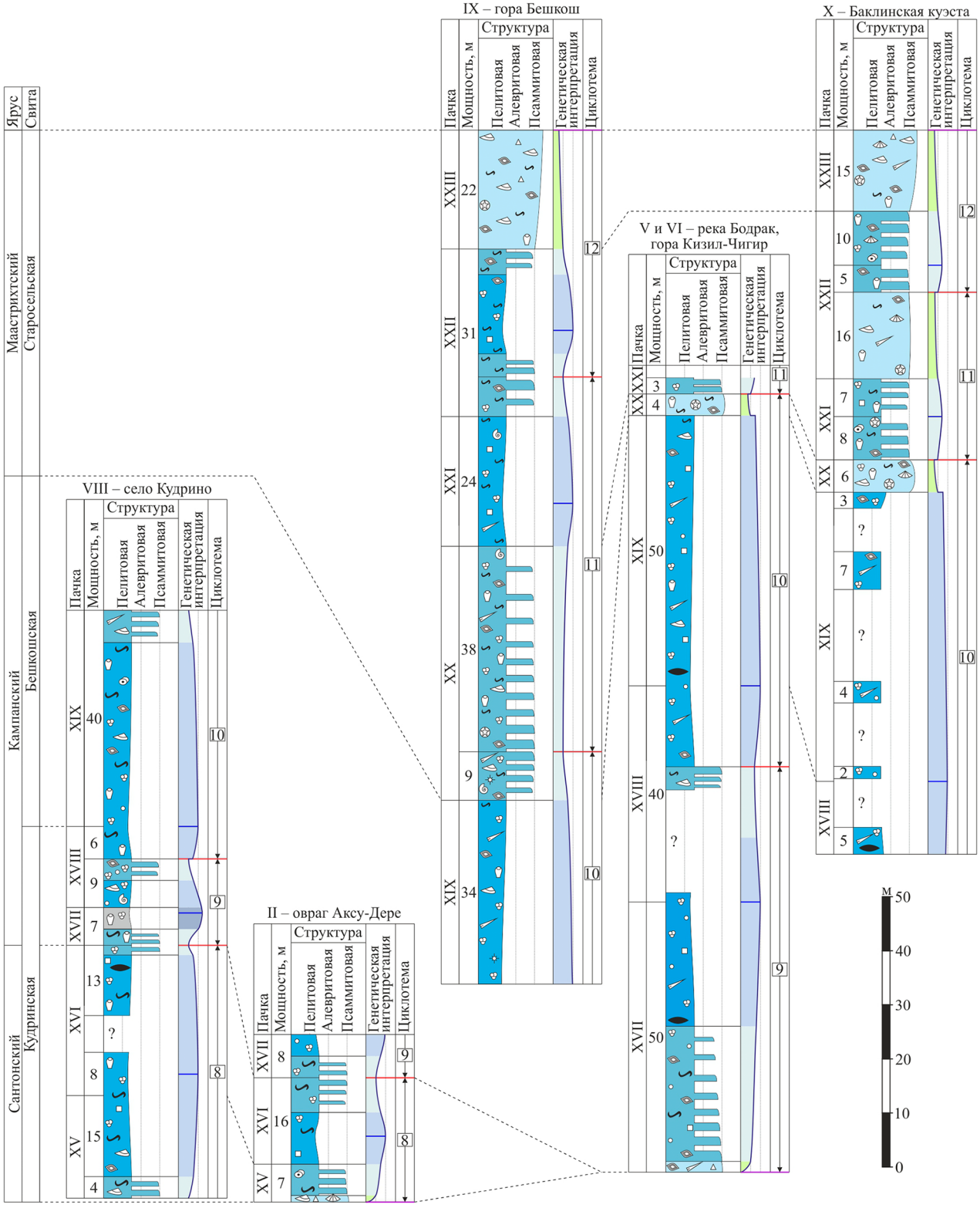


Рис. 12. Корреляция разрезов сантонского – маастрихтского ярусов верхнего мела междуречья Кача – Бодрак.

Условные обозначения см. на рис. 9–11.

Fig. 12. Correlation of the sediment sections of the Santonian-Maastrichtian interval of the Upper Cretaceous of the Kacha–Bodrak interfluve.

See Fig. 9–11 for the conventional symbols.

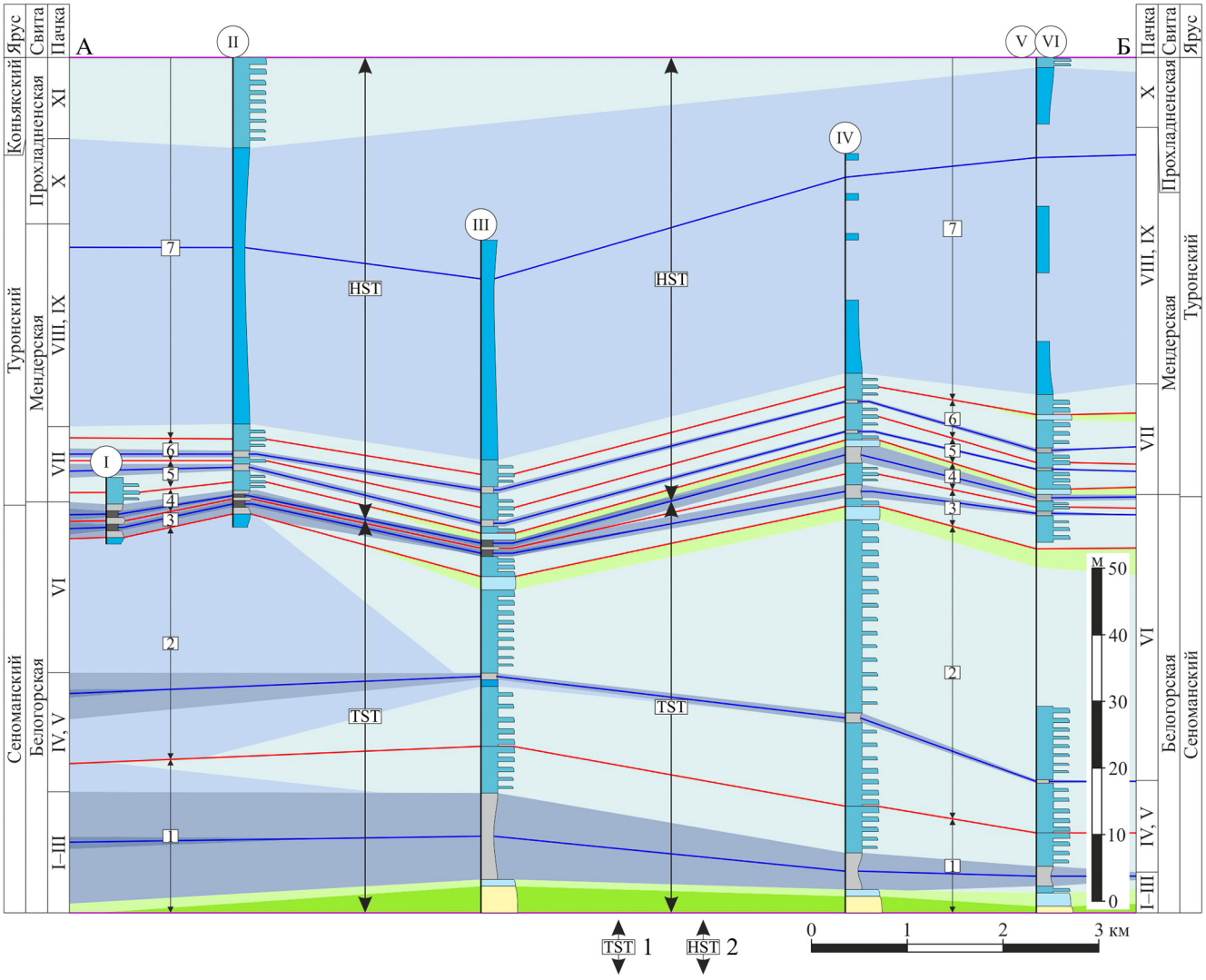


Рис. 13. Литолого-генетический профиль сеноман-коньякской секвенции.

1 – трансгрессивный системный тракт (TST); 2 – системный тракт высокого стояния (HST). Остальные условные обозначения см. на рис. 9–11. Линию профиля А–Б и расшифровку номеров обнажений см. на рис. 1.

Fig. 13. Lithological-genetic profile of the Cenomanian-Coniacian sequences.

1 – transgressive system tract (TST); 2 – highstand system tract (HST). See Fig. 9–11 for the rest of the symbols and Fig. 1 for the A–Б profile line and outcrop number transcription.

Турон-коньякский HST образован накоплениями регрессивной фазы 4 и 5–7 циклов седиментации (см. рис. 11, 13). Здесь доминируют осадки среднего рампа (ЛТ 3 и ЛТ 4). Трансгрессивные максимумы 5 и 6 циклов маркируют мергели проксимальной области внешнего рампа. Пакстоуны ЛТ 5 внутреннего рампа, установленные в прикровельных частях 4 и 6 циклотем на севере (разрезы Бодрак и Кизил-Чигир), соответствуют регрессивным максимумам.

К концу туронского века регрессия 7 цикла (см. рис. 11, 13) привела к тому, что на севере региона осадконакопление происходило в обстановке проксимальной части среднего рампа (ЛТ 4 в разрезах Бодрак и Кизил-Чигир), которую к юго-западу сменяла дистальная область среднего рампа (ЛТ 3 в разрезе Аксу-Дере).

Верхняя часть 7 циклотемы (см. рис. 11, 13), а, возможно, и перекрывавшие ее отложения коньякского века размыты в раннем сантоне (Барабошкин и др., 2016). При этом глубина эрозионного вреза увеличивается с юга на север так, что в овраге Аксу-Дере сохранились пачка XI нижнего коньяка (Никитин, Болотов, 2006; Гужиков и др., 2021), а в разрезах р. Бодрак и горы Кизил-Чигир она и прикровельная часть X пачки верхнего турона

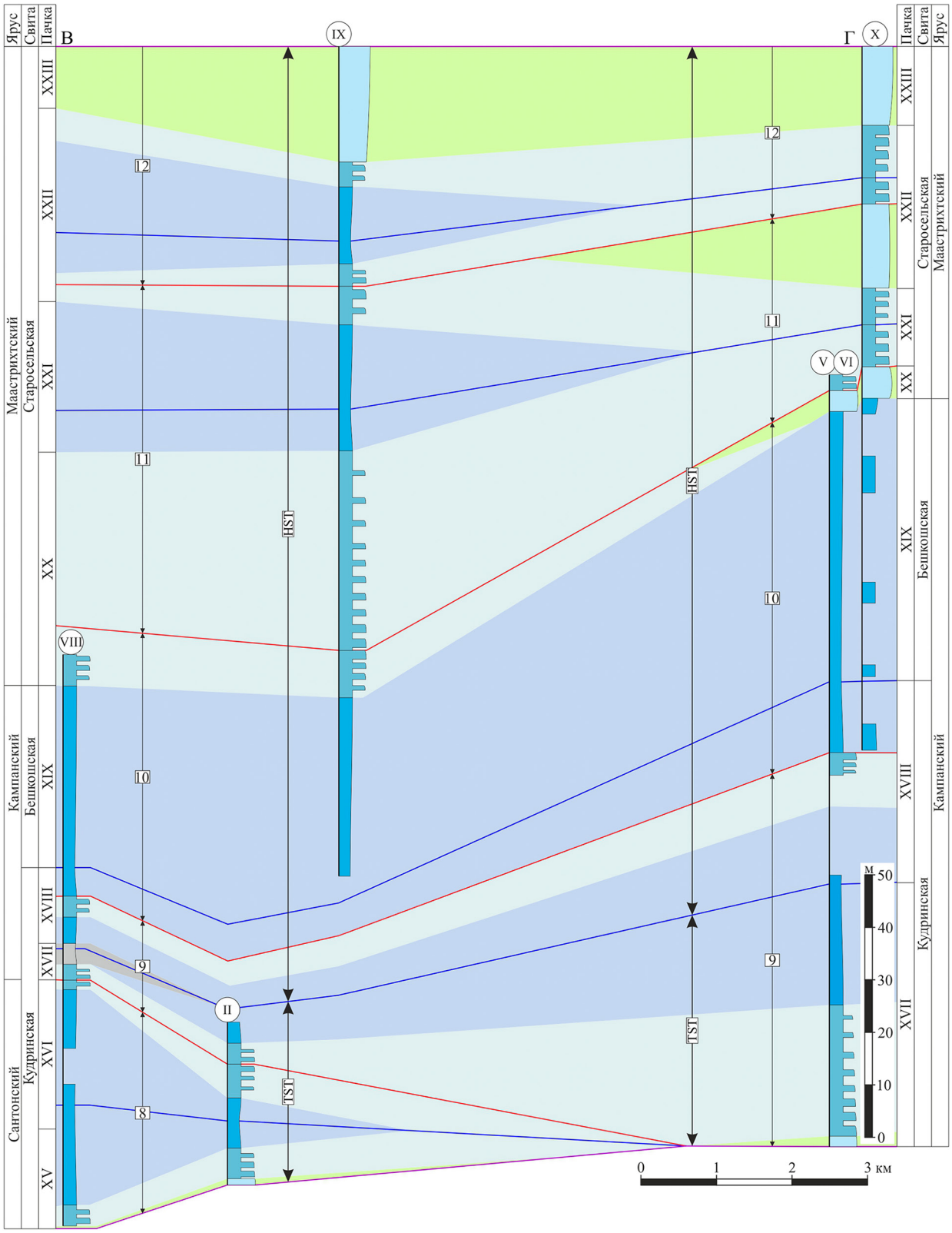


Рис. 14. Литолого-генетический профиль сантон-маастрихтской секвенции.

Условные обозначения см. на рис. 9–11, 13. Линию профиля В–Г и расшифровку номеров обнажений см. на рис. 1.

Fig. 14. Lithological-genetic profile of the Santonian-Maastrichtian sequence.

See Figs. 9–11 and 13 for notation. See also Fig. 1 for profile line B–Г and transcription of outcrop numbers.

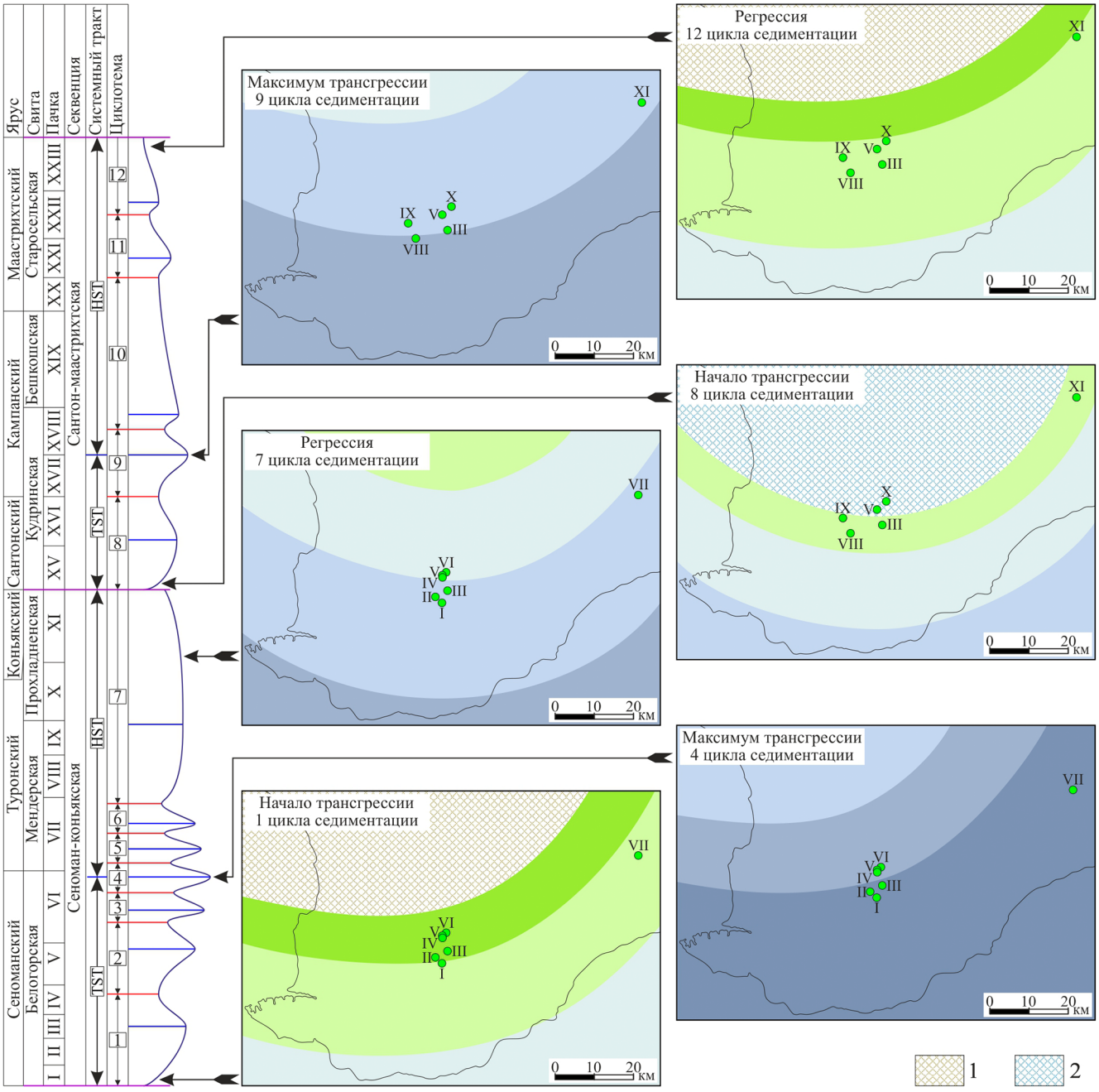


Рис. 15. Эволюция палеогеографической ситуации в позднемеловом эпиконтинентальном бассейне.

1 – эродируемая суша, 2 – эродируемая отмель. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 9–11.

Fig. 15. The evolution of the paleogeographic situation in the Late Cretaceous epicontinental basin.

1 – erodible land, 2 – erodible shoal. See Fig. 1 and 9–11 for the rest of the symbols.

отсутствуют (Шишлов и др., 2020). Вероятно, это результат восходящих тектонических движений, совпадавших с субгерцинской фазой в Западной Европе (Никишин и др., 2009), которые, возможно, стали первым этапом образования Симферопольского поднятия, обычно считаемого палеоценовым (Лыгина и др., 2010; Дубкова и др., 2019, 2022).

Отложения среднего рампа, подстилающие эрозионную поверхность, представленные в обнажениях Аксу-Дере (ЛТ 4), Бодрак и Кизил-Чигир (ЛТ 3), образуют “твердое дно” (hardground). Здесь повышено содержание оксидов железа, придающее породам розоватый оттенок, присутствуют норки камнеточцев и трещины, заполненные

перекрывающими осадками. Отсутствие здесь явных следов субаэральной экспозиции позволяет предполагать, что эрозия происходила в пределах подводной отмели, хотя не исключено и полное осушение отдельных площадей (Никишин и др., 2009).

Вторая секвенция состоит из сантон-кампанского TST и кампан-маастрихтского HST (см. рис. 14).

TST образован отложениями 8 и трансгрессивной фазы 9 циклов (см. рис. 12, 14). Циклотема 8 представлена в разрезах Кудрино и Аксу-Дере. В обнажениях Бодрак и Кизил-Чигир ей соответствует эрозионная поверхность. Следовательно, в позднем сантоне осадконакопление происходило только на юге рассматриваемого района, а на севере в это время располагалась эродируемая подводная отмель (см. рис. 15). У основания 8 циклотемы локализуется трансгрессивный лаг толщиной до 1 м, сложенный пакстоунами (ЛТ 5) с низким содержанием терригенной примеси. По-видимому, это результат возобновления седиментации в дистальной части внутреннего рампа на месте подводной отмели, которая находилась на значительном расстоянии от эродируемой суши – источника обломочного материала. При дальнейшем повышении уровня моря южная часть рассматриваемой области стала частью среднего рампа (см. рис. 15).

На севере региона возобновление осадконакопления произошло только в кампанском веке благодаря подъему уровня моря в начале 9 цикла седиментации (см. рис. 12, 14). В обнажениях р. Бодрак и горы Кизил-Чигир на породах турона несогласно залегает маломощный (до 0.1 м) трансгрессивный лаг, сложенный пакстоунами (ЛТ 5) слабо песчанистыми глинистыми, с зернами фосфатов и глауконита (Шишлов и др., 2020), сформировавшимися в обстановке дистальной части внутреннего рампа и перекрытыми отложениями среднего рампа (ЛТ 4, ЛТ 3).

Верхней границей TST является MFS 9 циклотемы (см. рис. 14). В это время значительная северная часть палеобассейна стала средним рампом. Судя по появлению на этом уровне в разрезе Кудрино пород ЛТ 2, на юге площади в это время существовали обстановки внешнего рампа (см. рис. 15).

Кампан-маастрихтский HST сложен породами регрессивной части 9 и 10–12 циклотем (см. рис. 12, 14). В этом интервале среди отложений среднего рампа (ЛТ 3, ЛТ 4) появляются пакстоуны ЛТ 5 внутреннего рампа, которые маркируют регрессивные максимумы. Снизу вверх, от 10 к 12 циклотеме, и с юго-запада (гора Бешкош) на северо-восток (Баклинская куэста) их мощность, площади распространения и степень песчанистости увеличиваются, что указывает на уменьшение в этом направлении глубины палеобассейна.

Верхнюю часть 12 циклотемы в обнажениях Баклинской куэсты образуют пакстоуны (ЛТ 5) с нерастворимым остатком 40–50%, в котором доминируют песчинки кварца и полевых шпатов размером от 0.10 до 0.25 мм. Это свидетельствует о близости эродируемой суши (см. рис. 15).

Кровлей сантон-маастрихтской секвенции является поверхность регионального несогласия, осложняемая ветвящимися полостями диаметром до 0.2 м и глубиной до 0.7 м. Они имеют неровные стенки со следами растворения, заполнены отложениями дания и базальными обломками маастрихта. Вероятнее всего, это следы палеокарста, который мог образоваться только при субаэральной экспозиции пород (Шишлов и др., 2020) во время перерыва на рубеже мела и палеогена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генетическая интерпретация установленных в разрезах литологических типов слоев в сочетании с анализом их вертикальных и латеральных взаимоотношений позволили впервые предложить модель условий осадконакопления в крымском сегменте позднемелового эпиконтинентального моря. Показано, что она представляет собой новый эффективный инструмент для реконструкции истории формирования верхнего мела Крыма и решения стратиграфических задач.

Серия палеогеографических схем, составленная для узких интервалов геологического времени, позволяет считать, что отложения верхнего мела формировались в относительно мелководном бассейне глубиной менее 200 м (Алексеев, Найдин, 1970; Котельников, Найдин, 1999; Гаврилов и др., 2022). Здесь большую часть времени доминировали площади, в пределах которых поверхность дна располагалась выше базиса штормовых волн. Развитие трансгрессий приводило к последовательному смещению к северу обстановок внешнего, среднего и внутреннего терригенно-карбонатного рампа, а на регрессивных этапах они мигрировали на юг.

Исследования приводят к выводу, что рассматриваемый стратиграфический интервал сформировался в результате 12 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации. При этом образовались ограниченные несогласиями сеноман-коньякская и сантон-маастрихтская осадочные секвенции, в составе которых представлены трансгрессивные системные тракты (TST) и тракты высокого стояния уровня моря (HST).

Использование методов циклостратиграфии позволило дополнительно обосновать, уточнить и детализировать корреляцию разрезов. Это в сочетании с выводами секвентного анализа может применяться для совершенствования региональной стратиграфической схемы верхнего мела Крыма (Астахова и др., 1984), в которой до настоящего времени не выделены горизонты.

Благодарности

Авторы выражают признательность анонимным рецензентам за содержательные замечания, позволившие улучшить работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.С. (1989) Верхний мел. *Геологическое строение Качинского поднятия горного Крыма*. (Под ред. А.О. Мазаровича, В.С. Милеева). Ч. 1. М.: МГУ, 123-157.

Алексеев А.С., Найдин Д.П. (1970) Упорядоченное залегание ростров белемнитов в сеноманских отложениях юго-западной части Горного Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (9), 47-51.

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В. (2005а) Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Ст. 1. Введение и стратиграфическая основа. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **80**(2), 80-92.

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Барабошкин Е.Ю., Габдуллин Р.Р., Олферьев А.Г., Яковишина Е.В. (2005б) Палеогеография юга Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления в позднем мелу. Ст. 2. Палеогеографическая обстановка. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **80**(4), 30-44.

Алексеев А.С., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Кузьмичева Т.А., Овечкина М.Н. (2007) Пограничные сеноман-туронские отложения Юго-Западного Крыма. Ст. 1. Стратиграфия. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **82**(3), 3-29.

Алексеев В.П. (2003) Литолого-фациальный анализ. Екатеринбург: УГГГА, 147 с.

Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я., Куличенко В.Г., Пермяков В.В., Плотникова Л.Ф., Семененко В.Н., Берченко О.И., Благодаров М.И., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Борисенко Л.С., Ванина М.В., Вдовенко М.В., Воронова М.А., Горбач Л.П., Григорьев А.В., Гуревич К.Я., Дулуб В.Г., Исагулова Е.З., Корбут Е.Б., Котляр О.Е., Коненкова И.Д., Макаренко Д.Е., Менкес М.А., Нероденко В.М., Новик Н.Н., Няга В.И., Плахотный Л.Г., Пяткова Д.М., Романов Л.Ф., Савронь Э.Б., Слюсарь Б.С., Сулимов И.Н., Тесленко Ю.В., Федоров П.В., Цегельнюк П.Д., Яновская Г.Г. (1984) Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наук. думка, 184 с.

Бадулина Н.В. (2007) Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза г. Сельбухра (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (5), 26-31.

Бадулина Н.В., Копаевич Л.Ф. (2007) Строение пограничных сеноман-туронских отложений разреза Аксу-Дере (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 22-28.

Бадулина Н.В., Габдуллин Р.Р., Копаевич Л.Ф. (2009) Палеогеографическая модель сеноман-туронского бескислородного события в Центральном и Восточном Причерноморье (Крым, Кавказ). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 10-17.

Барабошкин Е.Ю., Зибров И.А. (2012) Характеристика ритмичной толщи среднего сеномана г. Сельбухра (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (3), 35-42.

Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копаевич Л.Ф. (2016) Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма (путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всерос. совещ. 26 сентября – 3 октября 2016 г). Симферополь: ЧерноморПресс, 90 с.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Акинин В.В., Рябов И.П., Устинова М.А., Ртищев Н.А., Вишневская В.С. (2024) Опорный разрез кампанского яруса Юго-Западного Крыма: проблемы подъярусного расчленения и глобальной корреляции. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*, **32**(2), 48-103. https://doi.org/10.31857/S0869592X24020031

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Александрова Г.Н., Фомин В.А., Покровский Б.Г., Грищенко В.А., Маникин А.Г., Наумов Е.В. (2020) Новые седиментологические, магнитостратиграфические и биостратиграфические данные по разрезу кампана–маастрихта горы Бешкош, Юго-Западный Крым. *Стратиграфия. Геол. Корреляция*, **28**(6), 125-170. https://doi.org/10.31857/S0869592X20060046

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

Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Репина О.П. (2004) Цикличность средне-верхнесеноманских отложений междуречья Бодрак – Кача (Юго-Западный Крым). *Изв. вузов. Геология и разведка*, (5), 7-14.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Щепетова Е.В., Голованова О.В., Покровский Б.Г. (2022) Позднесеноманское палеоэкологическое событие OAE 2 в разрезах северного Пери-Тетиса (Крым, Восточный Кавказ): структура отложений, динамика формирования. *Литология и полез. ископаемые*, (6), 408-418. https://doi.org/10.31857/S0024497X22060039

Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. (2018) Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е, доп. (Сост. В.В. Юдин). СПб.: ВСЕГЕИ.

Головкинский Н.А. (1868) О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб.: Тип. Имп. Академии наук, 192 с. (репринт.: *Литология и геология горючих ископаемых* (2009). Прилож. к вып. III(19). Екатеринбург: УГГУ, 270 с.).

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. (2021) Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампана разрезов Кудрино и Аксу-Дере, Юго-Западный Крым: проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Ст. 1. Геологическое описание, седиментология, биостратиграфия. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **29**(4), 71-117. https://doi.org/10.31857/S0869592X21040025

Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Черепахина А.В. (2019) Разрез палеоцена–эоцена в районе горы Ак-Кая (Центральный Крым) и его геоисторическая интерпретация. *Вестн. С.-Петерб. ун-та. Науки о Земле*, **64**(1), 4-23.

Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Бугрова Э.М., Закревская Е.Ю. (2022) Строение и история формирования разреза нижнего мела–эоцена в центральной ча-

сти Симферопольского поднятия. *Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки*, **164**(2), 297-313. https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. (1998) Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **6**(3), 3-16.

Жемчугова В.А. (2014) Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО “ЕАГЕ Геомодель”, 232 с.

Керимов В.Ю., Яндарбиев Н.Ш., Мустаев Р.Н., Кудряшов А.А. (2021) Углеводородные системы Крымско-Кавказского сегмента Альпийской складчатой системы. *Георесурсы*, **23**(4), 21-33. https://doi.org/10.18599/grs.2021.4.3

Котельников Д.Д., Найдин Д.П. (1999) Глинистые минералы пограничных отложений сеноман/турон Крыма и маастрихт/даний Мангышлака. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 38-45.

Кузнецов В.Г. (2003) Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 262 с.

Кузьмичева Т.А. (2000) Пограничные отложения сеномана и турона в разрезе горы Белой (Юго-Западный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (1), 70-73.

Латыпова М.Р., Копаевич Л.Ф., Калмыков А.Г., Никишин А.М., Бордунов С.И. (2019) Новые данные об океаническом бескислородном событии (OAE2) на границе сеномана и турона в разрезе р. Биюк-Карасу (Центральный Крым). *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (3), 21-27.

Лебединский В.И., Кириченко Л.Н., Ладан А.Н. (1974) Новые данные о бентонитовых глинах Горного Крыма. *Докл. АН СССР*, **218**(6), 1442-1445.

Левитан М.А., Алексеев А.С., Бадулина Н.В., Гирин Ю.П., Копаевич Л.Ф., Кубракова И.В., Тютюнник О.А., Чудецкий М.Ю. (2010) Геохимия пограничных сеноман-туронских отложений Горного Крыма и Северо-Западного Кавказа. *Геохимия*, (6), 570-591.

Лыгина Е.А., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Шалимов И.В., Яковишина Е.В. (2010) Нижне-среднеэоценовые отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 11-22.

Милановский Е.Е. (1996) Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: МГУ, 448 с.

Найдин Д.П. (1993) Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежа сеноман/турон и маастрихт/даний. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **68**(3), 33-53.

Найдин Д.П. (2004) Пара известняк–мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 11-25.

Никитин М.Ю., Болотов С.Н. (2006) Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй учебной геологической практике. Ч. I. М.: МГУ, 135 с.

Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В. (2009) Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, **84**(2), 83-93.

Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. (2007) Обстановки морфолитогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 455 с.

Романовский С.И. (1985) Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 263 с.

Фролов В.Т. (1984) Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 222 с.

Цейслер В.М. (2009) Основы фациального анализа. М.: КДУ, 147 с.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Туров А.В., Комаров В.Н. (1999) О местных стратиграфических подразделениях в восточной части Бахчисарайского района Крыма. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (6), 8-18.

Шишлов С.Б., Дубкова К.А., Аркадьев В.В., Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М., Триколиди Ф.А., Закревская Е.Ю. (2020) Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым). СПб.: ЛЕМА, 271 с.

Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Ryabov I.P., Tesakova E.M., Vishnevskaya V.S., Ustinova M.A. (2024) Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Pt 2. Upper Cretaceous and Conclusions. *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(6), 733-777. https://doi.org/10.1134/S0869593824700217

Burchette T.P., Wright V.P. (1992) Carbonate ramp deposition systems. *Sediment. Geol.*, **79**(1-4), 3-57. https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A

Einsele G. (1982) Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. *Cyclic and Event Stratification*. (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin; Heidelberg, Springer, 8-53. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_2

Flügel E. (2010) Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 633 p.

Hallam A. (1981) Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford; San Francisco: Freeman, 291 p.

Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **49**(4), 445-459. https://doi.org/10.1306/A6633632-16C0-11D7-8645000102C1865D

Posamentier H.W., Allen G.P. (1999) Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 204 p. https://doi.org/10.2110/csp.99.07

Sedimentary Environments and Facies. (1986) 2nd ed. (Ed. by H.G. Reading). Oxford; London; Edinburgh; Boston: Blackwell Scientific Publications, 615 p.

Selley R.C. (1985) Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. L.: Chapman and Hall, 317 p.

Walther J. (1894) Lithogenesis der Gegenwart. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft.* Jena, G. Fischer, 535-1055.

Wilson J.L. (1975) Carbonate Facies in Geologic History. Berlin; Heidelberg; N. Y., Springer, 471 p.

REFERENCES

Alekseev A.S. (1989) Upper Cretaceous. *Geological Structure of the Kacha Uplift of the Crimean Mountains. Pt 1.* (Ed. by A.O. Mazarovich, V.S. Mileev). Moscow, MGU, 123-157. (In Russ.)

Alekseev A.S., Naidin D.P. (1970) Ordered bedding of belemnite rosters in Cenomanian sediments of the south-

western part of the Mountain Crimea. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (9), 47-51. (In Russ.)

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Baraboshkin E.Yu., Gabdullin R.R., Olferiev A.G., Yakovishina E.V. (2005a) Paleogeography of the south of the East European Platform and its folded frame in the Late Cretaceous. Article 1. Introduction and stratigraphic basis. *Byull. MOIP. Otd. geol*., **80**(2), 80-92. (In Russ.)

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Baraboshkin E.Yu., Gabdullin R.R., Olferiev A.G., Yakovishina E.V. (2005б) Paleogeography of the South of the East European Platform and its folded frame in the Late Cretaceous. Article 2. Paleogeographic setting. *Byull. MOIP. Otd. geol*., **80**(4), 30-44. (In Russ.)

Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Nikishin A.M., Kuzmicheva T.A., Ovechkina M.N. (2007) Cenomanian-Turonian boundary deposits of southwestern Crimea. Paper 1. Stratigraphy. *Byull. MOIP. Otd. geol*., **82**(3), 3-29. (In Russ.)

Alekseev V.P. (2003) Lithologic-facial analysis. Study guide. Ekaterinburg, UGGGA, 147 p. (In Russ.)

Astakhova T.V., Gorak S.V., Kraeva E.Ya., Kulichenko V.G., Permyakov V.V., Plotnikova L.F., Semenenko V.N., Berchenko O.I., Blagodarov M.I., Bogayets A.T., Bondarenko V.G., Borisenko L.S., Vanina M.V., Vdovenko M.V., Voronova M.A., Gorbach L.P., Grigoriev A.V., Gurevich K.Yu., Dulub V.G., Isagulova E.Z., Korbut E.B., Kotlyar O.E., Konenkova I.D., Makarenko D.E., Menkes M.A., Nerodenko V.M., Novik N.N., Nyaga V.I., Plakhotniy L.G., Pyatkova D.M., Romanov L.F., Savron E.B., Slyusar B.S., Sulimov I.N., Teslenko Yu.V., Fedorov P.V., Tsegelnyuk P.D., Yanovskaya G.G. (1984) Geology of the shelf of the Ukrainian SSR. Stratigraphy (shelf and coasts of the Black Sea). Kiev, Nauk. Dumka Publ., 184 p. (In Russ.)

Badulina N.V. (2007) Structure of Cenomanian-Turonian Boundary Beds in the Section of Mount Sel'bykhra, Southwestern Crimea. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (5), 26-31. (In Russ.)

Badulina N.V., Kopaevich L.F. (2007) Cenomanian–Turonian boundary sediments in the Aksu-Dere section (Southwestern Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol*., (1), 22-28. (In Russ.)

Badulina N.V., Gabdullin R.R., Kopaevich L.F. (2009) A paleogeographic model of a Cenomanian-Turonian anoxic event in Central and East Black Sea Regions. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol*., (6), 10-17. (In Russ.)

Baraboshkin E.Yu., Zibrov I.A. (2012) Characteristics of the middle Cenomanian rhythmic sequence from Mount Selbukhra in Southwest Crimea. *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol*., (3), 35-42. (In Russ.)

Baraboshkin E.Yu., Arkadyev V.V., Kopaevich L.F. (2016) Reference sections of the Cretaceous System of the Mountain Crimea. Guidebook of the Field Excursions of the 8th All-Russian meeting, 26 September – 3 October 2016. Simferopol, ChernomorPress Publ., 90 p. (In Russ.)

Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Aleksandrova G.N., Akinin V.V., Ryabov I.P., Ustinova M.A., Rtischev N.A., Vishnevskaya V.S. (2024) Reference section of Campanian Stage of southwestern Crimea: Problems of substage subdivision and global correlation. *Stratigr. Geol. Correl.*, **32**(2), 89-143 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **32**(2), 48-103). https://doi.org/10.1134/S0869593824020023

Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Aleksandrova G.N., Fomin V.A., Pokrovsky B.G., Grishchenko V.A., Manikin A.G., Naumov E.V. (2020) New sedimentological, magnetostratigraphic, and palynological data on the Campanian–Maastrichtian section of Beshkosh Mountain, South-Western Crimea. *Stratigr. Geol. Correl.,* **28**(8), 816-858 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **28**(6), 125-170). https://doi.org/10.1134/S0869593820060040

Baraboshkin E.Yu., Guzhikov A.Yu., Ryabov I.P., Tesakova E.M., Vishnevskaya V.S., Ustinova M.A. (2024) Developments in the Cretaceous Stratigraphy of Crimea. Pt 2. Upper Cretaceous and Conclusions. *Stratigr. Geol. Correl*., **32**(6), 733-777. https://doi.org/10.1134/S0869593824700217

Burchette T.P., Wright V.P. (1992) Carbonate ramp deposition systems. *Sediment. Geol*., **79**(1-4), 3-57. https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A

Dubkova K.A., Shishlov S.B., Cherepahina A.V. (2019) Section of the Paleocene-Eocene in the region of the Ak-Kaya Mountain (Central Crimea) and its geohistorical interpretation. *Vestn. S.-Peterb. un-ta. Nauki o Zemle*, **64**(1), 4-23. (In Russ.) https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.101

Dubkova K.A., Shishlov S.B., Bugrova E.M., Zakrevskaya E.Yu. (2022) Composition, structure and formation history of the Lower Cretaceous – Eocene section near the Mazanka village (Central Crimea). *Uch. zap. Kazan. un-ta. Ser. Estestv. nauki*, **164**(2), 297-313. (In Russ.) https://doi.org/10.26907/2542-064X.2022.2.297-317

Einsele G. (1982) Limestone-Marl Cycles (Periodites): Diagnosis, Significance, Causes – a Review. *Cyclic and Event Stratification*. (Ed. by G. Einsele, A. Seilacher). Berlin; Heidelberg, Springer, 8-53. https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_2

Flügel E. (2010) Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin, Springer, 633 p.

Frolov V.T. (1984) Genetic typization of marine sediments. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)

Gabdullin R.R. (2002) Rhythmicity of Upper Cretaceous deposits of the Russian Platform, Northwestern Caucasus and Southwestern Crimea (structure, classification, models of Formation). Moscow, MGU, 304 p. (In Russ.)

Gabdullin R.R., Badulina N.V., Repina O.P. (2004) Cyclic recurrence of middle Upper Cenomanian deposits in the Bodrak-Kacha interfluve (south-western Crimea). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (5), 7-14. (In Russ.)

Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Shchepetova E.V., Golovanova O.V., Pokrovsky B.G. (2022) Late Cenomanian Paleoecological Event OAE 2 in the Sections of the Northern Peri-Tethys (Crimea, Eastern Caucasus): Sediment Structure and Dynamics of Their Accumulation. *Lithol. Miner. Res*., **57**(6), 473-493. (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 408-418). https://doi.org/10.1134/S0024490222060037

Geologic map and sections of Mountain, Foothill Crimea. (2018) Scale 1 : 200 000. 2nd ed. (Comp. V.V. Yudin). St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)

Guzhikov A.Yu., Baraboshkin E.Yu., Aleksandrova G.N., Ryabova I.P., Ustinova M.A., Kopaevich L.F., Mirantsev G.V., Kuznetsov A.B., Fokin P.A., Kosorukov V.L. (2021) New bio-, chemo- and magnetostratigraphy of the

Santonian–Campanian boundary in the Kudrino and Aksu-Dere sections (SW Crimea): problems of global correlation and selection of the lower boundary stratotype of the Campanian. 1. Geological framework, sedimentology, biostratigraphy. *Stratigr. Geol. Correl*., **29**(4), 450-494. (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **29**(4), 71-117). https://doi.org/10.1134/S086959382104002X

Hallam A. (1981) Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford; San Francisco, Freeman, 291 p.

Irwin M.L. (1965) General theory of epeiric clear water sedimentation. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol*., **49**(4), 445-459. https://doi.org/10.1306/A6633632-16C0-11D7-8645000102C1865D

Kerimov V.Yu., Yandarbiev N.Sh., Mustaev R.N., Kudryashov A.A. (2021) Hydrocarbon systems of the crimean-caucasian segment of the alpine folded system. *Georesursy*, **23**(4), 21-33. (In Russ.)

Kotelnikov D.D., Naidin D.P. (1999) Clay minerals from the Cenomanian-Turonian boundary deposits in Crimea and the Maastricht-Danian deposits in Mangyshlak. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 38-45. (In Russ.)

Kuzmicheva T.A. (2000) Boundary deposits of the Cenomanian and Turonian in the section of Belaya Mountain (South-Western Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (1), 70-73. (In Russ.)

Kuznetsov V.G. (2003) Evolution of carbonate accumulation in the Earth's history. Moscow, GEOS Publ., 262 p. (In Russ.)

Latypova M.R., Kopaevich L.F., Kalmykov A.G., Nikishin A.M., Bordunov S.I. (2019) New data on the oceanic anoxic event (OAE2) at the Cenomanian-Turonian boundary in the section of the Biyuk-Karasu River (Central Crimea). *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol*., (3), 21-27. (In Russ.)

Levitan M.A., Alekseev A.S., Badulina N.V., Girin Yu.P., Kopaevich L.F., Kubrakova I.V., Tyutyunnik O.A., Chudetsky M.Yu. (2010) Geochemistry of boundary Cenomanian-Turonian sediments of the Mountain Crimea and North-West Caucasus. *Geokhimiya*, (6), 570-591. (In Russ.)

Milanovsky E.E. (1996) Geology of Russia and neighboring countries (Northern Eurasia). Moscow, MGU, 448 p.

Naydin D.P. (1993) Late Cretaceous events in the east of the European paleobiogeographic area. Article 2: Events of the Cenomanian/Turonian and Maastrichtian/Danish boundary. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **68**(3), 33-53. (In Russ.)

Nikishin A.M., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Y., Bolotov S.N., Kopaevich L.F., Gabdullin R.R., Badulina N.V. (2009) Geologic history of the Bakhchisaray region of the Mountain Crimea in the Cretaceous period. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, **84**(2), 83-93. (In Russ.)

Nikitin M.Yu., Bolotov S.N. (2006) Geological structure of the Crimean training ground of MSU. Album of drawings on the second educational geological practice. Pt I. Manual. Moscow, MGU, 135 p. (In Russ.)

Pavlidis Y.A., Nikiforov S.L. (2007) Conditions of morpholithogenesis in the coastal zone of the World Ocean. Moscow, Nauka Publ., 455 p. (In Russ.)

Posamentier H.W., Allen G.P. (1999) Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa, SEPM (Society for Sedimentary Geology), 204 p. https://doi.org/10.2110/csp.99.07

Sedimentary Environments and Facies. (1986) 2nd ed. (Ed. by H.G. Reading). Oxford; London; Edinburgh; Boston, Blackwell Scientific Publications, 615 p.

Selley R.C. (1985) Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. L., Chapman and Hall, 317 p.

Shishlov S.B., Dubkova K.A., Arkadiev V.V., Bugrova I.Yu., Tricolidi F.A., Zakrevskaya E.Yu. (2020) Cretaceous and Paleogene of the Bodrak River Basin (South-Western Crimea): training manual. St.Petersburg, LEMA Publ., 271 p. (In Russ.)

Walther J. (1894) Lithogenesis der Gegenwart. *Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft.* Jena, G. Fischer, 535-1055.

Wilson J.L. (1975) Carbonate Facies in Geologic History. Berlin; Heidelberg; N. Y., Springer, 471 p.

Zeisler V.M. (2009) Fundamentals of Facial Analysis. Moscow, KDU Publ., 147 p. (In Russ.)

Zharkov M.A., Murdmaa I.O., Filatova N.I. (1998) Paleogeography of the Coniacian-Maastrichtian Ages of the Late Cretaceous. *Stratigr. Geol. Correl*., **6**(3) 209-221 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **6**(3), 3-16).

Zhemchugova V.A. (2014) Reservoir sedimentology of carbonate sediments. Moscow, EAGE Geomodel Publ., 232 p. (In Russ.)

УДК 550.4:552.57/.58 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-931-945

Нефтематеринские породы межсолевого девонского комплекса Припятского прогиба, условия их образования, степень преобразованности и связь с процессами нефтегазообразования (Восточно-Европейская платформа)

Е. В. Бибикова

Республиканское унитарное предприятие "Научно-производственный центр по геологии", филиал "Институт геологии", 220084, Республика Беларусь, Минская область, г. Минск, ул. Купревича, 7, e-mail: hd_oil@geologiya.by

Поступила в редакцию 29.01.2025 г., принята к печати 15.04.2025 г.

Объект исследования. Нефтематеринские породы межсолевого девонского комплекса Червонослободско-Малодушинской тектонической ступени Северного района, тектонических ступеней Центрального и Южного районов Припятского прогиба. *Цель.* Локализация зон развития нефтематеринских пород, определение связи качества нефтематеринских пород и условий осадконакопления, определение степени преобразованности органического вещества нефтематеринских пород и окантуривание зон "нефтяного окна". *Методы и материал.* Битуминологический и пиролитический методы в комплексе с данными о литологическом составе породы. *Результаты*. Выделены нефтематеринские породы и определено качество и степень преобразованности органического вещества. Зоны локализации нефтематеринских пород, их стратиграфическая принадлежность, глубина погружения в зону "нефтяного окна" имеют свои особенности в Центральном, Южном и Северном районах Припятского прогиба. *Выводы.* Смена условий осадконакопления приводит к изменению геохимических показателей качества нефтематеринских пород. Нефтематеринские породы высокого и среднего качества формируются в условиях карбонатно-глинистого накопления осадка при палеоглубинах более 200 м. Зоны генерации углеводородов приурочены к зонам подножий тектонических ступеней.

Ключевые слова: *Припятский прогиб, девонские отложения, органическое вещество, нефтематеринские породы, зона генерации, пиролитический метод*

Oil source rocks of the intersalt Devonian complex of the Pripyat trough, conditions of their formation, degree of transformation and connection with oil and gas formation processes (East European platform)

Alena V. Bibikava

Republican Unitary Enterprise "Research and Production Center for Geology", branch "Institute of Geology", 7 Kuprevicha st., Minsk, Minsk region, Republic of Belarus 220084, e-mail: hd_oil@geologiya.by

Received 29.01.2025, accepted 15.04.2025

Research subject. Oil-source rocks of the inter-salt Devonian complex of the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya tectonic stage of the Northern area, tectonic stages of the Central and Southern areas of the Pripyat trough. *Aim*. Localization of the oil-source rocks zones, determination the relationship between the quality of oil-source rocks and sedimentation conditions, determination the degree of organic matter transformation in oil-source rocks and the edging of the "oil window" zones. *Methods and material.* Bituminological and pyrolytic methods in combination with data on the lithological rock composition. *Results*. Oil-bearing rocks have been identified and the quality and degree of transformation of organic matter have been determined. Oil-source rocks localization, their stratigraphic affiliation, and the immersion depth into the "oil window" have their own features in the Central, Southern, and Northern areas of the Pripyat trough. *Conclusion*. Sedimentation conditions influence geochemical quality indicators of oil-source rocks. Oil-source rocks of high and medium quality are formed under conditions of carbonate-clay sediment accumulation at paleo-depthes of more than 200 m. The hydrocarbon generation zones are confined to the foothills of the tectonic stages.

Keywords: *Pripyat Trough, Devonian deposits, organic matter, oil-source rocks, generation zone, pyrolytic method*

Для цитирования: Бибикова Е.В. (2025) Нефтематеринские породы межсолевого девонского комплекса Припятского прогиба, условия их образования, степень преобразованности и связь с процессами нефтегазообразования (Восточно-Европейская платформа). *Литосфера*, **25**(4), 931-945. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-931-945. EDN: SHYUUA

For citation: Bibikava A.V. (2025) Oil source rocks of the intersalt Devonian complex of the Pripyat trough, conditions of their formation, degree of transformation and connection with oil and gas formation processes (East European platform). *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 931-945. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-931-945. EDN: SHYUUA

© Е.В. Бибикова, 2025

ВВЕДЕНИЕ

Проблема идентификации нефтематеринских пород, определения их вещественного состава и свойств является актуальной в связи с тем, что нефтематеринские породы, согласно органической теории происхождения нефти, принимают непосредственное участие в процессах нефтегазообразования (Тиссо, 1981; Баженова и др., 2000). История представлений о процессах накопления, захоронения, преобразования органического вещества (ОВ) и образования нефти на территории Припятского нефтегазоносного бассейна связана с работой многих выдающихся исследователей, таких как А.И. Кононов (1976), В.А. Лапуть (1983), Л.Ф. Гармашева (1973), Е.Ф. Никуленко (1977). Ими проведено геохимическое районирование Припятского прогиба по степени перспективности на нефть и газ, доказана генетическая связь нефтей и битумоидов межсолевого и подсолевого комплексов Припятского прогиба, выделены зоны нефтегазообразования и нефтенакопления в Припятском прогибе. В последние годы проведено районирование подсолевого и межсолевого комплексов Припятского нефтегазоносного бассейна по условиям нефтеобразования с выделением очагов нефтегазообразования (Бескопыльный и др., 2013). Однако оставались невыясненными вопросы, касающиеся генерационного потенциала нефтематеринских пород и степени преобразованности в них ОВ. Применение пиролитического метода позволило изучить качество и степень преобразованности нефтематеринских отложений и их связь с процессами генерации углеводородов на стадии катагенеза. Анализ нефтематеринских пород пиролитическим методом в Республике Беларусь начат в 90-х гг. прошлого века. Исследования проводились на пиролитической установке на базе масс-спектрометра MX7304AM (Украина). Исследования осуществлялись по методике Rock-Eval 6 в модификации В.Г. Клименко в лаборатории отдела геологии и геохимии нефти и газа филиала “Институт геологии” Государственного предприятия “НПЦ по геологии” (аналитики В.Г. Клименко, М.С. Шарик), определения органического углерода ($C_{орг}$, мас. %) получены методом Тюрина. В работе также использованы результаты отражательной способности витринита (данные И.А. Слободянюка, Л.Ф. Ажгиревич) из базы данных предприятия.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Работы по исследованию межсолевого комплекса Северного, Центрального и Южного районов Припятского прогиба в целях выявления нефтематеринских пород начаты в 2008 г. При участии автора исследовано более 600 образцов горных пород из 45 скважин. Межсолевые отложения Припятского прогиба характеризуются разнофациальным составом: на севере – преимущественно карбонатные породы, в центре – карбонатно-глинистые, на юго-западе – терригенно-карбонатные, на юге – карбонатно-терригенные (Лапуть, 1983, Пушкин и др., 1995) (рис. 1, 2). Пробы отбирались из каждого горизонта через 1–5 м.

Интерпретация геохимических данных, характеризующих ОВ пород межсолевых отложений, проведена с учетом формационного анализа Припятского бассейна (Бескопыльный и др., 2013) и литолого-фациального районирования межсолевых отложений (Обровец, Яшин, 2013). Использована структурная основа поверхности нижнефаменских отложений и карта районирования межсолевой нефтегазоматеринской толщи Припятского нефтегазоносного бассейна по условиям генерации углеводородов (УВ) (Никуленко, 2003; Бескопыльный и др., 2012, 2013).

Основными критериями выделения и оценки нефтематеринских пород являются: количество ОВ, содержание пиролитических УВ, выраженное параметром S_2 (мг/г), индекс водорода (HI). Для определения степени зрелости ОВ использован пиролитический параметр T_{max} (°C). В процессе анализа распределения пиролитических параметров в межсолевых отложениях Припятского прогиба обнаружена связь битуминологического параметра $C_{орг}$ и пиролитических параметров S_2 и HI. Данные параметры объединены в группы, а нефтематеринские породы классифицированы по качеству органического вещества (Бибикова, 2021).

Для межсолевых отложений района исследований выделены следующие типы нефтематеринских пород:

1) низкого качества при пониженных значениях $C_{орг}$ (до 0.8%), S_2 (до 2 мг/г), HI (варьируется, но чаще ниже 300, преобладает ОВ III типа);

2) среднего качества при умеренных значениях параметров $C_{орг}$ (0.8–1.6%), S_2 (2–6 мг/г), HI (варьируется, но чаще от 300 и выше, преобладает ОВ смешанного типа);

3) высокого качества при повышенных значениях параметров $C_{орг}$ (выше 1.6%), S_2 (выше 6 мг/г), HI (варьируется, но чаще от 300 и выше, преобладает ОВ I типа).

Построены литолого-геохимические разрезы и схемы корреляции скважин с выделением нефтематеринских пород и определением их качества по данным пиролитических исследований, карты распространения нефтематеринских пород с выделенными участками погружения их в “зону нефтяного окна”.

При построении карт использованы средние по скважинные значения параметров $C_{орг}$, S_2, HI и T_{max}. В связи с неполным отбором керна в поисковых скважинах определялись среднестатистические содержания геохимических параметров по горизон-

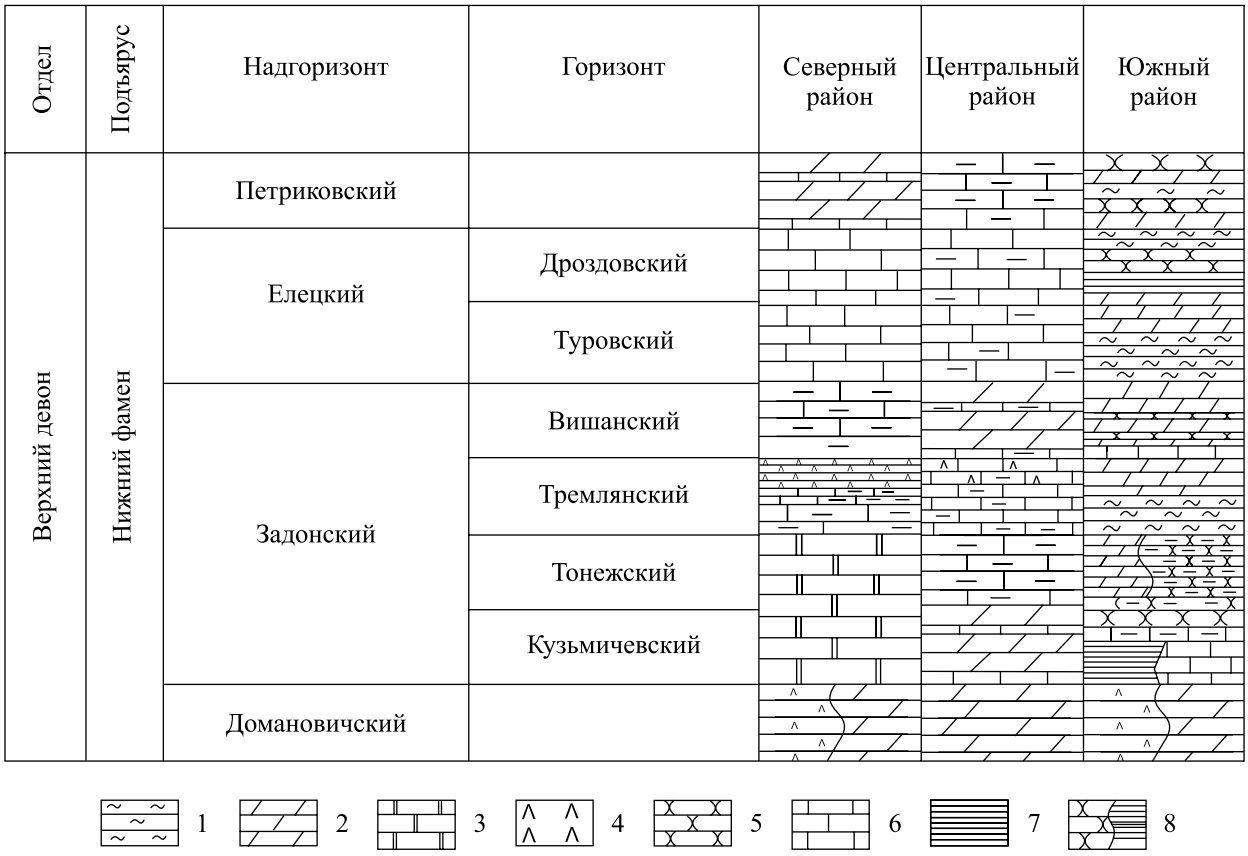


Рис. 1. Сводная литолого-стратиграфическая колонка для района исследования.

1 – алевролиты, 2 – мергель, 3 – доломиты, 4 – ангидрит, 5 – песчаники, 6 – известняки, 7 – аргиллит, 8 – переслаивание пород.

Fig. 1. Summary lithological and stratigraphic column for the study area.

1 – siltstones, 2 – marl, 3 – dolomites, 4 – anhydrite, 5 – sandstones, 6 – limestones, 7 – mudstone, 8 – interbedding of rocks.

там и по межсолевой толще в целом по Северному, Центральному и Южному районам (табл. 1).

В Центральном районе для анализа степени преобразованности ОВ использованы данные Л.Ф. Ажгиревич по отражательной способности витринита Ra, пересчитанные на R_0 согласно ГОСТу 21489-76, и показатели температур максимального выхода УВ T_{max} (°С), пересчитанные на R_0 согласно формуле D.M. Jarvie для Barnett Shale (Матиасик, Лесьняк, 2012).

Пиролитический метод стал основным методом для определения степени преобразованности ОВ нефтематринских пород, так как основными источниками УВ, по мнению автора, являются нефтематеринские породы среднего и высокого качества, которые преимущественно содержат ОВ II типа согласно классификации Б. Тиссо (Тиссо, Вельте, 1981). Автор склоняется к мнению авторов, которые считают, что скорость преобразования ОВ I, II и III типов различна (Тиссо, Эспиталье, 1975; Тиссо, 1981; Фейзуллаев, Аббасова, 2013), поэтому расчеты глубины локализации “зоны нефтяного окна” проводились для ОВ II и I типа. Степень преобразованности ОВ III типа при определении пиролитическим методом может давать погрешности, поэтому рекомендуется метод отражательной способности витринита. Отсутствие точных данных по T_{max} для ОВ III типа объясняется техническими моментами, так как T_{max} определялся как максимум пика выхода ароматических УВ. Однако выход УВ для ОВ III типа является постепенным, без ярко выраженного пика, что приводит к искажениям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изучены нефтематеринские породы межсолевого комплекса Червонослободско-Малодушинской ступени Северного района, а также Центрального и Южного районов Припятского прогиба.

Формирование нефтематеринских пород среднего и высокого качества в пределах западной ча-

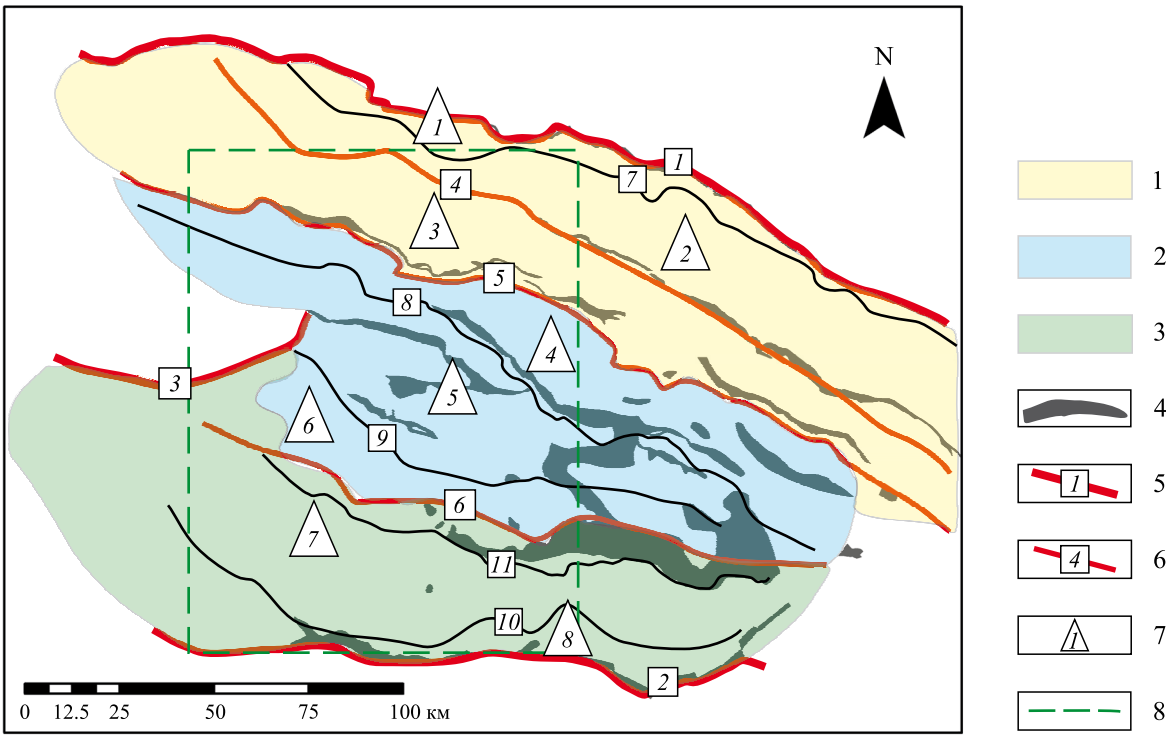


Рис. 2. Обзорная карта-схема распространения межсолевых отложений Припятского прогиба.

1–4 – районы: 1 – Северный, 2 – Центральный, 3 – Южный, 4 – зона отсутствия межсолевых отложений; 5 – прогибообразующие разломы: *1* – Северо-Припятский, *2* – Южно-Припятский, *3* – Микашевичско-Житковичский; 6 – разломы второго порядка: *4* – Речицко-Вишанский, *5* – Червонослободско-Малодушинский, *6* – Буйновичско-Наровлянский, *7* – Глусско-Щербовский, *8* – Азерецко-Хобнинский, *9* – Шестовичско-Гостовский, *10* – Симоновичско-Аравичский, *11* – Великопольско-Стреличевский; 7 – структурные формы второго порядка: *1* – Северо-Припятский сбросо-блоковый уступ, *2* – Речицко-Вишанская тектоническая ступень, *3* – Червонослободско-Малодушинская ступень, *4* – Азерецко-Хобнинская тектоническая ступень, *5* – Приосевая троговидная депрессия, *6* – Шестовичско-Гостовская тектоническая ступень, *7* – Буйновичско-Наровлянская тектоническая ступень, *8* – Южно-Припятский сбросо-блоковый уступ; 8 – район исследований.

Fig. 2. Overview map-diagram of the distribution of inter-salt deposits of the Pripyat trough.

1–4 – Regions: 1 – The Northern, 2 – The Central, 3 – The Southern, 4 – the zone of absence of inter–salt deposits; 5 – deflection-forming faults: *1* – Severo-Pripyatsky, *2* – Yuzhno-Pripyatsky, *3* – Mikashevichsko-Zhitkovichsky; 6 – second–order faults: *4* – Rechitsko-Vishansky, *5* – Chervonoslobodsko-Malodushinsky, *6* – Buinovichsko-Narovlyansky, *7* – Glussko-Shcherbovsky, *8* – Azeretsko-Khobninsky, *9* – Shestovichsko-Gostovsky, *10* – Simonovichsko-Aravichsky, *11* – Velikopolsko-Strelichevsky; 7 – structural forms of the second order: *1* – North Pripyat discharge-block ledge, *2* – Rechitsko-Vishanskaya tectonic stage, *3* – Chervonoslobodsko-Malodushinskaya stage, *4* – Azeretsko-Khobninskaya tectonic stage, *5* – Axial trog-like depression, *6* – Shestovichi-Gostovskaya tectonic stage, *7* – Buinovichi-Narovlyanskaya tectonic stage, *8* – Yuzhno-Pripyat discharge-block ledge; 8 – research area.

сти Червонослободско-Малодушинской ступени Северного района происходило начиная с тремлянского времени и завершилось в петриковское время. Зона распространения нефтематеринских пород среднего и высокого качества приурочена к территории подножья и террасы данной тектонической ступени (см. рис. 2). В зоне подножья Червонослободско-Малодушинской тектонической ступени нефтегазоматеринские отложения характеризуются относительно невысокими средними по-скважинными значениями параметров $C_{орг}$, S_2, HI и не превышают 0.8%, 2.25 мг/г, 313 ед. соответственно (рис. 3). Преобладающим типом ОВ на Ново-Кореневской, Кореневской, Людвиновской площадях является смешанный тип ОВ (рис. 4) (Бибикова, 2024б), преобладание континентального типа ОВ зафиксировано на Любанской, Северо-Калиновской и частично Восточно-Дроздовской и площадях в крайней западной части Червонослободско-Малодушинской ступени в зоне отмелей Припятского палеобассейна с глубинами менее 150 м (Познякевич, 1997). В районе исследования Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала выявлено три литолого-фациальные зоны (ЛФЗ) (Обровец, Яшин, 2013). Нефтематеринские породы низкого качества приурочены к мелководной известняковой органогенной с биоритмитными оолитовыми образованиями ЛФЗ-IV,

Таблица 1. Усредненные поскважинные геохимические данные, характеризующие нефтематеринские отложения Южного, Центрального районов и Червонослободско-Малодушинской ступени Северного района Припятского прогиба

Table 1. Average downhole geochemical data characterizing the oil-producing deposits of the Southern, Central regions and the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya stage of the Northern region of the Pripyat trough

Площадь	№ скв.	Кровля интервала отбора образца, м	Подошва интервала отбора образца, м	$C_{орг\ ср}$	ХБ, %	ß, %	S_2, мг/г	HI	T_{max}, °C
			Юг						
В.-Выступовичская	3	2141.0	2877.0	1.02	0.270	26.26	2.49	156	414
Гребеневская	1	3972.0	4431.0	1.06	0.210	10.0	4.10	229	415
Ельская	26	2124.5	2579.5	2.00	0.702	19.61	5.67	211	416
Ельская	38	3475.1	4249.8	1.44	0.149	16.71	5.55	259	428
З.-Софиевская	3	2460.0	2599.0	3.13	0.385	9.12	15.45	406	424
Липлянская	1	1971.0	2349.0	1.28	–	–	2.68	169	415
Николаевская	1	2674.7	3043.0	3.39	0.209	6.45	5.02	289	429
	4	2524.3	2857.4	2.00	0.612	20.24	7.20	286	413
Ново-Ельская	42	2098.0	2456.5	2.84	–	–	14.27	401	424
Ю.-Валавская	35	3816.0	4236.0	1.10	0.343	9.67	3.12	190	409
			Центр						
З.-Бобровичская	4	2281.8	2617.8	1.50	–	–	5.09	321	422
З.-Каменская	1	3059.3	3334.5	2.56	–	–	7.62	390	425
Комаровичская	3	2869.5	3081.6	2.71	–	–	22.62	499	425
	4	2851.0	3101.0	3.71	–	–	13.49	308	424
Копаткевичская	12	1853.6	2121.3	1.56	–	–	4.74	158	423
Найдовская	2	1828.2	2364.8	0.57	–	–	2.06	423	430
Савичская	10	2582.0	2782.8	3.07	–	–	6.88	302	424
	12	2333.5	2625.1	2.09	0.021	0.78	17.82	402	423
С.-Каменская	9	3658.0	3750.0	5.1			25.94	395	426
С.-Комаровичская	7	2887.8	3224.0	1.24	–	–	7.02	347	427
			Север						
Людвиновская	1	3719.0	3762.5	0.29	–	–	2.08	313	434
Баровская	1	2492.0	2762.0	1.41	–	–	1.41	100	427
В.-Дроздовская	9	2821.7	2979.8	0.63	–	–	1.20	158	430
Высокоборская	1	3663.4	4034.4	0.56	–	–	2.25	181	427
З.-Домановичская	43	2322.9	2494.3	1.87	–	–	12.65	396	423
Калиновская	3	2473.3	3031.0	0.36	–	–	0.37	79	432
Любанская	1	2245.5	2723.7	0.24	–	–	0.21	84	436
Людвиновская	1	3719.0	3762.5	0.34	–	–	2.08	313	434
	2	3732.5	3732.5		–	–	11.89	–	425
Ново-Дроздовская	13	3288.7	3324.9	0.47	–	–	0.53	107	422
Ново-Кореневская	4	2872.5	3043.8	0.83	–	–	4.31	284	425
Притокская	12	2906.1	3124.2	2.85	–	–	11.46	342	425
	13	2624.0	2933.5	1.84	–	–	7.80	378	425
Семеновичская	1	2252.0	2458.0		–	–	23.26	–	428
С.-Калиновская	1	2414.4	2945.0	0.40	–	–	1.45	173	436
С.-Комаровичская	7	2895.6	3223.1	1.33	–	–	7.02	347	427
Сосновская	22	3935.8	4215.2	0.61	–	–	1.26	142	436
С.-Чистолужская	8	2099.4	2244.0		–	–	20.94	–	426
Холопиничская	1	2216.0	2445.0	0.28	–	–	0.30	104	437
Цидовская	1	3128.2	3489.6	3.53	–	–	16.33	412	423

Примечание. ХБ – содержание хлороформенного битумоида в породе по результатам горячей экстракции; ß – битумоидный коэффициент.

Note. ХБ is the content of chloroform bitumen in the rock according to the results of hot extraction; ß is the bitumen coefficient.

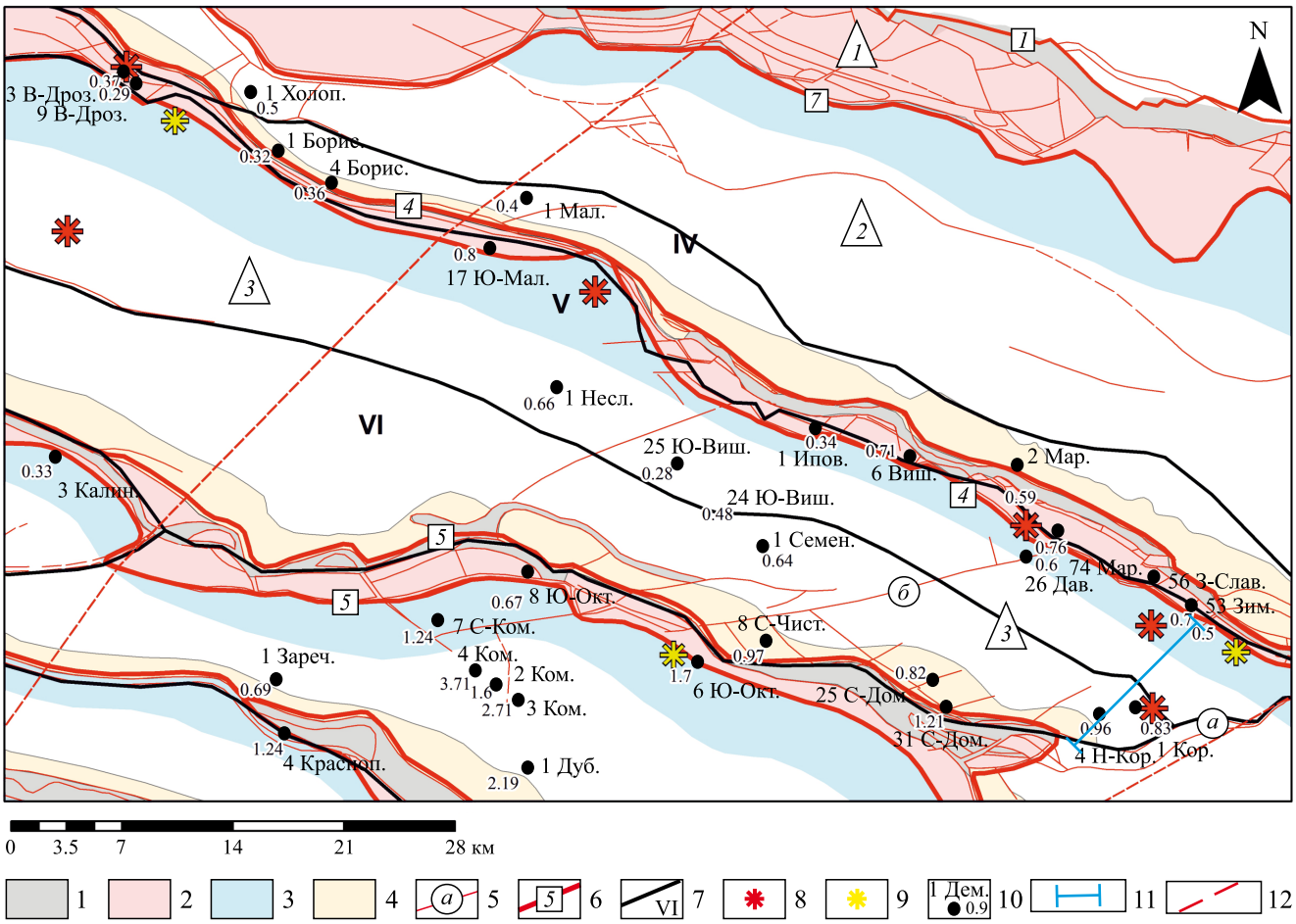


Рис. 3. Карта-схема распределения средних поскважинных значений $C_{орг}$ в межсолевых отложениях западной части Червонослободско-Малодушинской ступени.

1 – зона отсутствия межсолевых отложений; 2 – зона уступов тектонических ступеней; 3 – зона подножия тектонических ступеней; 4 – гребневая зона тектонических ступеней; 5 – локальные разрывные тектонические нарушения: *а* – Кореневский, *б* – Лесецкий; 6 – региональные разрывные тектонические нарушения (нумерацию см. на рис. 2); 7 – границы литолого-фациальных зон и их нумерация по данным (Обровец, Яшин, 2013); 8 – доказанный геохимическими методами очаг нефтегазообразования; 9 – вероятный очаг нефтегазообразования; 10 – скважина, ее номер, среднее поскважинное содержание $C_{орг}$ в межсолевых отложениях; 11 – линия сейсмогеологического профиля; 12 – субмеридиональные разломы древнего заложения.

Fig. 3. Map-scheme of average Corg borehole values distribution in the intersalt deposits of the western part of the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya stage.

1 – zone of no inter-salt deposits; 2 – zone of tectonic step ledges; 3 – zone of tectonic step foot; 4 – crest zone of tectonic steps; 5 – local tectonic folts: *а* – Korenevsky, *б* – Lesetskiy; 6 – regional tectonic folts (numbering see in Fig. 2); 7 – lithological-facial zone boundaries and their numbering according to (Obrovets, Yashin, 2013); 8 – geochemically proven oil and gas generation center; 9 – probable oil and gas generation center; 10 – well, its number, average well TOC content in inter-salt sediments; 11 – seismic-geological profile line; 12 – submeridional faults of ancient emplacement.

известняковой органогенной биоритмитной с себховыми фациями ЛФЗ-V, мелководной известняковой органогенной биоритмитной ЛФЗ-VI вплоть до Лесецкого разлома в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени, а высокого качества – частично к ЛФЗ-V и ЛФЗ-VI на территории между разломами Лесецкий и Кореневский.

Отложения подножья Червонослободско-Малодушинской тектонической ступени (Предборисовская депрессия) характеризуются максимальными показаниями параметра T_{max} (430–436°C), степень преобразованности ОВ нефтематеринских отложений с глубиной постепенно возрастает по направлению с запада на восток. На террасе и гребне Червонослободско-Малодушинской ступени показания параметра T_{max} понижаются до 423–428°C, что отвечает, согласно шкале Вассоевича, степени преобразованности ОВ градации $ПК_3$ (Вассоевич, 1986).

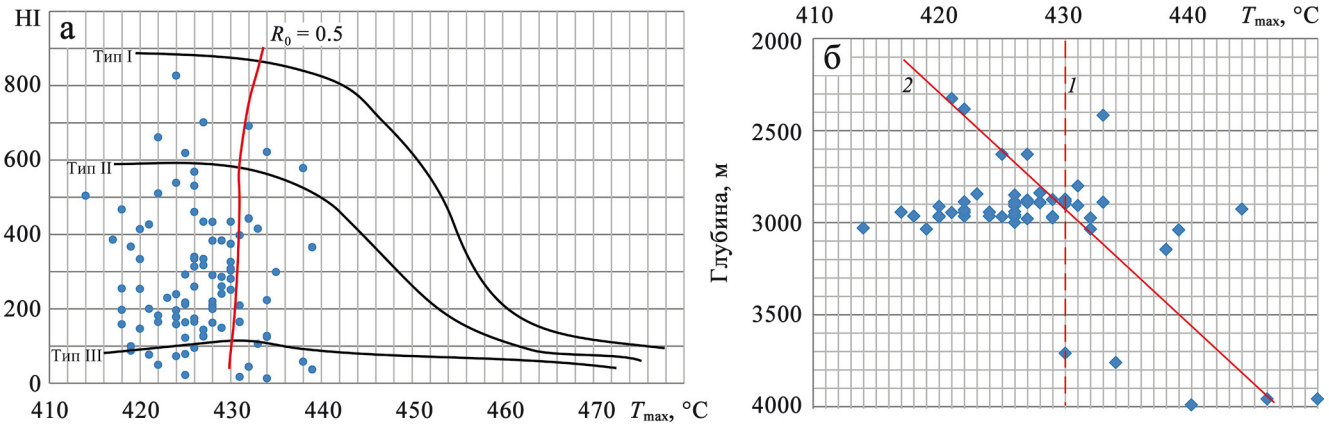


Рис. 4. Геохимическая характеристика нефтематеринских пород межсолевого комплекса Червонослободско-Малодушинской ступени.

а – зависимость HI от T_{max} (°C); б – изменение T_{max} (°C) от глубины для II и III типа ОВ при $C_{орг}$ > 0.8%, HI > 300: *1* – граница нефтяного окна, *2* – линия тренда.

Fig. 4. Geochemical characteristics of oil-source rocks of the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya step inter-salt complex.

a – dependence of the HI from T_{max} (°C); б – Change in the T_{max} (°C) from depth for II and III OM types with TOC > 0.8%, HI > 300: *1* – oil window boundary, *2* – trend line.

Для анализа зависимости значений параметра T_{max} от глубины взяты данные пиролиза для тремлянско-петриковских отложений, так как в западной части Червонослободско-Малодушинской ступени в кузьмичевско-тонежских отложениях не обнаружено нефтематеринских пород среднего и высокого качества, что связано с относительно мелководными условиями осадконакопления на данной территории. С учетом зависимости T_{max} от глубины (см. рис. 4б) принято, что верхней границей зоны нефтяного окна на территории Червонослободско-Малодушинской ступени является глубина 2900–3000 м (–2750…–2850 м). Комплекс данных, по мнению автора, свидетельствует о погружении межсолевых отложений подножия Червонослободско-Малодушинской ступени в зону “нефтяного окна”, в то время как ОВ нефтематеринских пород в отложениях гребневой зоны Червонослободско-Малодушинской ступени практически не преобразовалось.

Нефтематеринские породы сосредоточены в зоне подножия и на террасе Червонослободско-Малодушинской ступени. Зона генерации УВ приурочена к Предборисовской зоне опускания, выделена в пределах подножия Червонослободско-Малодушинской ступени.

На рис. 5 на профиле в межсолевых задонско-петриковских отложениях отмечены нефтематеринские породы тремлянского горизонта, которые, вероятно, генерировали УВ на главной стадии развития Припятского авлакогена. Согласно литолого-фациальному районированию (Обровец, Яшин, 2013), в кровле тремлянских отложений задонского надгоризонта зоны подножья и террасы Червонослободско-Малодушинской ступени отмечается развитие пласта ангидрита мощностью до 10 м, который мог играть роль флюидоупора в составе задонского резервуара. Нижняя пачка тремлянских отложений характеризуется как нефтематеринская высокого и среднего качества, также, по данным пиролитических исследований, в ней подтверждается наличие процессов нефтегазообразования. Исходя из сказанного, мы предположили, что нефтематеринские породы тремлянского возраста генерировали УВ, затем УВ мигрировали в породы-коллекторы в кровле тонежского горизонта, который подстилает тремлянские отложения. Процессы генерации, предположительно, происходили в главную фазу развития Припятского прогиба, в результате могла сформироваться залежь в тонежских отложениях на Ново-Кореневской площади.

Формирование нефтематеринских пород межсолевого комплекса в Центральном районе происходило постепенно начиная с задонского времени и завершилось в петриковское время. Содержание органического углерода в породах постепенно увеличивалось вверх по разрезу, одновременно увеличивалась площадь распространения нефтематеринских пород среднего и высокого качества (см. табл. 1). В Центральном ареале Припятского прогиба автором выявлены зоны, обогащенные ОВ в задонских и елецких отложениях.

Нефтегазоматеринские отложения с высокими поскважинными значениями параметров $C_{орг}$ и S_2 в

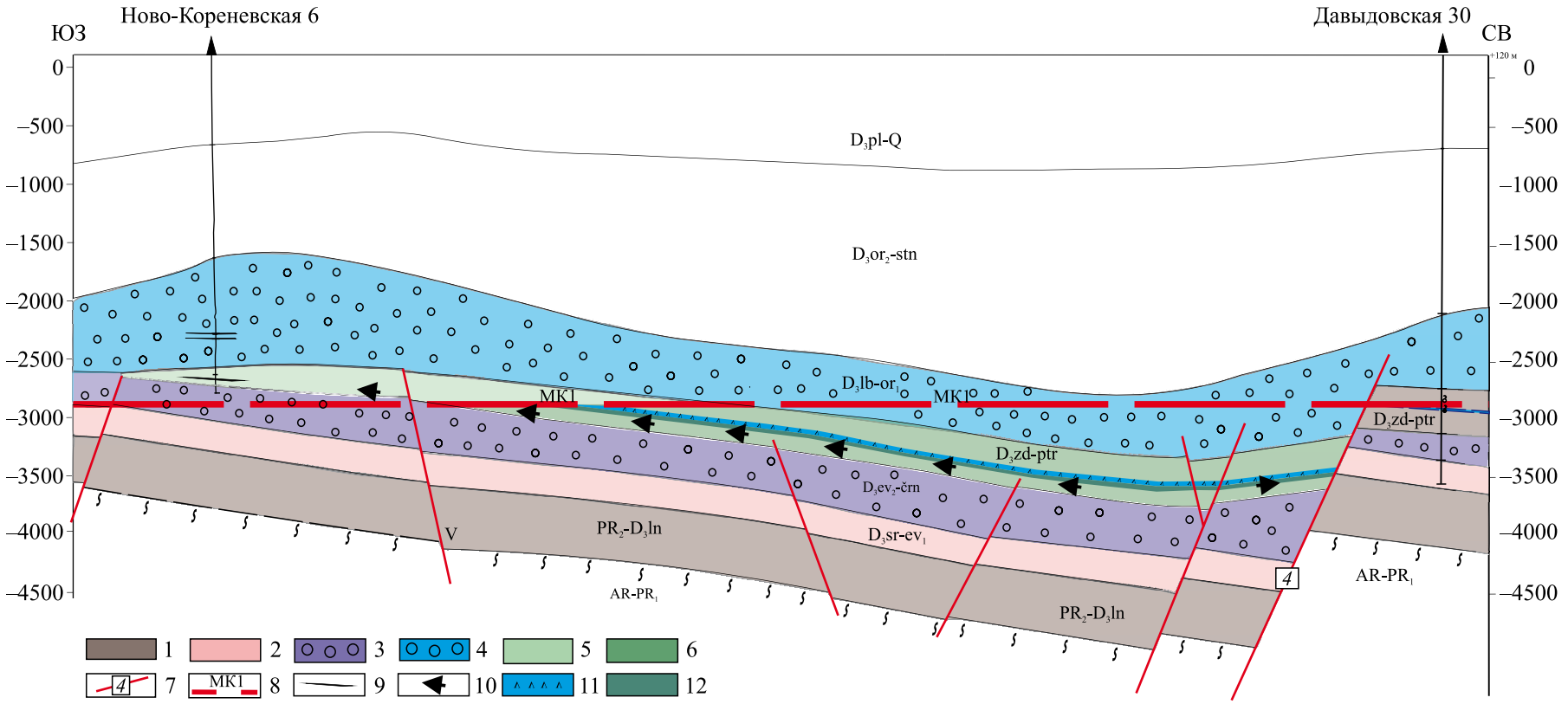


Рис. 5. Схематический профиль через зону подножья западной части Червонослободско-Малодушинской ступени с отображением нефтепроизводивших нефтематеринских пород в межсолевых отложениях и направления миграции УВ на момент их образования (Е.В. Бибикова, Т.В. Воскобойникова, О.В. Жуковская).

1 – подсолевые терригенные отложения; 2 – подсолевые карбонатные отложения; 3 – нижнесоленосные отложения; 4 – отложения галитовой субформации верхнесоленосных отложений; 5 – межсолевые отложения в зоне аккумуляции УВ; 6 – межсолевые отложения в зоне генерации УВ; 7 – разломы (их нумерацию см. на рис. 2); 8 – граница кровли зоны “нефтяного окна”; 9 – нефтяная залежь; 10 – направление миграции нефти; 11 – ангидритовая пачка в кровле тремлянского горизонта; 12 – нефтепроизводившие нефтематеринские породы.

Fig. 5. Schematic profile through the foothills of the western part of the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya stage with a display of oil-producing oil-source rocks in inter-salt deposits and the direction of hydrocarbon migration at the time of their formation (E.V. Bibikova, T.V. Voskoboinikova, O.V. Zhukovskaya).

1 – subsalt terrigenous deposits; 2 – subsalt carbonate deposits; 3 – lower salt-bearing deposits; 4 – deposits of the halite subformation of upper salt-bearing deposits; 5 – inter-salt deposits in the zone of hydrocarbon accumulation; 6 – inter-salt deposits in the zone of hydrocarbon generation; 7 – faults (their numbering is shown in Fig. 2); 8 – the upper boundary of the “oil window” zone; 9 – an oil deposit; 10 – the direction of oil migration; 11 – anhydrite pack in the upper part of the Tremlyansky horizon; 12 – oil-producing oil-source rocks.

межсолевых отложениях выявлены на Комаровичской (2.71–3.71%, 13.5–22.6 мг/г), Северо-Комаровичской (1.24%, 7.0 мг/г,), Савичской (1.54–3.07%, 6.8–17.8 мг/г) площадях на террасе Азерецко-Великоборской ступени, Копаткевичской площади (1.56%, 4.74 мг/г) в пределах Приосевого грабена Центрального района, Каменской (1.54–5.1%, 7.6–25.9 мг/г), Западно-Шестовичской (2.26–2.47%, 48.9 мг/г) площадях Шестовичско-Гостовской ступени (рис. 6) соответственно. На Северо-Каменской площади параметр S_2 равен 25.9 мг/г, на Западно-Каменском участке он уменьшается до 7.6 мг/г (Бибикова, 2024а). На территории Туровской депрессии и в западной части Копаткевичской площади сформировались нефтематеринские породы низкого качества. На Каменской, Комаровичской, Савич-

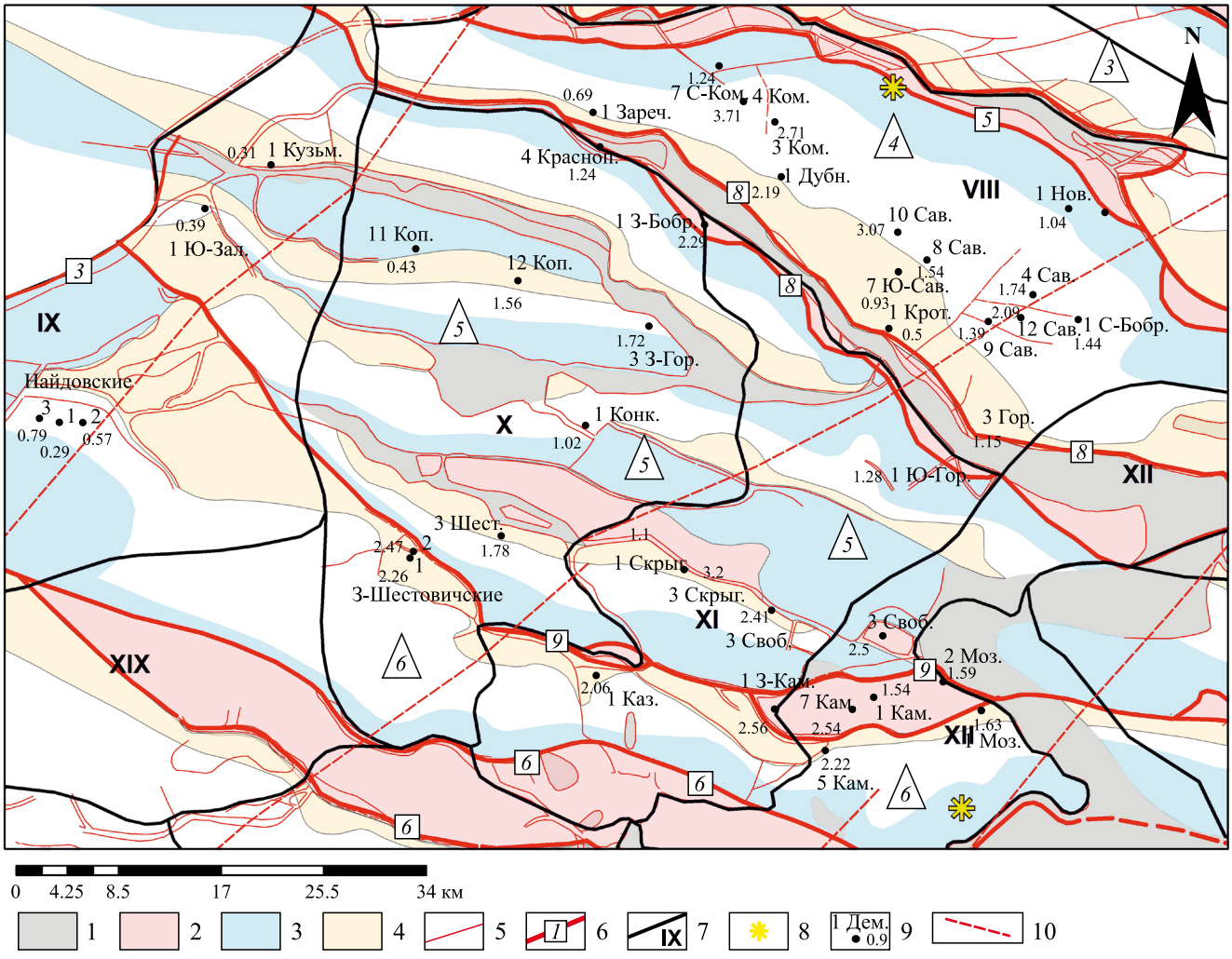


Рис. 6. Карта-схема распределения средних поскважинных значений $C_{орг}$ в межсолевых отложениях западной части Центрального ареала Припятского прогиба.

1 – зона отсутствия межсолевых отложений; 2 – зона уступов тектонических ступеней; 3 – зона подножия тектонических ступеней; 4 – гребневая зона тектонических ступеней; 5 – локальные разрывные тектонические нарушения: а – Кореневский, б – Лесецкий; 6 – региональные разрывные тектонические нарушения (нумерацию см. на рис. 2); 7 – границы литолого-фациальных зон и их нумерация по данным (Обровец, Яшин, 2013); 8 – вероятный очаг нефтегазообразования; 9 – скважина, ее номер, среднее поскважинное содержание $C_{орг}$ в межсолевых отложениях; 10 – субмеридиональные разломы древнего заложения.

Fig. 6. Map-scheme of average TOC borehole values distribution in the intersalt deposits of the western part of the Central area of the Pripyat trough.

1 – zone of no inter-salt deposits; 2 – zone of tectonic step ledges; 3 – zone of tectonic step foot; 4 – crest zone of tectonic steps; 5 – local tectonic folts: a – Korenevsky, б – Lesetskiy; 6 – regional tectonic folts (numbering see in Fig. 2); 7 – lithological-facial zone boundaries and their numbering according to (Obrovets, Yashin, 2013); 8 – probable oil and gas generation center; 9 – well, its number, average well TOC content in inter-salt sediments; 10 – submeridional faults of ancient emplacement.

ской, Северо-Шестовичской площадях сформировались нефтематеринские породы среднего и высокого качества. Нефтематеринские породы низкого качества приурочены к литолого-фациальным зонам терригенно-карбонатной с органогенными образованиями и ангидритом (ЛФЗ-IX), глинисто-карбонатной с эвапоритовыми отложениями (западная часть ЛФЗ-X), глинисто-карбонатной с органогенными образованиями, строматолитовой (ЛФЗ-VIII, гребневая часть Азерецко-Хобнинской ступени), а высокого качества – к глинисто-карбонатной с турбидитовыми песчаниками, сульфатными породами и породами доманикового типа (ЛФЗ-XI), карбонатно-глинистой с турбидитовыми песчаниками, каменной солью, породами доманикового типа и вулканогенным материалом (ЛФЗ-XII), частично ЛФЗ-VIII на террасе и подножии Азерецко-Хобнинской ступени (Обровец, Яшин, 2013) (см. рис. 6). Уменьшение параметра S_2 до 6 мг/г в нефтематеринских породах на Копаткевичской площади (ЛФЗ-X) связано с изменением типа ОВ, а для Каменской площади (ЛФЗ-XII) уменьшение параметра S_2 до 7 мг/г – с влиянием турбидитовых потоков из Южного района (Обровец, 2008).

Высокими значениями расчетного параметра R_0 (0.8) характеризуются отложения подножья Азерецко-Хобнинской ступени и Приосевой троговидной депрессии Центрального района (0.8%) (Бибикова, 2024а). Западная область Центрального района характеризуется значениями расчетного параметра R_0 в интервале 0.35–0.45, что отвечает степени преобразованности ОВ градации $ПК_2$–$ПК_3$ (Вассоевич, 1986).

Выявлена слабая зависимость параметра T_{max} (°C) от глубины для ОВ II и I типа (рис. 7). С учетом полученной зависимости (см. рис. 7б) принято, что верхней границей зоны нефтяного окна на территории Центрального района является глубина 3000 м, однако самые погруженные части ступеней не разбурены, поэтому мы только предполагаем кровлю “зоны нефтяного окна” на данной глубине. Соответственно, судя по анализу данных, в зону “нефтяного окна”, вероятно, погрузились межсолевые отложения подножий Шестовичско-Гостовской и Азерецко-Хобнинской ступеней (отмечено желтой звездочкой на рис. 6).

Формирование нефтематеринских пород межсолевого комплекса в Южном районе происходило постепенно начиная с задонского времени и завершилось в петриковское время в условиях постоянного сноса терригенного материала с Украинского щита. Содержание $C_{орг}$ в породах постепенно увеличивалось вверх по разрезу, одновременно увеличивалась площадь распространения нефтематеринских пород среднего и высокого качества. В пределах Южного района Припятского прогиба автором выделены зоны, обогащенные ОВ в задонских и елецких отложениях. Нефтегазоматеринские отложения с высокими поскважинными значениями параметров $C_{орг}$ и S_2 в межсолевых отложениях обнаружены на Западно-Софиевской (3.13%, 15.45 мг/г), Валавской (1.8–1.9%, 7.47 мг/г), Николаевской (1.8–3.4%, 5.0–7.2 мг/г), Ельской (1.4–2.8%, 5.55–14.27 мг/г) площадях соответственно (см. рис. 3). На Восточно-Выступовичской площади содержание $C_{орг}$ уменьшается до

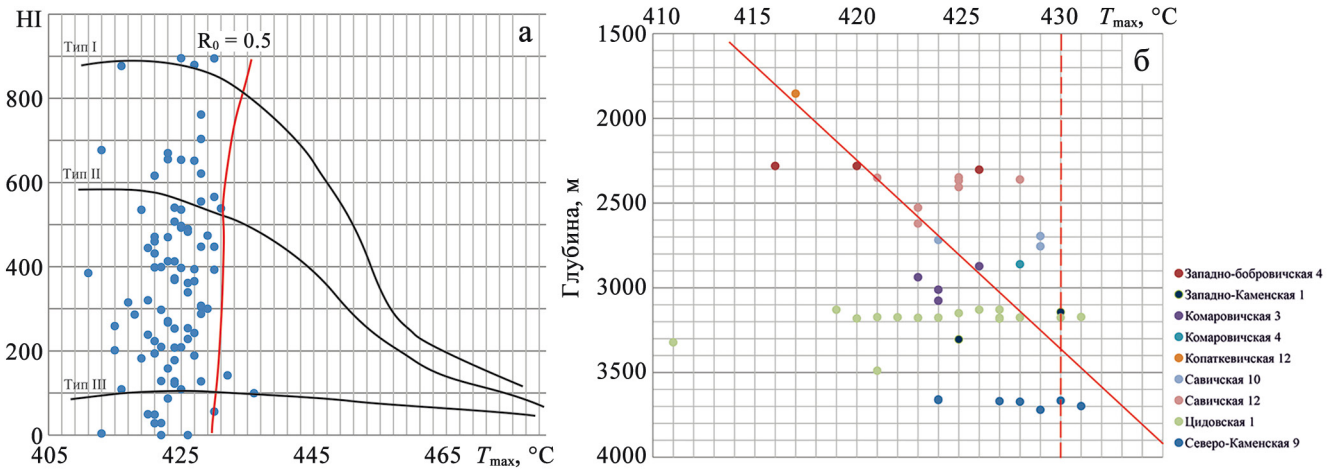


Рис. 7. Геохимическая характеристика нефтематеринских пород межсолевого комплекса Центрального района.

а – зависимость HI от T_{max}; б – изменение T_{max} (°C) от глубины для ОВ II типа при $C_{орг}$ > 0.8%, HI более 150 в породах межсолевых нижнефаменских отложений Центрального района.

Fig. 7. Geochemical characteristics of oil-source rocks of the inter–salt complex of the Central region.

a – dependence of the HI from T_{max}; б – change in the T_{max} (°C) from the depth for OM of the II type at a TOC > 0.8%, HI of more than 150 in rocks of the inter-salt Nizhnefamensk deposits of the Inner Graben.

0.6–1.6%, параметр S_2 равен 2.49 мг/г, а на Великопольско-Липлянском участке содержание $C_{орг}$ составляет 0.6–1.28%, параметр S_2 равен 2.68 мг/г. Преобладающим типом ОВ является смешанный тип, преобладание континентального типа ОВ зафиксировано на Восточно-Выступовичской площади (рис. 8).

На изучаемой территории Южного района находится восемь ЛФЗ (Обровец, Яшин, 2013). В западной части Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени на ее террасе выявлена литолого-фациальная зона мелководная глинисто-карбонатная с сульфатными породами и седиментационными доломитами (ЛФЗ-XVI). К гребневой части Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени приурочены литолого-фациальные зоны глинисто-карбонатная с себкховыми фациями и вулканогенным материалом (ЛФЗ-XV) и частично ЛФЗ-XVI. К Южно-Припятскому сбросо-блоковому уступу приурочены чаще мелководные с терригенным обломочным материалом литолого-фациальные зоны: карбонатно-терригенная турбидитовая (ЛФЗ-XXI), грубообломочная терригенная (ЛФЗ-XXV), мелководная прибрежная глинисто-сульфатно-карбонатная с неустойчивым характером осадконакопления (ЛФЗ-XXVI).

К подножию Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени приурочена литолого-фациальная зона с дельтовым комплексом (ЛФЗ-XIX) и частично относительно глубоководные: карбонатно-терригенная турбидитовая с сульфатными породами (ЛФЗ-XX), карбонатно-терригенная турбидитовая (ЛФЗ-XXI), обломочно-карбонатно-глинистая с каменной солью (ЛФЗ-XXII), карбонатно-глинисто-обломочная турбидитовая с каменной солью (ЛФЗ-XXIII). В западной части Южного района на территории мелководной ЛФЗ-XIX сформировались нефтематеринские породы низкого и среднего

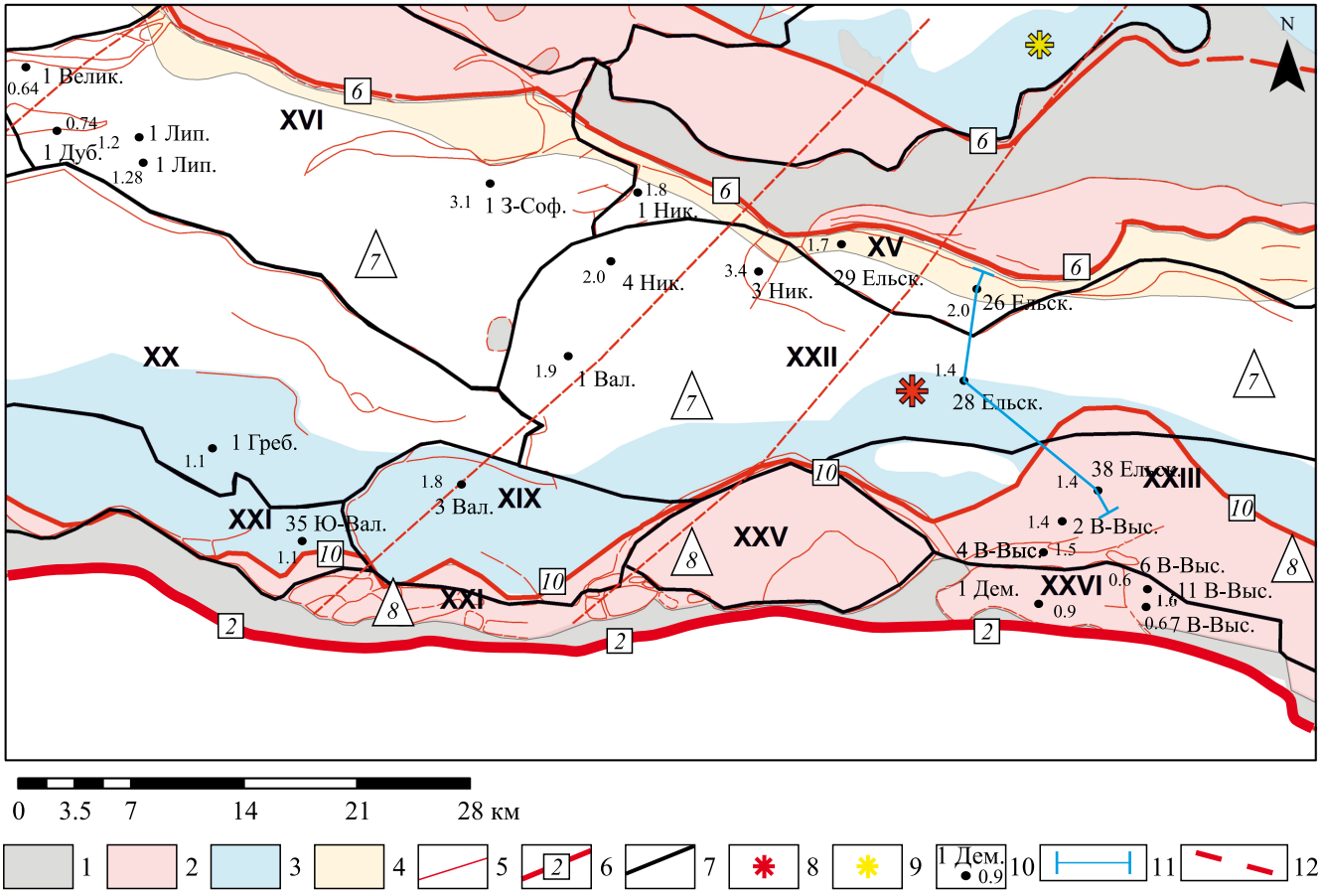


Рис. 8. Карта-схема распределения средних поскважинных значений $C_{орг}$ в межсолевых отложениях западной части Южного ареала Припятского прогиба.

Условные обозначения – см. рис. 3.

Fig. 8. Map-scheme of average TOC borehole values distribution in the intersalt deposits of the western part of the Southern area of the Pripyat trough.

See Fig. 3 for legend.

качества. На территории Южно-Припятского сбросо-блокового уступа в пределах литолого-фациальных зон мелководных с терригенным материалом образовались нефтематеринские породы низкого и среднего качества, на Восточно-Выступовичской и Радомлянской площадях содержание $C_{орг}$ локально повышается до 1.6–1.7%, однако среднее поскважинное содержание индекса водорода на Восточно-Выступовичской площади составляет 156 ед. в связи с высокой долей ОВ континентального происхождения. В центральной части Буйновичско-Наровлянской ступени качество нефтематеринских пород среднее и высокое. Для межсолевых отложений в пределах литолого-фациальных зон ЛФЗ-XXII на террасе Буйновичско-Наровлянской ступени, ЛФЗ-XV в гребневой части ступени, ЛФЗ-XXIII в Симоновичско-Аравичской региональной зоне локальных поднятий Южно-Припятского сбросо-блокового уступа смена условий осадконакопления приводит к изменению геохимических показателей качества нефтематеринских пород $C_{орг}$, HI, S_2 (Бибикова, 2024в). Наиболее благоприятными условиями для накопления и сохранения ОВ является территория ЛФЗ-XXII на террасе и подножье Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени. Нефтематеринские породы сосредоточены в зоне подножия и на террасе Буйновичско-Наровлянской ступени.

На территории Южного района Припятского прогиба обнаружена зависимость параметра T_{max} от глубины для ОВ I и II типов (рис. 9).

Исходя из анализа геохимических данных на территории Буйновичско-Наровлянской ступени, предполается, что верхней границей зоны “нефтяного окна” является глубина –4000 м (рис. 10). В зону “нефтяного окна” погрузились нефтематеринские породы задонских отложений подножья и террасы Буйновичско-Наровлянской ступени.

В гребневой части Буйновичско-Наровлянской ступени в скважинах Ельская 26 и Ново-Ельская 42 степень преобразованности ОВ уменьшается, нефтепроявления отмечены в скв. Ново-Ельская 42 в виде выпотов нефти в верхней части тонежского горизонта, а в скв. Ново-Ельская 43 из тонежского горизонта получен фильтрат глинистого раствора с пленкой нефти (Q = 2.52 м^3/сут) в интервале 2527–2600 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Качественные и количественные характеристики нефтематеринских пород изменяются как вертикально по разрезу, так и по площади с учетом доминирующих литолого-фациальных условий. Содержание органического углерода на территории Червонослободско-Малодушинской ступени Северного района, а также Центрального и Южного районов увеличивается вверх по разрезу одновременно с увеличением площади распространения нефтематеринских пород среднего и высокого качества. Наименьшие значения геохимических параметров связаны с литолого-фациальными зонами, которые

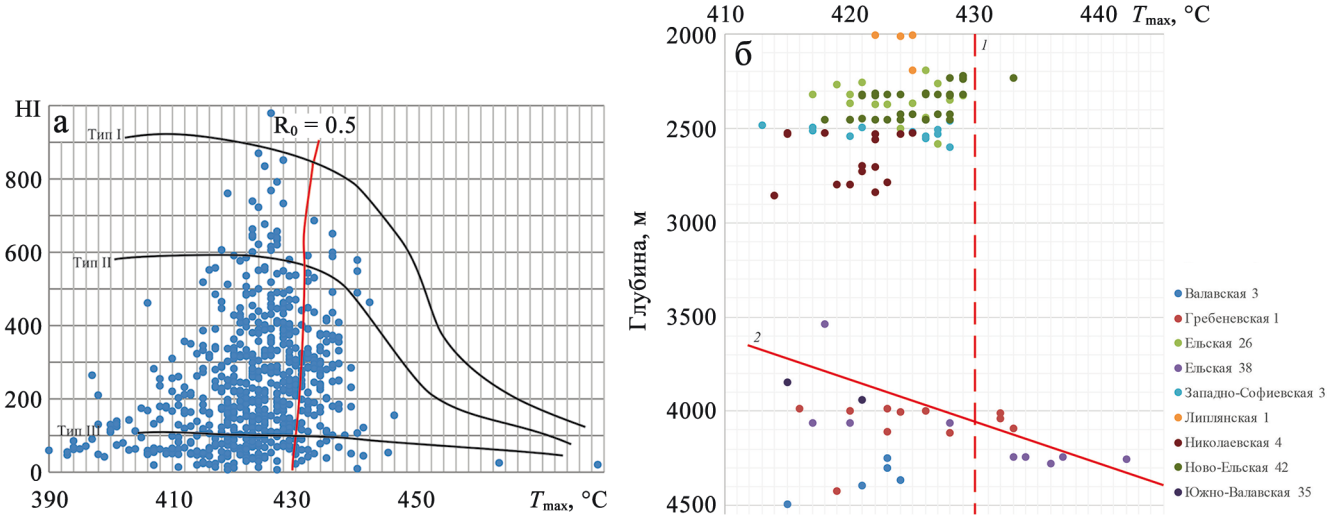


Рис. 9. Геохимическая характеристика нефтематеринских пород межсолевого комплекса Южного района.

а – зависимость HI от T_{max}; б – изменение T_{max} (°C) от глубины для ОВ II и III типа при $C_{орг}$ > 0.8%, HI > 300: *1* – граница нефтяного окна, *2* – линия тренда.

Fig. 9. Geochemical characteristics of oil-source rocks of the intersalt complex of the Southern region.

a – the dependence of the HI from T_{max}; б – the change in the T_{max} (°C) from the depth for OM of the II and III types with a TOC of >0.8%, HI > 300: *1* – oil window boundary, *2* – trend line.

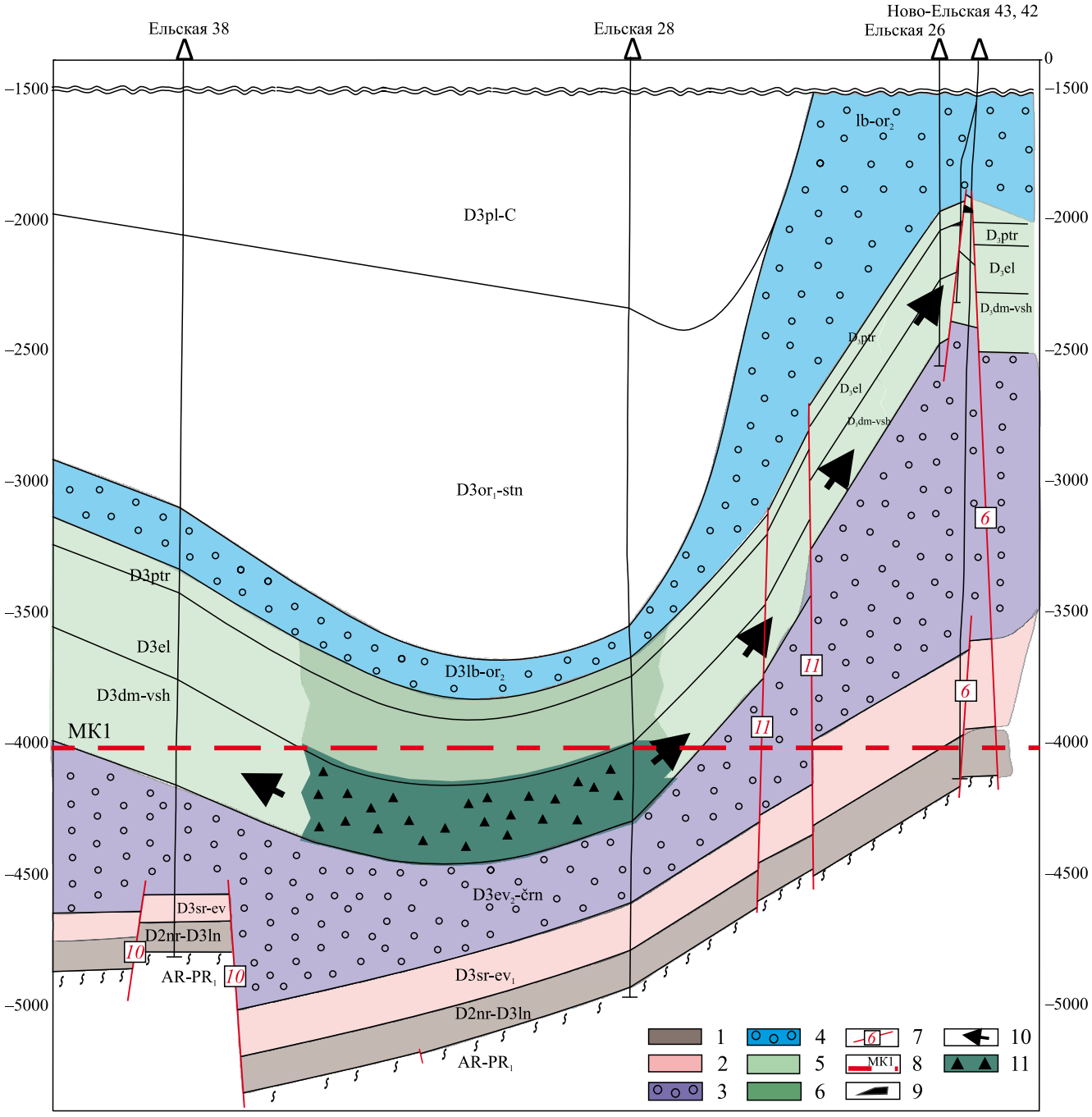


Рис. 10. Схематический профиль через Буйновичско-Наровлянскую ступень с отображением нефтепроизводивших нефтематеринских пород в межсолевых отложениях и направления миграции УВ на момент их образования (Е.В. Бибикова, М.Я. Бусел).

1 – подсолевые терригенные отложения; 2 – подсолевые карбонатные отложения; 3 – нижнесоленосные отложения; 4 – отложения галитовой субформации верхнесоленосных отложений; 5 – межсолевые отложения в зоне аккумуляции УВ; 6 – межсолевые отложения в зоне генерации УВ; 7 – разломы (их нумерацию см на рис. 2); 8 – граница кровли зоны “нефтяного окна”; 9 – нефтяная залежь; 10 – направление миграции нефти; 11 – нефтепроизводившие нефтематеринские породы.

Fig. 10. Schematic profile through the Buinovichi-Narovlyanskaya stage with a display of oil-producing oil-source rocks in inter-salt deposits and the direction of HC migration at the time of their formation (E.V. Bibikova, M.Y. Busel).

1 – subsalt terrigenous deposits; 2 – subsalt carbonate deposits; 3 – lower salt-bearing deposits; 4 – deposits of the halite subformation of upper salt-bearing deposits; 5 – inter-salt deposits in the zone of hydrocarbon accumulation; 6 – inter-salt deposits in the zone of hydrocarbon generation; 7 – faults (their numbering is shown in Fig. 2); 8 – the upper boundary of the “oil window” zone; 9 – an oil deposit; 10 – the direction of oil migration; 11 – oil-producing oil-source rocks.

развивались в прибрежных мелководных условиях либо связаны с привносом терригенного материала на территорию бассейна, в связи с чем формируются нефтематеринские породы низкого качества. В условиях карбонатно-глинистого накопления осадка при палеоглубинах более 200 м условия накопления и захоронения ОВ в породе улучшаются – формируются нефтематеринские породы высокого и среднего качества. Степень преобразованности ОВ в породах межсолевых девонских отложений повышается в зонах подножий тектонических ступеней, где формируются зоны генерации углеводородов: для Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала это зона подножья Червонослободско-Малодушинской ступени, для Центрального ареала – зоны подножья Азерецко-Хобнинской и Шестовичско-Гостовской ступеней, а также наиболее погруженная территория Приосевой троговидной депрессии, для Южной зоны – зона подножия и террасы Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. (2000) Геология и геохимия нефти и газа. (Под ред. Б.А. Соколова). М.: Изд-во МГУ, 384 с.

Бескопыльный В.Н., Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г. (2012) Тектоническое районирование как основа прогноза остаточных перспектив нефтегазоносности Припятского прогиба. *Потенциал добычи горючих ископаемых в Беларуси и прогноз его реализации в первой половине XXI века*. Гомель: Полеспечать, 9-54.

Бескопыльный В.Н., Никуленко Е.Ф., Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г. (2013) Районирование по условиям нефтегазообразования подсолевого и межсолевого комплексов Припятского нефтегазоносного бассейна. Гомель; Минск, 184 с.

Бибикова Е.В. (2024а) Нефтематеринские породы нижнефаменских отложений девона центрального ареала припятского прогиба. *Цифровая реальность в геодезии, картографии и дистанционном зондировании земли. Проблемы геологии.* Мат-лы 1-го Белорусского геологического конгресса к 90-летию факультета географии и геоинформатики Белорусского географического факультета и 70-летию Белорусского географического общества. В 7 ч. Ч. 3. Минск: БГУ, 239-244.

Бибикова Е.В. (2024б) Нефтематеринские породы нижнефаменских отложений девона Червонослободско-Малодушинской ступени Северного ареала Припятского прогиба. *Тенденции и проблемы развития наук о Земле в современном мире.* Мат-лы II Междунар. науч.-практ. конф. Гомель: ГГУ, 37-40.

Бибикова Е.В. (2021) Особенности формирования нефтематеринских и углеводородсодержащих межсолевых отложений в западной части Южного района Припятского прогиба. *Літасфера*, **1**(54), 111-120.

Бибикова Е.В. (2024в) Процессы формирования нефтематеринских и углеводородсодержащих пород в нижнефаменских отложениях центральной части Буйновичско-Наровлянской тектонической ступени Припятского прогиба. *Літасфера*, **1**(60), 102-113.

Вассоевич Н.Б. (1986) Избранные труды. *Геохимия органического вещества и происхождение нефти.* М.: Наука, 10-39.

Гармашева Л.Ф. (1973) Геохимия органического вещества девонских отложений Припятской впадины (в связи с их нефтегазоносностью). Дисс. … канд. геол.-мин. наук. Минск, 154 с.

ГОСТ 21489-76. Государственный стандарт союза ССР. Угли бурые, каменные и антрациты. Разделение на стадии метаморфизма и классы по показателю отражения витринита. Москва. Государственный комитет СССР по стандартам.

Кононов А.И. (1976) Условия формирования и закономерности размещения нефтяных залежей Припятского прогиба. М.: Недра, 153 с.

Лапуть В.А. (1983) Геохимия нефтегазоносных отложений Белоруссии. Минск: Наука и техника, 214 с.

Матиасик И., Лесьняк Г. (2012) Геохимические и петрофизические свойства пород, образующих месторождения типа Shale Gas. *Потенциал добычи горючих полезных ископаемых в Беларуси и прогноз его реализации в первой половине XXI века.* Мат-лы Междунар. науч.-практ. конф. Гомель: Полеспечать, 200-207.

Никуленко Е.Ф. (1977) Геохимические закономерности в изменении свойств и состава нефтей Припятского прогиба как основа прогнозирования их типов и качества. Дисс. … канд. геол.-мин. наук. Минск, 144 с.

Никуленко Е.Ф. (2003) Геохимические критерии нефтегазоносности. *Проблемы нефтегазоносности верхнепротерозойских и палеозойских комплексов Беларуси и Сибири*. Минск: БЕЛГЕО, 27-40.

Обровец С.М., Яшин И.А. (2013) Литолого-фациальное районирование отложений межсолевого комплекса Припятского прогиба – основа прогнозирования литологически ограниченных залежей углеводородов. *Літасфера*, **2**(39), 89-101.

Обровец С.М. (2008) Терригенный седиментогенез в бассейне Припятского палеорифта *Актуальные проблемы геологии Беларуси и смежных территорий раннефаменского возраста и его роль в формировании литологических ловушек нефти*. Мат-лы Междунар. науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рождения академика Национальной академии наук Беларуси А.С. Махнача. Минск: РУП БелНИГРИ, 199-206.

Познякевич З.Л. (1997) Распределение рассеянного органического вещества и битумоидов в осадочном чехле. *Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы.* К 70-летию БелНИГРИ. Минск: Беларуская навука, 317.

Пушкин В.И., Урьев И.И., Голубцов В.К., Некрята Н.С., Стрельченко Т.В. (1995) Стратиграфия нижнефаменских (межсолевых) отложений Припятского прогиба. Минск: Институт Геологических Наук, 142 с.

Тиссо Б., Вельте Д. (1981) Образование и распространение нефти. М.: Мир, 501 с.

Тиссо Б., Эспиталье Ж. (1975). Термическая эволюция органического вещества осадочных отложений: применение математического моделирования. Перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов и реконструкция термической истории осадочных отложений. *Revue de L'Institut Francais du petrole*, **XXX**(5).

Фейзуллаев А.А., Аббасова С.В. (2013) Современные методы изучения органического вещества нефтей и газов. Баку: Nafta-Press, 224 с.

REFERENCES

Bazhenova O.K., Burlin Y.K., Sokolov B.A., Khain V.E. (2000) Geology and geochemistry of oil and gas. (Ed. B.A. Sokolov). Moscow, MGU Publ., 384 p. (In Russ.)

Beskopyl'nyi V.N., Aizberg R.E., Gribik Y.G. (2012) Tectonic zoning as a basis for forecasting the residual oil and gas potential of the Pripyat Trough. *Fossil fuel production Potential in Belarus and its implementation forecast in the first half of the 21st century*. Gomel, Polespechat', 9-54. (In Russ.)

Beskopylnyi V.N., Nikulenko E.F., Aizberg R.E., Gribik Y.G. (2013) Zoning of the subsalt and intersalt complexes of the Pripyat oil and gas basin by oil and gas formation conditions. Gomel; Minsk, 184 p. (In Russ.)

Bibikova E.V. (2024a) Oil source rocks of the Devonian Lower Famennian deposits of the central area of the Pripyat trough. *Digital reality in geodesy, cartography and remote sensing of the earth. Problems of geology.* Proceedings of the 1st Belarusian Geological Congress for the 90th anniversary of Geography and Geoinformatics Faculty of the Belarusian Geographical Faculty and the 70th anniversary of the Belarusian Geographical Society. In 7 parts. Pt 3. Minsk, BGU Publ., 239-244. (In Russ.)

Bibikova E.V. (2024b) Oil source rocks of the Devonian Lower Famennian deposits of the Chervonoslobodsko-Malodushinskaya stage of the Northern area of the Pripyat Trough. *Trends and problems of development of Earth sciences in the modern world.* Proc. of the II Int. sci. and pract. conf. Gomel, GGU Publ., 37-40. (In Russ.)

Bibikova E.V. (2021) Features of the oil source and hydrocarbon-containing intersalt deposits formation in the western part of the southern region of the Pripyat Trough. *Litasfera*, **1**(54), 111-120. (In Russ.)

Bibikova E.V. (2024c) Processes of the oil source and hydrocarbon-containing rocks formation in the Lower Famennian deposits of the central part of the Buinovichi-Narovlyanskaya tectonic stage of the Pripyat Trough. *Litasfera*, **1**(60), 102-113. (In Russ.)

Feizullaev A.A., Abbasova S.V. (2013) Modern methods of studying the organic matter of oils and gases. Baku, Nafta-Press Publ., 224 p. (In Russ.).

Garmasheva L.F. (1973) Geochemistry of the organic matter of the Devonian sediments of the Pripyat basin (in connection with their oil and gas potential). Diss. ... cand. of geol.-min. nauk. Minsk, 154 p. (In Russ.)

GOST 21489-76. State standard of the USSR. Brown coals, hard coals and anthracites. Division into metamorphic stages and classes by vitrinite reflectance index. Moscow. USSR State Committee for Standards. (In Russ.)

Kononov A.I. (1976) Conditions of formation and patterns of placement of oil deposits of the Pripyat trough. Moscow, Nedra Publ., 153 p. (In Russ.)

Laput' V.A. (1983) Geochemistry of oil and gas deposits of Belarus. Minsk, Nauka i Tekhnika Publ., 214 p. (In Russ.)

Matiasik I., Les'nyak G. (2012) Geochemical and petrophysical properties of rocks forming Shale Gas type deposits. *Fossil fuel production potential in Belarus and its implementation forecast in the first half of the 21st century.* Materials of the Int. sci. and pract. conf. Gomel, Polespechat' Publ., 200-207. (In Russ.)

Nikulenko E.F. (2003) Geochemical criteria of oil and gas potential. *Problems of oil and gas potential of Upper Proterozoic and Paleozoic complexes of Belarus and Siberia.* Minsk, BELGEO Publ., 27-40. (In Russ.)

Nikulenko E.F. (1977) Geochemical patterns in changes in the properties and composition of Pripyat trough oils as a basis for forecasting their types and quality. Diss. ... cand. of geol.-min. nauk. Minsk, 144 p. (In Russ.)

Obrovets S.M. (2008) Terrigenous sedimentogenesis in the Pripyat paleorift basin of the Early Famennian age and its role in the formation of lithological oil traps. *Actual Problems of Geology of Belarus and Adjacent Territories.* Proc. of the Int. Sci. Conf. dedicated to the 90th anniversary of the birth of Academician of the National Academy of Sciences of Belarus A.S. Makhnach. Minsk, RUP BelNIGRI Publ., 199-206. (In Russ.)

Obrovets S.M., Yashin I.A. (2013) Lithofacies zoning of the intersalt complex of the Pripyat trough – the basics for lithologically limited hydrocarbon deposits forecasting. *Litasfera*, **2**(39), 89-101. (In Russ.)

Poznyakevich Z.L. (1997) Distribution of dispersed organic matter and bitumoids in the sedimentary cover. *Geology and oil and gas potential of the western part of the East European platform: on the 70th anniversary of BelNIGRI*. Minsk, Belaruskaya Navuka Publ., 317. (In Russ.)

Pushkin V.I., Ur'ev I.I., Golubtsov V.K., Nekryata N.S., Strel'chenko T.V. (1995) Stratigraphy of the Nizhnefamensk (inter-salt) deposits of the Pripyat trough. Minsk, Institut Geol. Nauk Publ., 142 p. (In Russ.)

Tissot B., Espital'e Zh. (1975) Thermal evolution of organic matter of sedimentary deposits: application of mathematical modeling. Prospects of oil and gas potential of sedimentary basins and reconstruction of the thermal history of sedimentary deposits. *Revue de L'Institut Francais du petrole*, **XXX**(5). (In French)

Tissot B., Vel'te D. (1981) Formation and distribution of oil. Moscow, Mir Publ., 501 p. (In Russ.)

Vassoevich N.B. (1986) Selected Works. *Geochemistry of Organic Matter and the Origin of Oil.* Moscow, Nauka Publ., 10-39. (In Russ.)

УДК 549:550.4 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-946-960

Нефритовые гальки Витимского нагорья и пояса Хотан (Китай): сравнительный минералого-геохимический анализ

В. Ф. Сотникова[1], Р. Х. Сунгатуллин[1], Е. В. Кислов[2]

[1]Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, 420008, г. Казань, ул. Кремлевская, 18, e-mails: vasilina0917@gmail.com; Rafael.Sungatullin@kpfu.ru
[2]Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: evg-kislov@ya.ru

Поступила в редакцию 31.01.2025 г., принята к печати 25.02.2025 г.

Объект исследования. Россыпные нефриты Витимского нагорья и пояса Хотан на Северо-Западе Китая. *Цель.* Сравнение минералого-геохимических характеристик нефритовых галек из р. Ципа на северо-востоке Республики Бурятия и крупнейшего в мире скопления россыпного нефрита рек Юрункаш и Каракаш в Синьцзян-Уйгурском автономном округе КНР. *Методы исследования.* Минеральный состав россыпного нефрита Витимского нагорья исследован методом рентгеновской дифракции на порошковом дифрактометре PowDix600; расшифровка дифрактограмм осуществлена с помощью программы Almaz. Изучение химического состава проводилось методом SEM (EDX) на сканирующем электронном микроскопе Merlin Carl Zeiss, оснащенном спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-Max (Oxford Instruments). Содержание 59 рассеянных и редкоземельных микроэлементов определено методом ICP MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc ThermoFisher Scientific. Статистическая обработка результатов анализов проведена с помощью программ STATISTICA и Excel. *Результаты.* Основным минералом светлоокрашенных нефритовых галек является тремолит, который может переходить в актинолит при существенном (в 5–10 раз) увеличении содержания FeO с приобретением россыпным нефритом темно-зеленой и черной окраски. Петрохимические диаграммы $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, $MgO + FeO–FeO$, $Al_2O_3–Na_2O + K_2O$, $SiO_2–CaO + Na_2O + K_2O$ позволили выявить отчетливые различия между исследованными объектами. Все изученные нефритовые гальки обладают общими характеристиками поведения редкоземельных элементов (РЗЭ): отрицательная Eu-аномалия, выраженный правосторонний наклон, умеренное обогащение легкими РЗЭ, практически плоское распределение тяжелых РЗЭ. *Выводы.* Генетическое сходство россыпного нефрита обеих провинций подтверждается общим распределением в них РЗЭ. Отличительными признаками нефритовых галек Витимского нагорья являются повышенные концентрации щелочей, связанные с участием кислых интрузивов в формировании коренного источника нефрита, и развитая кайма прокрашивания, приобретенная в экзогенных условиях. Черный нефрит р. Каракаш состоит преимущественно из актинолита, который образуется при повышенных содержаниях закисного железа. Сходство аллювиального нефрита рек Ципа, Юрункаш и Каракаш свидетельствует о перспективности россыпей Витимского нагорья и необходимости постановки специализированных геолого-разведочных работ.

Ключевые слова: *нефрит, россыпь, галька, Витимское нагорье, пояс Хотан*

Источник финансирования

Разбраковка образцов проведена по гранту Российского научного фонда № 22-27-20003, статья подготовлена в рамках бюджетного проекта ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9

Nephrite pebbles of the Vitim Highlands and the Hetian area (China): a comparative mineralogical and geochemical analysis

Vasilina F. Sotnikova[1], Rafael Kh. Sungatullin[1], Evgeniy V. Kislov[2]

[1]Kazan Federal University, Institute of Geology and Petroleum Technologies, 18 Kremlyovskaya st., Kazan 420008, Russia, e-mails: vasilina0917@gmail.com; Rafael.Sungatullin@kpfu.ru
[2]N.L. Dobretsov Geological Institute, SB RAS, 6a Sakhyanova st., Ulan-Ude 670047, Russia, e-mail: evg-kislov@ya.ru

Received 31.01.2025, accepted 25.02.2025

Для цитирования: Сотникова В.Ф., Сунгатуллин Р.Х., Кислов Е.В. (2025) Нефритовые гальки Витимского нагорья и пояса Хотан (Китай): сравнительный минералого-геохимический анализ. *Литосфера*, **25**(4), 946-960. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-946-960. EDN: SCOAXI

For citation: Sotnikova V.F., Sungatullin R.Kh., Kislov E.V. (2025) Nephrite pebbles of the Vitim Highlands and the Hetian area (China): a comparative mineralogical and geochemical analysis. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 946-960. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-946-960. EDN: SCOAXI

© В.Ф. Сотникова, Р.Х. Сунгатуллин, Е.В. Кислов, 2025

Research subject. Placer nephrites of the Vitim Highlands and the Hetian area in northwest China. *Aim.* Comparison of mineralogical and geochemical characteristics of nephrite pebbles from the Tsipa River in the north-east of the Republic of Buryatia and the world's largest accumulation of placer nephrite from the Yurunkash and Karakash Rivers in the Xinjiang Uygur Autonomous Region, Northwest China. *Materials and methods.* The mineral composition of placer nephrite from the Vitim Highlands was studied by X-ray diffraction on a PowDix600 powder diffractometer; the diffractograms were interpreted using Almaz software. The chemical composition was studied by SEM (EDX) on a Merlin Carl Zeiss scanning electron microscope equipped with an AZtec X-Max energy dispersion spectrometer (Oxford Instruments). The content of 59 trace elements and rare earth elements was determined by ICP MS method on an iCAP Qc ThermoFisher Scientific inductively coupled plasma mass spectrometer. Statistical processing of the analytical results was carried out using STATISTICA and Excel software programmes. *Results.* The main mineral of light-coloured nephrite pebbles is tremolite, which can change into actinolite, accompanied by a significant (10 times) increase in the FeO content with the acquisition of dark green and black colouring of placer nephrite. Petrochemical diagrams $Mg/(Mg + Fe^{2+})$, $MgO + FeO–FeO$, $Al_2O_3–Na_2O + K_2O$, $SiO_2–CaO + Na_2O + K_2O$ allowed to obtain distinct differences between the studied objects. All studied nephrite pebbles have common characteristics of rare earth elements (REE) behaviour: negative Eu-anomaly, pronounced right-hand slope, moderate enrichment of light-REEs, practically flat distribution of heavy-REEs. *Conclusions.* The genetic similarity of placer nephrite from both nephrite-bearing areas is confirmed by the common distribution of REE in them. The distinctive features of nephrite pebbles of the Vitim Highlands are elevated content of alkalis associated with the participation of acidic intrusions in the formation of the primary source of nephrite, and a developed staining edge acquired under exogenous conditions. Black nephrite of the Karakash River consists predominantly of actinolite, which are formed at elevated levels of ferric oxide. The similarity of alluvial nephrite of the Tsipa, Yurungkash and Karakash rivers testifies to the great prospects of placers in the Vitim region and the need for specialized geological exploration.

Keywords: *nephrite, placer, pebbles, Vitim Highlands, Hetian area*

Funding information

Disassembly of samples was carried out under the grant of the Russian Science Foundation No. 22-27-20003, the article was prepared under the budget project GIN SB RAS AAAA-A21-121011390003-9

Acknowledgements

The authors are grateful to the Geothermochronology Education-Science Center and the Interdisciplinary Center for Analytical Microscopy of the Kazan Federal University, as well as the Tatar Oil Research and Design Institute of the TATNEFT PJSC for the accomplishment of analyses. We express our sincere gratitude to the reviewers for their valuable comments and suggestions, which significantly improved the manuscript of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Россыпи нефрита – важный промышленный тип месторождений нефрита, практически все его коренные залежи сопровождаются валунными и галечными россыпями. Масштабы россыпей обусловлены структурно-тектоническими особенностями, формой коренных тел, степенью концентрации в них нефрита, палеогеоморфологическими факторами, особенностями современного рельефа, климатическими факторами, которые совместно определяют возможность образования экзогенных месторождений. Россыпной (аллювиальный) нефрит отличается высоким качеством (рис. 1), так как в процессе переноса и обработки водным потоком коренной нефрит испытывает естественное обогащение за счет удаления с поверхности обломков корки вмещающих пород и дефектных (трещиноватых) участков (Словарь…, 1985).

Несмотря на преобладание в балансе запасов твердых полезных ископаемых из первичных (коренных) месторождений, востребованность россыпных залежей высока (Лаломов, Бочнева, 2024). Преимуществами россыпных месторождений являются их неглубокое залегание, технологическая простота процессов обогащения, соответственно – экономическая эффективность, относительно небольшие капитальные вложения и сроки окупаемости, что обусловливают актуальность разработки россыпей (Бортников и др., 2024).

Коренные месторождения нефрита относятся к двум эндогенным геолого-промышленным типам: 1) апосерпентинитовый, который включает апоультрамафитовые метасоматиты офиолитов; 2) аподоломитовый – тремолит-кальцитовые магнезиальные скарны (рис. 2). Первый тип наиболее распространен, с ним связаны полностью или частично экзогенные месторождения в Бурятии в Восточно-Саянском нефритоносном районе: Саган-Сайрское (левый исток р. Саган-Сайр), Арахушанжалгинское (р. Ара-Хушан-Жалга), Поле чудес, Хуша-Гол, Уланходинское (русло р. Хара-Жалга), Онотское (р. Онот), Сорокское проявление (р. Сорок), проявление Улзыты (приток р. Улзыты), Сорок-Шулутское проявление (р. Сахир-Шулута); в Джидинском нефритоносном районе: Хамархудинское (руч. Нефритовый и р. Хохюрта), Цакирское (р. Цакирка), Оронгодойское (р. Оронгодой), Болдокитское (р. Болдокто), Хара-Жалгинское (р. Хара-Жалга), Ихэ-Худуйское (реки Ихэ-Худуй, Ху-



Рис. 1. Коренной и россыпной нефрит.

Фотография изделия из россыпного нефрита: Christies [Электронный ресурс]. URL: https://www.christies.com/en/lot/lot-6200371?ldp_breadcrumb=back

Fig. 1. Primary and placer nephrite.

Photo-image of article made of placer nephrite: Christies [Website]. URL: https://www.christies.com/en/lot/lot-6200371?ldp_breadcrumb=back

ду, Зун-Мурин) (Юргенсон, 2001; Сутурин и др., 2015). В Якутии известны Мунилканское проявление (междуречье рек Яна и Индигирка), россыпи ручьев Рассвет, Тас, Серпентинитовый, Нефритовый, Ясный, Перевальный. В Оренбургской области известно Халиловское месторождение (элювий). Полярный Урал: месторождение Ныpдвоменшор (руч. Ныpдвомен-Шор, его притоки – ручьи Нефритовый и Образцовый) (Кислов и др., 2023а; Kislov et al., 2023). В Британской Колумбии, Канада, известны крупные проявления нефрита вдоль рек Кокихалла (Coquihalla), Фрэйзер (Fraser), в районе рек Хозамин (Hozameen) и Бридж (Bridge), руч. Джейд-Крик на южном склоне Джэйд Маунтин, россыпной рудник р. Шангнак, рудник Шингнек Крик (Shingnek Creek Mine) и др. (Boyd, Wiight, 1983; Mustoe, 2024a, b). Также россыпные проявления известны в штате Вайоминг, США: в округах Фримонт, Натрона, Карбон, Олдбани, Титон, Конверс и Платт (Jutras et al., 2023). Множественные россыпные проявления известны на южном острове Новой Зеландии: террейн Каплес – реки Роут Бурн, Дарт, Каплес, в районе Уэстленд речные долины Арахура и Кропп, руч. Мадди в районе Отаго и др. (Adams et al., 2007).

Россыпной нефрит, связанный с коренным аподоломитовым нефритом, вызывает особый интерес благодаря развитой кайме прокрашивания на поверхности окатанных обломков (галек). Чем больше железа в исходном нефрите, тем интенсивнее развиты вторичные преобразования. В частности, на поверхности апосерпентинитовых галек нефрита можно наблюдать тонкую корку со следами серпентинизации в виде белых порошковатых пятен и лимонитизации в связи с выносом кальция из актинолитовых волокон (Портнов, Дронова, 2016). При преобразовании аподоломитового нефрита в экзогенных условиях на поверхности проявляется микропористая структура, также связанная с выносом кальция из волокон тремолита, в которой со временем развиваются гидроксиды железа и марганца. Здесь может образовываться кайма прокрашивания с разнообразной цветовой гаммой и мощностью до нескольких сантиметров, что особенно ценится на мировом рынке поделочного сырья по художественно-декоративным характеристикам. Частично экзогенные россыпные месторождения аподоломитового нефрита известны в Бурятии в Витимском нефритоносном районе: Хойтинское (р. Хойта), Кавоктинское (реки Кавокта, Ципа), Бамбуйское (реки Бамбуйка, Буром, Голюбе); в Забайкальском крае: Бирамиянская нефритоносная площадь (в бассейне р. Калар, верховье рек Бирамиян, Станнах и Канкса); в Амурской области: проявление Ясное (р. Кивили). За рубежом наиболее известные месторождения аподоломитового нефрита находятся в Северо-Западном Китае. Знаменитые крупные россыпные месторождения нефрита Юрункаш и Каракаш (Liu et al., 2011b, 2016; Игнатов, Хэн, 2015; Jing, Liu, 2022) предположительно связаны с коренными месторождениями, такими как Аламас (Liu et al., 2010, 2011b, 2015), относящимися к нефритоносному поясу Хотан в Синьцзян-Уйгурский автономном районе. Аллювиальные россыпи известны также в Дахуа, Гуанси-Чжуанский автономный район, Китай (р. Хуншуй). Белый аллювиальный нефрит Витимского нагорья в России и нефритоносного пояса Хотан

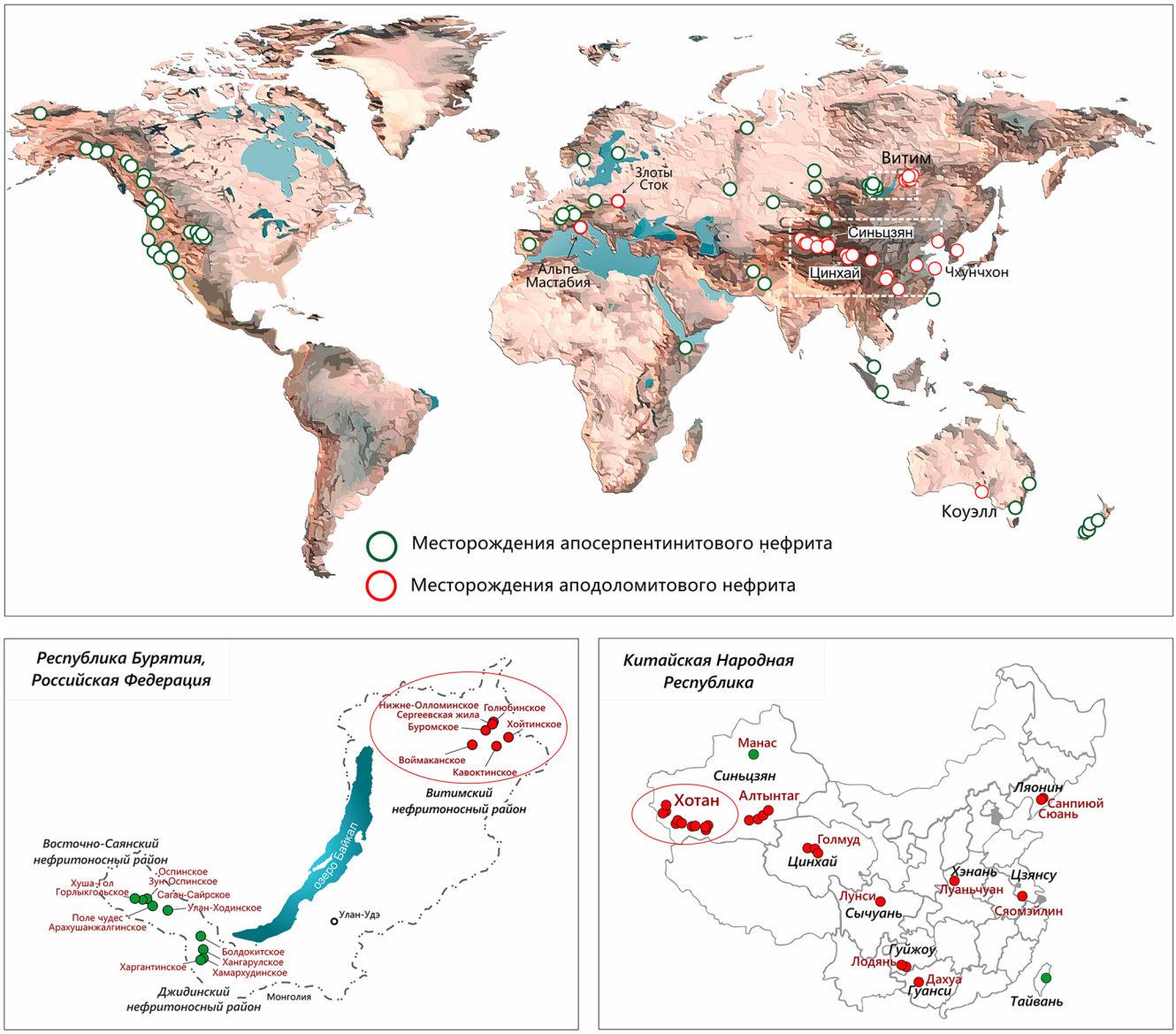


Рис. 2. Основные месторождения нефрита (вверху) и объекты исследования (внизу).

Fig. 2. Main nephrite deposits (above) and research objects (below).

в Китае близок по внешним декоративным характеристикам.

По сравнению с коренным нефритом россыпной нефрит изучен недостаточно. Редкие минералого-геохимические данные по нефритовым гальками, ажиотажный спрос и значительно более высокая цена на мировом рынке ювелирно-поделочного сырья определяют актуальность исследования россыпного нефрита в России и за рубежом. Так, например, россыпной нефрит пояса Хотан пользуется устойчивым многовековым спросом в Китае. Поэтому в представленной статье проведен сравнительный анализ состава и минералого-геохимических параметров россыпного нефрита аподоломитового типа Витимского нагорья и пояса Хотан с возможностью установления их общих и отличительных диагностических критериев.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нефритоносный пояс Хотан расположен в южной части Таримской впадины в горах Кунь-Лунь (Синьцзян-Уйгурский автономный район, КНР). Нефрит известного месторождения Аламас образовался на контакте докембрийского доломитового мрамора и интрузивов гранодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов (рис. 3) во время герцинского орогенеза в условиях низкого давления. В первичном нефрите содержатся шпинель и форстерит. Россыпной нефрит встречается в террасовом аллю-

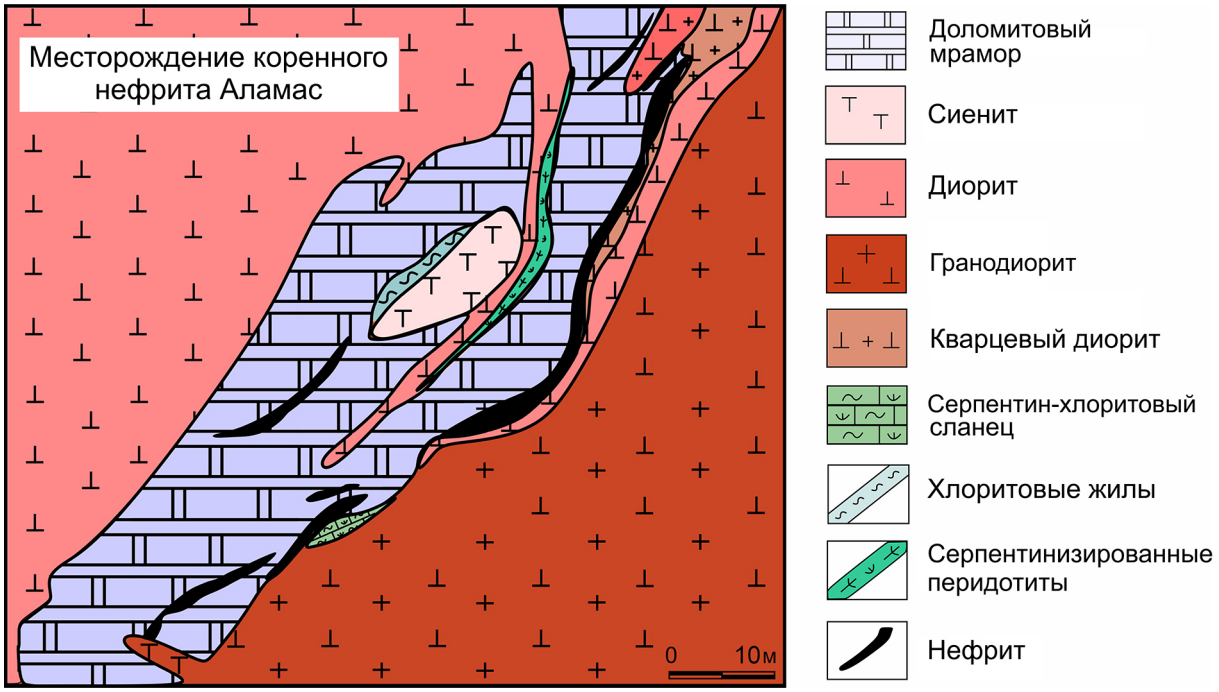


Рис. 3. Геологическая карта месторождения Аламас (Liu et al., 2011a).

Fig. 3. Geological map of the Alamas deposit (Liu et al., 2011a).

вии рек Юрункаш (река белого нефрита) и Каракаш (река черного нефрита).

Витимский нефритоносный район известен высококачественным светлоокрашенным россыпным нефритом ледниково-аллювиального и аллювиального происхождения (Сотникова и др., 2025). В настоящей работе были исследованы аллювиальные гальки нефрита р. Ципа. Предполагаемым коренным источником является расположенное в 30 км выше по течению р. Кавокта (левый приток р. Ципа) Кавоктинское месторождение (рис. 4) – самое крупное месторождение аподоломитового нефрита Российской Федерации. По состоянию на 1 января 2024 г. запасы нефрита-сырца составляют 4 648.58 т категорий $C_1 + C_2$, из них 1114.33 т – запасы сортового поделочного нефрита. Нефритовые проявления относятся к контактово-метасоматическому типу и образуются в скарнах на контакте нижнепротерозойских образований с гранитами витимканского комплекса (см. рис. 4).

Для геммологической экспертизы авторами получены ≈300 галек россыпного нефрита, собранные в долине р. Ципа при геологоразведочных работах. После визуального изучения отобраны 30 галек для дальнейшего исследования с четко выраженной каймой прокрашивания, указывающей на наличие нефрита в ядре, местами выступающего на внешнюю поверхность гальки. Нефритовые гальки распилены в Казанском федеральном университете, а наиболее контрастные по окраске ядра и каемки гальки (рис. 5а, б) использованы для проведения детальных минералогических и геохимических исследований. Анализы проведены по 12 образцам.

Минеральный состав нефритовых галек Витимского района определялся методом рентгеновской дифракции на порошковом дифрактометре PowDix600 в Институте ТатНИПИнефть ПАО “Татнефть” (аналитик В.Р. Першина). Рентгеновские дифрактограммы получены отдельно для ядра и каемки прокрашивания нефритовых галек. Расшифровка дифрактограмм проводилась при помощи программного обеспечения Almaz.

Химический состав галек изучался одним из авторов на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin Carl Zeiss в Казанском федеральном университете. Микроскоп оснащен спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-Max (Oxford Instruments). Разрешение спектрометра 127 эВ. Съемка поверхности проводилась при ускоряющем напряжении 20 кэВ, элементный анализ – при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 9 мм.

Микроэлементный анализ на 59 рассеянных и редкоземельных элементов выполнен методом ICP-MS отдельно для внешней (каемка прокрашивания) и внутренней частей галек нефрита на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc ThermoFisher Scientific в Казанском федеральном университете (аналитик К.Р. Миннебаев).

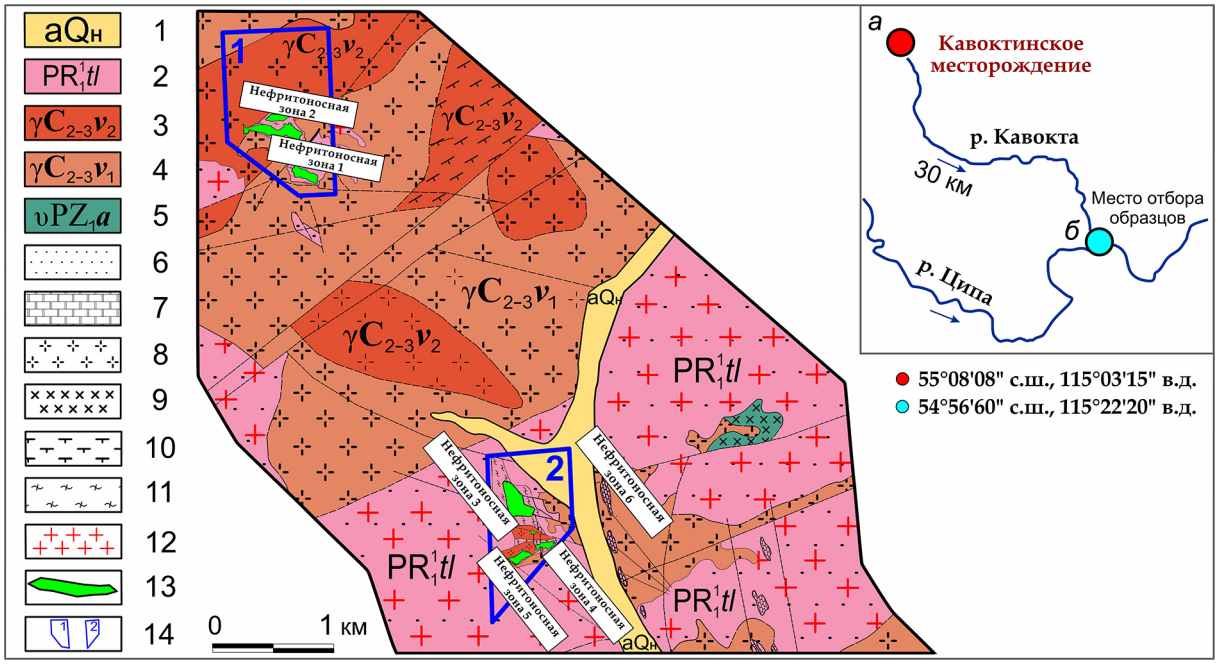


Рис. 4. Геологическая карта Кавоктинского месторождения нефрита (по материалам ООО “Забайкальское горнорудное предприятие” с изменениями и дополнениями) (Сотникова и др., 2025).

1 – современный аллювий (валуны, галечники, пески); 2 – талалинская толща, PR_1: гнейсы и сланцы, амфиболиты, скарны; 3, 4 – витимканский комплекс: 3 – лейкократовые граниты, 4 – гранодиориты, граносиениты; 5 – атарханский комплекс: габбро, амфиболиты; 6 – метапесчаники; 7 – мраморы; 8 – граниты порфировидные; 9 – диориты; 10 – гнейсовидные граниты; 11 – амфиболиты; 12 – гранитизация; 13 – известковые скарны с залежами нефрита (вне масштаба); 14 – участки Кавоктинского месторождения: 1 – Прозрачный, 2 – Медвежий. На врезке – местоположение Кавоктинского месторождения (*а*) и место отбора россыпного нефрита в р. Ципа (*б*).

Fig. 4. Geological map of the Kavoktinskoe nephrite deposit (based on the materials of LTD “Zabaikalskoye mining enterprise” with amendments and additions) (Sotnikova et al., 2025).

1 – modern alluvium (boulders, pebbles, sands); 2 – Talalinskaya strata, PR1: gneisses and schists, amphibolites, skarns; 3, 4 – Vitimkan complex: 3 – leucocratic granites, 4 – granodiorites, granosyenites; 5 – Atarkhan complex: gabbro, amphibolites; 6 – metasandstones; 7 – marbles; 8 – porphyritic granites; 9 – diorites; 10 – gneiss-like granites; 11 – amphibolites; 12 – granitisation; 13 – calcareous skarns with nephrite deposits (out of scale); 14 – sections of the Kavoktinsky deposit: 1 – Prozrachny, 2 – Medvezhy. The inset shows the location of the Kavoktinskoe deposit (*a*) and the place of placer nephrite sampling in the Tsipa River (*б*).

Для сравнения полученных оригинальных результатов по россыпному нефриту р. Ципа использованы данные из статей китайских исследователей по россыпям нефрита пояса Хотан (Liu et al., 2011a; Liu et al., 2016). В данных статьях с помощью физико-химических методов изучены небольшие (до 3 см) по размерам гальки белого нефрита из р. Юрункаш и гальки темно-зеленого и черного нефрита размером ≈10 см в длину из р. Каракаш (рис. 5в).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Образцы россыпного аллювиального нефрита из р. Ципа – преимущественно прямоугольной и эллипсоидальной формы с размером длинной оси 60–100 мм, короткой – 38–75 мм (см. рис. 5а). Гальки нефрита обладают различной окраской ядерной части: белая, белая с голубым оттенком, светло-, темно-зеленая, коричневая, черная. Кайма прокрашивания галек нефрита также различается по цветовым характеристикам, структуре и мощности (см. рис. 5б). Некоторые образцы обладают развитой каймой (соотношение толщины ядра и каймы 1:2) и микропористой структурой. В кайме встречаются дендриты минералов марганца и железа.

По результатам рентгенофазового анализа основной минерал россыпного нефрита р. Ципа – тремолит (рис. 6). Его содержание в ядре составляет 82–89%, в кайме прокрашивания – 62–97%. Другими минералами в ядре россыпного нефрита являются диопсид, хлорит, флогопит, антигорит, а в кайме прокрашивания – хлорит, диопсид, флогопит, магнетит.

Основные петрогенные элементы россыпного нефрита р. Ципа характеризуются следующими содержаниями, мас. %: SiO_2 – 57.00–60.93, CaO – 13.19–17.16, MgO – 20.37–25.33 (табл. 1). В ядре га-

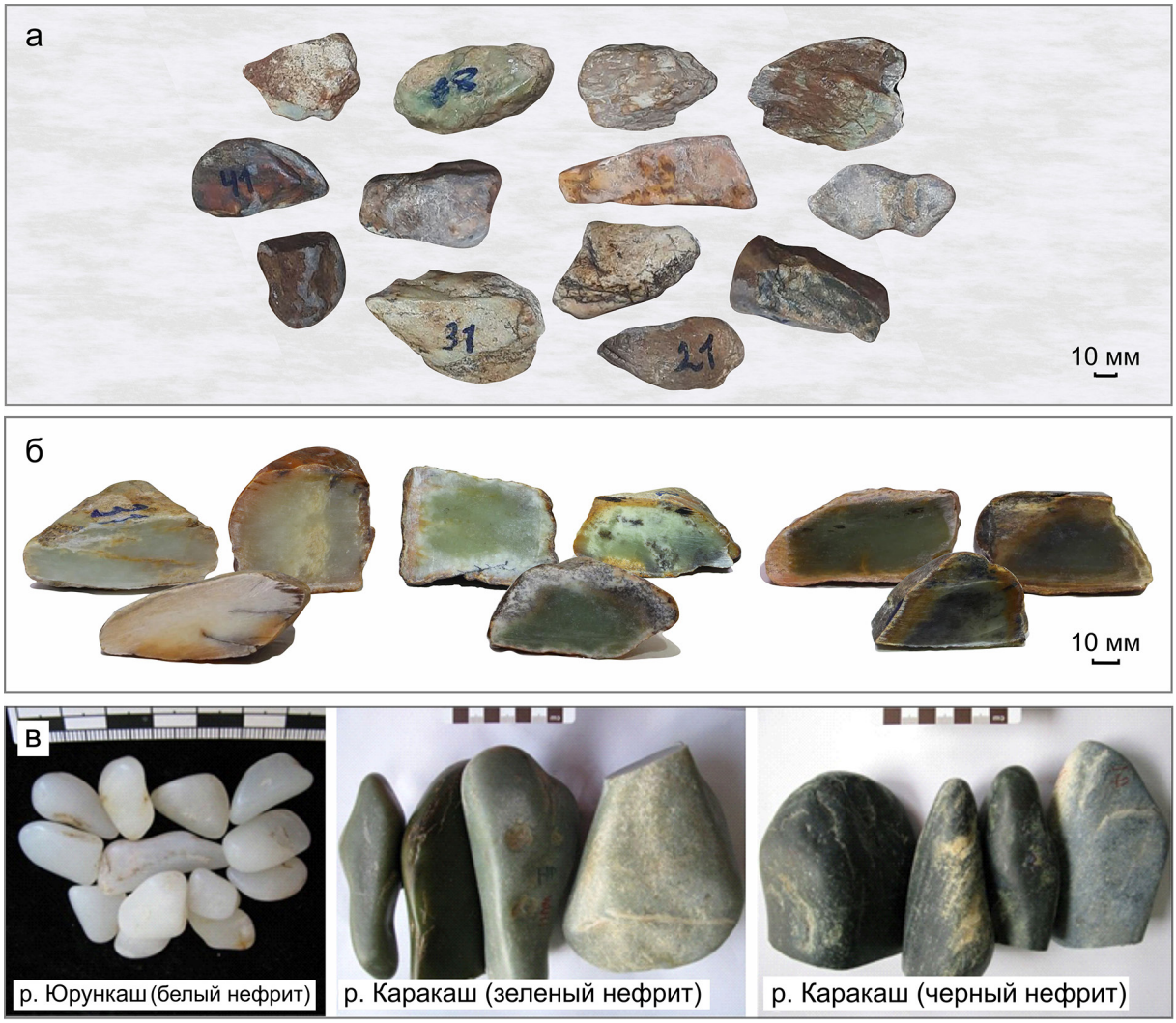


Рис. 5. Нефритовые гальки из р. Ципа (а, б) и пояса Хотан (в) (Liu et al., 2011a).

Fig. 5. Nephrite pebbles from the Tsipa River (а, б) and the Hetian area (в) (Liu et al., 2011a).

лек нефрита из р. Ципа выявлены повышенные содержания Al и K, в кайме – повышенные содержания оксидов железа и марганца. Основные петрогенные элементы россыпного нефрита пояса Хотан характеризуются содержаниями, мас. %: SiO_2 – 53.57–57.86, CaO – 13.19–17.16, MgO – 20.37–25.33 (см. табл. 1).

По результатам многомерной статистики для 27 800 элементоопределений на полированной поверхности галек из р. Ципа выделены три общих кластера элементов в ядре и кайме: Si–O; Ca–Mg и Al–Fe–Mn–K–Na. Кластеры соответствуют основным связям в кристаллической решетке тремолита, которые формируются между двойными цепями кремний-кислородных тетраэдров, координационными полиэдрами магния и кальция, а также гидроксильными группами. Результат указывает на близость химического состава исследуемых зон аллювиальных галек нефрита. В образцах 1–4 отмечена слабая связь кислорода с остальными петрогенными элементами, что, вероятно, свидетельствует о более продолжительном воздействии гипергенных процессов на данные гальки нефрита.

Сравнение химического состава россыпного нефрита из пояса Хотан и из р. Ципа позволило выявить общие закономерности. Так, например, обработка химических анализов с получением формульных единиц показала, что основным минералом нефрита рек Ципа и Юрункаш является тремолит (рис. 7) с общей кристаллохимической формулой $Ca_2(Mg_{5.0–4.5}Fe^{2+}_{0.0–0.5})Si_8O_{22}(OH)_2$. Содержания петрогенных элементов в гальках рек Ципа и Юрункаш (см. табл. 1) соответствуют стандартным содержаниям для тремолита, мас. %: SiO_2 – 59.17, CaO – 13.80, MgO – 24.81. Число атомов Si в тремолите составляет 7.5–8.0 ф.е., а отношение

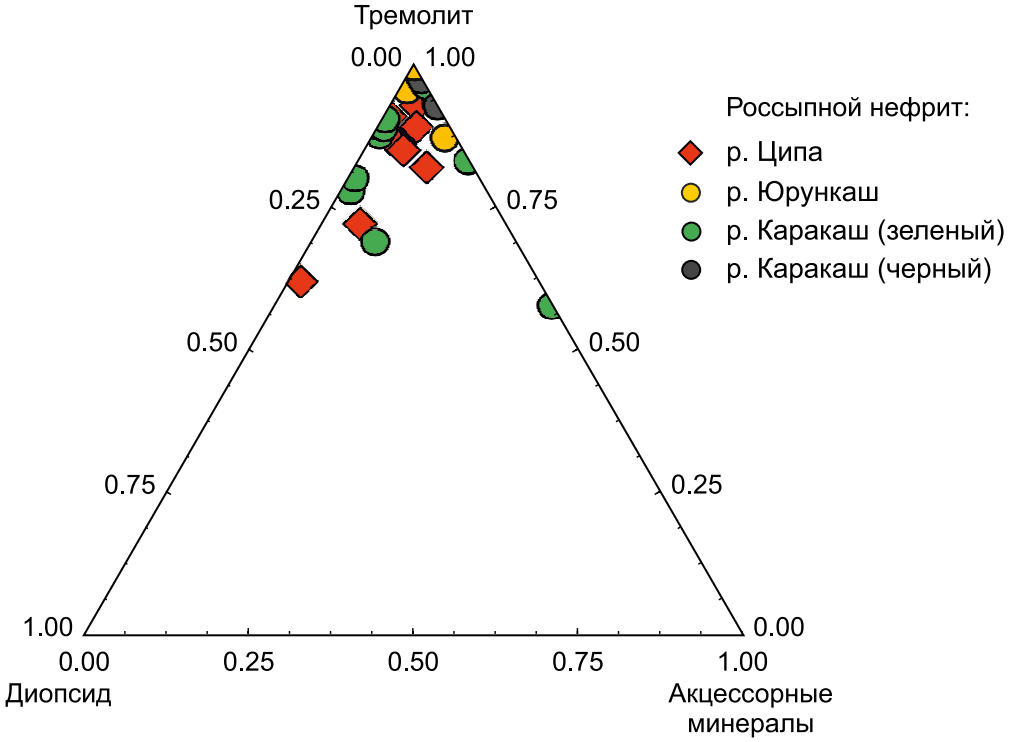


Рис. 6. Минеральный состав россыпного нефрита рек Ципа, Юрункаш и Каракаш по данным рентгенофазового анализа.

Fig. 6. Mineral composition of placer nephrite from the Tsipa, Yurungkash and Karakash rivers according to X-ray diffraction analysis.

Mg/(Mg + Fe^{2+}) – 0.9–1.0. Все это указывает на генетическую связь россыпного нефрита с коренными аподоломитовыми месторождениями Кавоктинское и Аламас с обедненными железом.

В минеральном составе аллювиального нефрита р. Каракаш (река черного нефрита) наряду с тремолитом встречается актинолит (см. рис. 7) с общей кристаллохимической формулой $Ca_2(Mg_{4.5–2.5}Fe^{2+}_{0.5–2.5})Si_8O_{22}(OH)_2$. Сравнение средних содержаний петрогенных элементов в изученных нефритовых гальках (см. табл. 1, рис. 8) показало существенные различия в содержаниях закисного железа. Нефритовая галька р. Каракаш характеризуется повышенными концентрациями FeO: зеленая галька содержит 0.96–1.77% при среднем содержании 1.26%, а черная галька – от 1.74 до 4.82% при среднем содержании 2.94%. Белый нефрит р. Юрункаш и нефритовая галька р. Ципа обладают небольшими содержаниями FeO: 0.65 и 0.56% соответственно. По-видимому, черный и зеленый цвет галек нефрита из р. Каракаш определяется высокими содержаниями двухвалентного железа (рис. 9а, б) и переходом тремолита в актинолит.

В минеральном составе россыпного нефрита пояса Хотан помимо тремолита и актинолита также встречаются акцессорные минералы – графит, кальцит, апатит, диопсид, циркон, алланит, рутил, кварц, анортит, доломит, иллит и хлорит (Liu et al., 2011a, 2016). Россыпной нефрит Витимского нагорья содержит диопсид, хлорит, флогопит, в незначительных количествах магнетит и антигорит. В целом россыпной нефрит отличается небольшим количеством акцессорных минералов по сравнению с коренным нефритом, что повышает качество нефрита как ювелирно-поделочного сырья.

Сравнение содержаний петрогенных компонентов россыпного нефрита Витимского нагорья и пояса Хотан (см. табл. 1) показало их незначительные различия по кремнезему, что, предположительно, связано с приуроченностью последнего к определенным магматическим породам. Например, в формировании нефрита Кавоктинского месторождения активную роль играли интрузивы кислого и среднего состава, тогда как месторождение Аламас связано преимущественно с породами среднего состава (см. рис. 3, 4). Это находит подтверждение и в содержаниях щелочных компонентов (см. рис. 8). Так, образцы р. Ципа значительно (в 2–5 раз) обогащены Na_2O и K_2O по сравнению с нефритовой галькой пояса Хотан (рис. 9в, г). Установлено что россыпной нефрит р. Ципа имеет повышенное значение суммы кальция и щелочей по сравнению с коренным нефритом Кавоктинского месторождения (Кислов и др., 2023б; Kislov, 2024), что, возможно,

Таблица 1. Химический состав галек россыпного нефрита Витимского нагорья и пояса Хотан, мас. %

Table 1. Chemical composition of placer nephrite pebbles from Vitim Highlands and of the Hetian area, wt %

Обр.	Характеристика нефрита, привязка	Компонент									
		SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	TiO_2	P_2O_5
1	Белый, р. Ципа	59.40	0.35	0.29	22.34	17.16	0.15	0.12	0.19	–	–
2		57.00	0.62	0.42	20.37	20.44	0.21	0.10	0.83	–	–
3		57.27	2.41	0.33	23.50	14.62	0.15	1.53	0.20	–	–
4		59.71	0.60	0.29	23.71	15.09	0.15	0.28	0.17	–	–
5	Светло-зеленый, р. Ципа	60.93	0.40	0.31	24.53	13.36	0.14	0.14	0.18	–	–
6		60.28	0.45	0.94	24.64	13.19	0.15	0.16	0.19	–	–
7		60.46	0.41	0.63	25.33	12.71	0.14	0.15	0.16	–	–
8		58.58	0.41	0.65	22.94	16.93	0.15	0.10	0.24	–	–
9	Темно-зеленый до черного, р. Ципа	60.54	0.48	0.73	22.89	14.93	0.13	0.12	0.19	–	–
10		60.64	0.46	0.79	23.00	14.60	0.13	0.13	0.23	–	–
11		60.21	0.39	0.60	23.52	14.71	0.14	0.22	0.21	–	–
12		60.27	0.47	0.77	23.42	14.58	0.11	0.18	0.20	–	–
B-12*	Валуны, р. Ципа	57.06	1.03	0.59	24.46	12.78	0.10	0.08	0.08	0.01	–
MYH6**	Белый нефрит, р. Юрункаш	55.97	0.90	0.70	23.89	11.90	0.11	0.09	0.07	0.01	0.02
MYH55**		56.19	0.96	1.09	23.76	12.16	0.15	0.21	0.15	0.11	0.01
MYH56**		56.60	0.95	0.17	25.01	11.75	0.12	0.04	0.06	0.01	0.03
MYH1**	Зеленый нефрит, р. Каракаш	56.68	0.96	0.73	24.36	11.58	0.15	0.07	0.04	0.04	0.04
MYH2**		56.29	0.97	0.67	23.83	12.83	0.12	0.04	0.05	0.04	0.14
MYH4**		55.50	1.77	1.17	24.40	11.58	0.13	0.14	0.06	0.08	0.02
MYH3**	Черный нефрит, р. Каракаш	51.09	1.18	1.74	14.24	12.96	0.16	0.10	0.26	0.05	0.03
MYH7**		55.29	1.01	4.82	20.98	12.22	0.15	0.09	0.28	0.05	0.02
MYH10**		54.98	1.08	2.25	22.18	12.12	0.10	0.03	0.24	0.06	0.04

*Среднее содержание галек нефрита для р. Ципа по (Сутурин и др., 2015).
**Данные из (Liu et al., 2016).
Примечание. Здесь и в табл. 2 прочерк – не обнаружено.

*Average content on nephrite boulders of the Tsipa River from (Suturin et al., 2015).
**Data from (Liu et al., 2016).
Note. Here and in Table 2 dash – not detected.

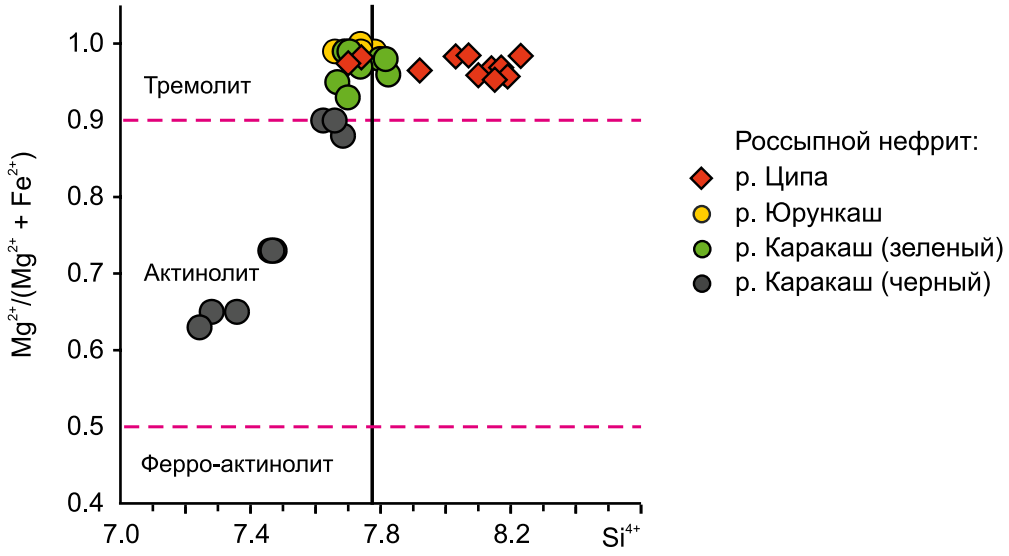


Рис. 7. Минеральный состав галек нефрита рек Ципа, Юрункаш и Каракаш.

Fig. 7. Mineral composition of nephrite pebbles from the Tsipa, Yurungkash and Karakash rivers.

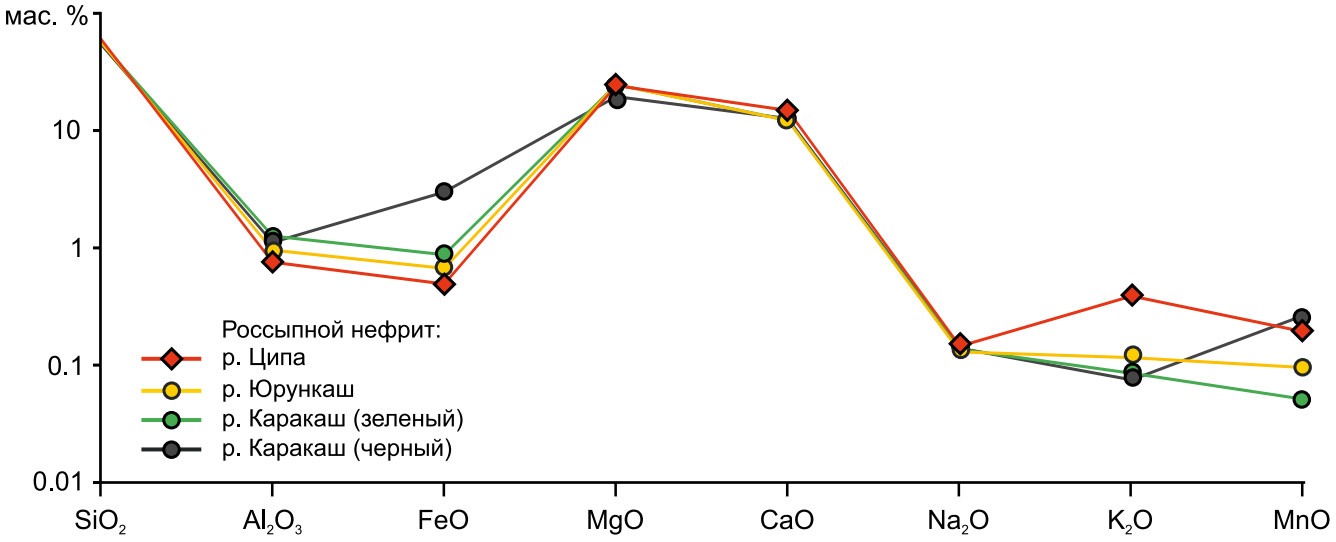


Рис. 8. Средние содержания петрогенных элементов в нефритовых гальках Витимского нагорья и пояса Хотан.

Fig. 8. Average contents of petrogenic elements in nephrite pebbles of the Vitim Highlands and Hetian area.

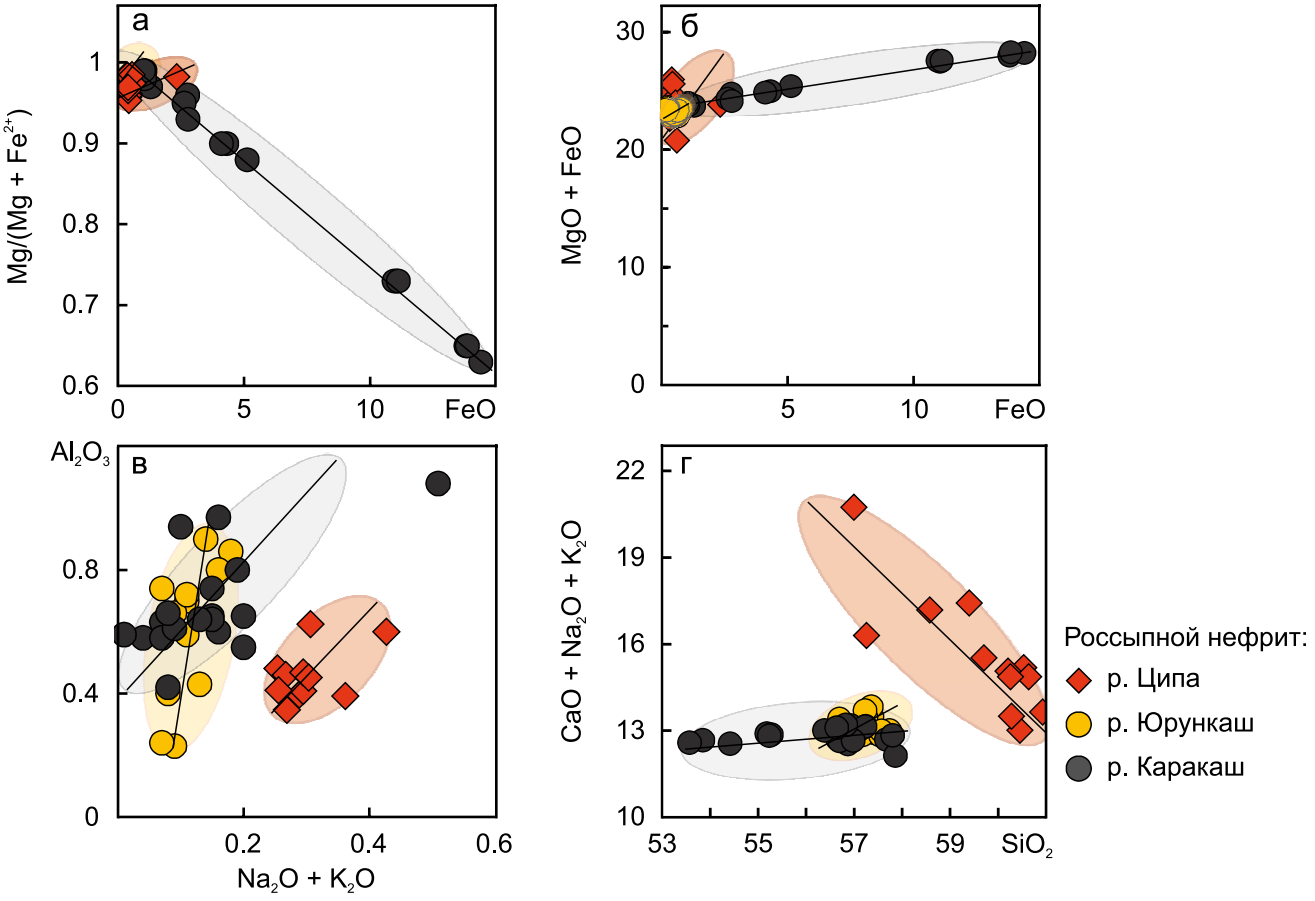


Рис. 9. Петрохимические диаграммы нефритовых галек Витимского нагорья и пояса Хотан.

Fig. 9. Petrochemical diagrams of nephrite pebbles of the Vitim Highlands and Hetian area.

связано с обогащением данными элементами аллювиальных галек в экзогенных условиях.

На петрохимических диаграммах выявлены отчетливые различия между исследованными объектами. Установлено, что в белом нефрите р. Юрункаш наименьшее (0.11–0.72%) содержание FeO (см. рис. 9а, б), тогда как в других изученных объектах данный параметр находится в пределах от 0.9 до 14.4%, а диаграмма SiO_2–$CaO + Na_2O + K_2O$ позволяет четко различать нефрит Витимского нагорья и пояса Хотан (см. рис. 9г).

Содержания рассеянных элементов в россыпном нефрите Витимского нагорья и пояса Хотан близки (рис. 10, табл. 2), что может указывать на общий генезис их первичного (коренного) источника. При этом в россыпном нефрите рек Юрункаш и Каракаш повышены содержания Sc, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Cs, Hf, Ta, W, Tl, I, Pb, Bi, Th, U, а в россыпном нефрите р. Ципа – Cu, Mo, Ba, Li, Ge, As, Se, Sn, Sb.

Сопоставление распределения РЗЭ в россыпных нефритах рек Ципа, Юрункаш и Каракаш (табл. 3)

Таблица 2. Средние содержания рассеянных элементов в гальке россыпного нефрита Витимского нагорья и пояса Хотан, г/т

Table 2. Average trace element content in placer nephrite pebbles from Vitim Highlands and of the Hetian area, ppm

Элемент	р. Ципа (оригинальные данные)			р. Юрункаш*	р. Каракаш*	
	Белый нефрит	Светло-зеленый нефрит	Нефрит темно-зеленый до черного	Белый нефрит	Зеленый нефрит	Черный нефрит
Li	6.33	4.45	1.58	–	–	–
Be	19.98	22.24	14.94	19.71	6.25	21.1
Sc	0.30	0.12	0.21	1.83	3.06	2.08
Ti	31.61	34.06	99.24	–	–	–
V	10.91	8.92	17.49	7.23	13.40	11.18
Cr	9.54	7.93	5.51	10.14	14.47	14.67
Mn	586.83	637.55	869.18	–	–	–
Co	1.13	1.71	1.56	–	–	–
Ni	14.12	14.68	16.70	12.28	13.43	13.23
Cu	25.15	24.15	24.00	1.18	1.71	17.01
Zn	31.83	45.35	120.80	57.9	89.17	135
Ga	1.62	1.92	1.29	1.31	1.57	2.62
Ge	1.08	1.60	1.40	–	–	–
As	0.23	0.41	0.45	–	–	–
Se	0.14	0.24	0.14	–	–	–
Rb	10.33	9.34	9.11	15.67	13.08	5.39
Sr	5.92	8.34	7.49	6.86	28.38	32.25
Y	1.15	1.74	4.87	2.82	7.50	2.75
Zr	2.67	2.92	5.58	10.97	18.68	13.93
Nb	0.56	1.30	1.16	1.41	2.12	1.41
Mo	6.66	6.37	6.47	0.18	0.57	1.67
Cd	0.06	0.03	0.06	0.05	0.05	0.08
In	–	–	–	<0.05	<0.05	0.05
Sn	0.22	0.21	0.25	–	–	–
Sb	0.49	0.45	0.43	–	–	–
Cs	0.49	0.31	0.29	2.37	4.18	1.42
Ba	24.25	23.65	23.33	10.12	32.99	16.17
Hf	0.05	0.06	0.12	0.28	0.47	0.36
Ta	–	0.06	0.05	0.31	0.39	0.13
W	0.17	0.03	0.11	2.87	2.98	4.66
Tl	0.05	0.04	0.06	0.16	0.11	0.06
Pb	1.96	2.23	1.10	1.12	4.11	4.67
Bi	–	–	–	<0.05	<0.05	0.15
Th	0.04	0.21	0.19	0.29	1.63	0.51
U	0.45	0.83	1.01	0.63	1.51	1.9
Количество образцов	4	4	4	3	3	3

*Данные из (Liu et al., 2016).

*Data from (Liu et al., 2016).

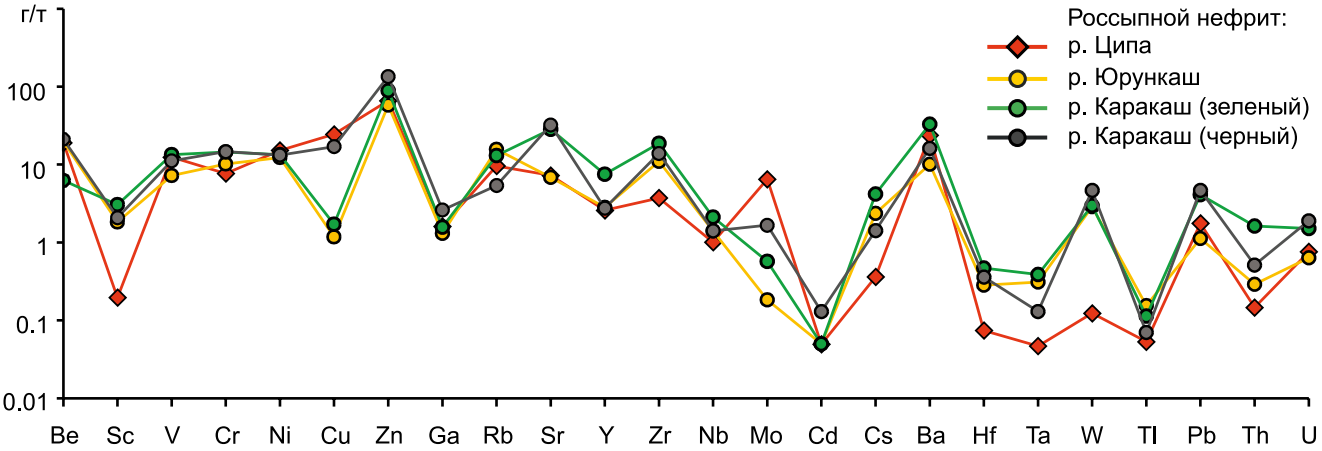


Рис. 10. Среднее содержание рассеянных элементов в россыпном нефрите Витимского нагорья и пояса Хотан.

Fig. 10. Average content of trace elements in placer nephrite of the Vitim Highlands and Hetian area.

Таблица 3. Содержания РЗЭ в гальке россыпного нефрита Витимского нагорья и пояса Хотан, г/т

Table 3. REE contents in placer nephrite from from Vitim Highlands and of the Hetian area, ppm

Обр.	Элемент														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	∑РЗЭ
1	0.5	1.4	0.1	0.7	0.1	0.04	0.2	0.02	0.19	0.04	0.12	0.01	0.08	0.01	3.5
2	2.1	2.9	0.3	0.9	0.1	0.04	0.1	0.01	0.09	0.02	0.05	0.01	0.04	0.01	6.7
3	3.7	6.9	0.6	2.1	0.3	0.04	0.2	0.02	0.14	0.03	0.09	0.01	0.07	0.01	14.2
4	2.2	3.8	0.4	1.3	0.2	0.03	0.2	0.02	0.12	0.02	0.06	0.01	0.06	0.01	8.4
5	2.1	3.7	0.3	1.0	0.2	0.02	0.1	0.02	0.09	0.02	0.05	0.01	0.06	0.01	7.6
6	1.7	3.2	0.3	1.0	0.2	0.02	0.1	0.02	0.10	0.02	0.05	0.01	0.06	0.01	6.7
7	10.4	13.2	0.9	2.6	0.3	0.05	0.3	0.04	0.29	0.07	0.22	0.04	0.27	0.04	28.7
8	9.1	13.0	0.9	2.5	0.4	0.04	0.3	0.04	0.28	0.05	0.19	0.03	0.21	0.03	27.1
9	1.6	3.8	0.4	2.0	0.4	0.06	0.3	0.04	0.33	0.10	0.41	0.07	0.54	0.06	10.1
10	6.7	14.1	0.9	2.7	0.4	0.04	0.3	0.05	0.31	0.08	0.36	0.08	0.60	0.09	26.6
11	3.9	6.3	0.5	1.8	0.3	0.03	0.3	0.06	0.46	0.12	0.30	0.03	0.18	0.02	14.4
12	4.5	7.1	0.6	2.0	0.3	0.03	0.4	0.06	0.44	0.10	0.27	0.03	0.15	0.02	16.0
MYH6*	2.1	3.8	0.4	1.7	0.3	<0.05	0.3	<0.05	0.26	<0.05	0.12	<0.05	0.09	<0.05	9.4
MYH55*	2.9	6.1	0.7	2.8	0.6	<0.05	0.6	0.11	0.69	0.15	0.50	0.07	0.54	0.08	15.9
MYH56*	0.7	2.7	0.2	0.9	0.2	<0.05	0.3	<0.05	0.33	0.08	0.25	<0.05	0.20	<0.05	6.0
MYH1*	5.6	11.3	1.3	5.1	1.3	0.13	1.4	0.22	1.19	0.21	0.63	0.09	0.71	0.10	29.3
MYH2*	4.0	7.0	0.8	2.8	0.6	0.06	0.7	0.13	0.87	0.20	0.70	0.10	0.71	0.10	18.7
MYH4*	9.6	14.5	1.8	6.7	1.3	0.20	1.3	0.22	1.33	0.28	0.92	0.12	0.84	0.13	39.3
MYH3*	3.2	6.0	0.7	2.6	0.5	0.07	0.3	0.07	0.40	0.09	0.35	0.06	0.61	0.09	15.0
MYH7*	3.2	5.3	0.5	1.9	0.4	<0.05	0.3	0.06	0.33	0.07	0.27	<0.05	0.29	0.05	12.8
MYH10*	1.4	2.9	0.3	1.4	0.3	<0.05	0.4	0.08	0.49	0.10	0.29	<0.05	0.22	<0.05	8.0

*Данные по поясу Хотан из (Liu et al., 2016).
Примечание. 1–12 – оригинальные данные по р. Ципа (Витимское нагорье); характеристику и привязку образцов см. в табл. 1.

*Data for the Hetian area from (Liu et al., 2016).
Note. 1–12 – original data on the Tsipa River (Vitim Highlands); see Table 1 for sample characterisation and georeferencing.

показало, что образцы галек обладают следующими общими характеристиками: отрицательная Eu-аномалия, выраженный правосторонний наклон, умеренное обогащение легкими РЗЭ и практически горизонтальный тренд распределения тяжелых РЗЭ (рис. 11). Сумма РЗЭ в россыпном нефрите Витимского нагорья составляет 3.48–28.67 г/т, а в нефритовых гальках пояса Хотан – 5.98–39.31 г/т.

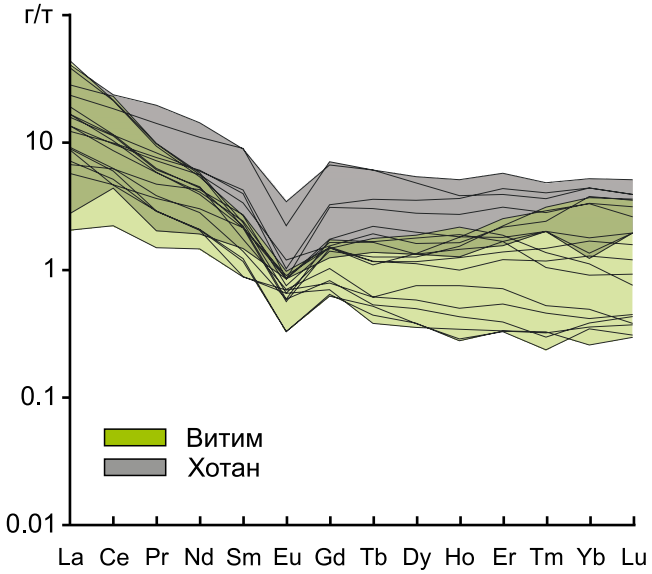


Рис. 11. Спайдер-диаграммы РЗЭ для россыпного нефрита Витимского нагорья и пояса Хотан.

Нормировано по хондриту (McDonough, Sun, 1995).

Fig. 11. Spider-diagrams of REE for placer nephrite of the Vitim Highlands and the Hetian area.

Normalised by chondrite (McDonough, Sun, 1995).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Россыпные нефриты Республики Бурятия (Витимское нагорье) и северо-западного Китая (горы Кунь-Лунь) разнообразны по окраске. Здесь встречаются белые, светлоокрашенные, зеленые, черные гальки нефритов. Сравнение россыпного нефрита р. Ципа с нефритом крупнейшего россыпного нефритоносного пояса Хотан выявило, что главным минералом в аллювиальных гальках является тремолит, который в черном и темно-зеленом нефрите р. Каракаш может переходить в актинолит с увеличением содержаний FeO в 5–10 раз. В россыпном нефрите Витимского нагорья отмечаются более развитая кайма прокрашивания и повышенное содержание щелочей. Данные факты могут свидетельствовать в пользу специфических (водно-ледниковых) экзогенных условий при транспортировке обломков, а также указывают на участие в формировании коренного источника нефрита кислых магматических пород. Распределение РЗЭ в россыпном нефрите обеих провинций очень близкое, что служит подтверждением общего генезиса нефритов коренных месторождений Кавоктинское и Аламас, которые являются источником вторичного нефрита. Таким образом, исследования показали существенное сходство аллювиального нефрита рек Ципа, Юрункаш и Каракаш, что может свидетельствовать о больших перспективах нефритовых россыпей Витимского нагорья и необходимости постановки здесь специализированных геолого-разведочных работ.

Благодарности

Авторы признательны НОЦ “Геотермохронологии” КФУ, МДЦ “Аналитическая микроскопия” КФУ, “ТатНИПИнефть” ПАО “Татнефть” за проведенные анализы. Выражаем искреннюю благодарность рецензентам за высказанные ценные замечания и предложения, которые позволили значительно улучшить рукопись статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортников Н.С., Волков А.В., Лаломов А.В., Бочнева А.А., Иванова Ю.Н., Лаломов Д.А. (2024) Роль россыпных месторождений в обеспечении воспроизводства минерально-сырьевой базы дефицитных видов стратегического минерального сырья России на современном этапе. *Rus. J. Earth Sci.*, **24**(1), ES1012. https://doi.org/10.2205/2024es000897

Игнатов П.А., Хэн Ч. (2015) Типы россыпей нефрита Кунь-Луня и прилегающей Таримской депрессии Китая. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (3), 26-34.

Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф., Вантеев В.В. (2023а) Нефрит месторождения Ныpдвоменшор, Полярный Урал. *Литосфера*, **23**(2), 270-291. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-270-291

Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г. (2023б) Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования. *Горные науки и технологии*, **8**(3), 195-206. https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75

Лаломов А.В., Бочнева А.А. (2024) Россыпные месторождения России как источник стратегических видов минерального сырья. *Минеральные ресурсы России. Экономика и управление*, **3**(188), 5-18.

Портнов А.М., Дронова Н.Д. (2016) Неповторимый нефрит. *Природа*, (12), 18-23.

Словарь по геологии россыпей. (1985) (Под ред. Н.А. Шило). М.: Недра, 197 с.

Сотникова В.Ф., Сунгатуллин Р.Х., Кислов Е.В. (2025) Первые минералого-геохимические данные о россыпном нефрите Витимского нагорья, Республика Бурятия. *Литология и полез. ископаемые*, (3). 346-360. https://doi.org/10.31857/S0024497X25030058

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. (2015) Месторождения нефрита. Иркутск: ИГУ, 377 с.

Юргенсон Г.Л. (2001) Ювелирные и поделочные камни Забайкалья. Новосибирск: Наука, 390 с.

Adams C.J., Beck R.J., Campbell H.J. (2007) Characterisation and origin of New Zealand nephrite jade using its strontium isotopic signature. *Lithos*, **97**, 307-322.

Boyd W.F., Wight W. (1983) Gemstones of Canada. *J. Gemm*., **18**(6), 544-562.

Jing Y., Liu Y. (2022) Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China. *Ore Geol. Rev*., **149**, 105087. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105087

Jutras J.P., Williams B., Williams C., Rossman G.R. (2023) Nephrite Jade from Washington State, USA, including a New Variety Showing Optical Phenomena. *J. Gemm.*, **38**(5), 494-511. http://doi.org/10.15506/JoG.2023.38.5.494

Kislov E.V. (2024) Kavokta Deposit, Middle Vitim mountain country, Russia: composition and genesis of dolomite type nephrite. *Geosci.*, **14**(11), 303. https://doi.org/10.3390/geosciences14110303

Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M., Posokhov V.F., Vanteev V.V. (2023) Nyrdvomenshor nephrite deposit, Polar Urals, Russia. *Minerals*, **13**(6), 767. https://doi.org/10.3390/min13060767

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. (2011a) Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China. *Ore Geol. Rev*., **41**(1), 122-132. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.004

Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T.F., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X. (2011b) Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China. *J. Asian Earth Sci.*, **42**(3), 440-451. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.05.012

Liu Y., Deng J., Shi G.H., Lu T., He H., Ng Y.-N., Shen Ch., Yang L., Wang Q. (2010) Chemical zone of nephrite in Alamas, Xinjiang, China. *Res. Geol.*, **60**(3), 249-259. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00135.x

Liu Y., Zhang R., Zhang Zh., Shi G., Zhang Q., Abuduwayiti M., Liu J. (2015) Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit. *Lithos*, **212-215**, 128-144. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.002

Liu Y., Zhang R.-Q., Maituohuti A., Wang Ch., Zhang Sh., Shen Ch., Zhang Zh., He M., Zhang Y., Yang X. (2016) SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: implication for a magnesium skarn. *Ore Geol. Rev*., **72**(1), 699-727. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.08.023

McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol*., **120**, 223-253.

Mustoe G.E. (2024a) Nephrite Jade and Related Rocks from Western Washington State, USA: A Geologic Overview. *Minerals*, **14**, 1186. https://doi.org/10.3390/min14121186

Mustoe G.E. (2024b) Pleistocene Glacial Transport of Nephrite Jade from British Columbia, Canada, to Coastal Washington State, USA. *Geosci.*, **14**, 242. https://doi.org/10.3390/geosciences14090242

REFERENCES

Adams C.J., Beck R.J., Campbell H.J. (2007) Characterisation and origin of New Zealand nephrite jade using its strontium isotopic signature. *Lithos*, **97**, 307-322.

Bortnikov N.S., Volkov A.V., Lalomov A.V., Bochkneva A.A., Ivanova Yu.N., Lalomov D.A. (2024) The role of placer deposits in ensuring the replenishment of the mineral resource base of scarce types of strategic mineral raw materials in Russia at the present stage. *Rus. J. Earth Sci.*, **24**(1), ES1012. (In Russ.) https://doi.org/10.2205/2024es000897

Boyd W.F., Wight W. (1983) Gemstones of Canada. *J. Gemm*., **18**(6), 544-562.

Dictionary of Placer Geology. (1985) (Ed. by N.A. Shilo). Moscow, Nedra Publ., 197 p. (In Russ.)

Ignatov P.A., Hen Ch. (2015) Types of nephrite placers in the Kunlun and the adjacent Tarim Depression of China. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (**3**), 26-34. (In Russ.)

Jing Y., Liu Y. (2022) Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China. *Ore Geol. Rev*., **149**, 105087. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105087

Jutras J.P., Williams B., Williams C., Rossman G.R. (2023) Nephrite Jade from Washington State, USA, including a New Variety Showing Optical Phenomena. *J. Gemm.*, **38**(5), 494-511. http://doi.org/10.15506/JoG.2023.38.5.494

Kislov E.V. (2024) Kavokta Deposit, Middle Vitim mountain country, Russia: composition and genesis of dolomite type nephrite. *Geosci.*, **14**(11), 303. https://doi.org/10.3390/geosciences14110303

Kislov E.V., Khudyakova L.I., Nikolaev A.G. (2023б) Waste from processing apodolomitic nephrite and directions for its use. *Gornye nauki i tekhnologii*, **8**(3), 195-206. (In Russ.) https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75

Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M., Posokhov V.F., Vanteev V.V. (2023) Nyrdvomenshor nephrite deposit, Polar Urals, Russia. *Minerals*, **13**(6), 767. https://doi.org/10.3390/min13060767

Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M., Posokhov V.F., Vanteev V.V. (2023a) Nephrite of the Nyrdvomenshor deposit, Polar Urals. *Lithosphere (Russia)*, **23**(2), 270-291. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-2-270-291

Lalomov A.V., Bochkneva A.A. (2024) Placer deposits of Russia as a source of strategic types of mineral raw materials. *Mineralnye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie*, **3**(188), 5-18. (In Russ.)

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. (2011a) Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China. *Ore Geol. Rev*., **41**(1), 122-132. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.004

Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T.F., Zhang G., Abuduwayiti M., Yang L., Sun X. (2011b) Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China. *J. Asian Earth Sci.*, **42**(3), 440-451. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.05.012

Liu Y., Deng J., Shi G.H., Lu T., He H., Ng Y.-N., Shen Ch., Yang L., Wang Q. (2010) Chemical zone of nephrite in Alamas, Xinjiang, China. *Res. Geol.*, **60**(3), 249-259. https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00135.x

Liu Y., Zhang R., Zhang Zh., Shi G., Zhang Q., Abuduwayiti M., Liu J. (2015) Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit. *Lithos*, **212-215**, 128-144. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.002

Liu Y., Zhang R.-Q., Maituohuti A., Wang Ch., Zhang Sh., Shen Ch., Zhang Zh., He M., Zhang Y., Yang X. (2016) SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: implication for a magnesium skarn. *Ore Geol. Rev*., **72**(1), 699-727. https://doi.org/10.1016/j.ore-

georev.2015.08.023

McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol*., **120**, 223-253.

Mustoe G.E. (2024a) Nephrite Jade and Related Rocks from Western Washington State, USA: A Geologic Overview. *Minerals*, **14**, 1186. https://doi.org/10.3390/min14121186

Mustoe G.E. (2024b) Pleistocene Glacial Transport of Nephrite Jade from British Columbia, Canada, to Coastal Washington State, USA. *Geosci.*, **14**, 242. https://doi.org/10.3390/geosciences14090242

Portnov A.M., Dronova N.D. (2016) Unique nephrite. *Priroda*, (12), 18-23. (In Russ.)

Sotnikova V.F., Sungatullin R.Kh., Kislov E.V. (2025) First mineralogical and geochemical data on placer nephrite of Vitim Highland, Republic of Buryatia. *Lithol. Miner. Res.*, **60**(3), 333-345 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 346-360). https://doi.org/10.1134/S0024490225700038

Suturin A.N., Zamaletdinov R.S., Sekerina N.V. (2015) Nephrite deposits. Irkutsk, IGU, 377 p. (In Russ.)

Yurgenson G.L. (2001) Gem and ornamental stones of Transbaikal'e. Novosibirsk, Nauka Publ., 390 p. (In Russ.)

УДК 523.64-1/-8 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-961-976

Микроскопические следы Чулымского болида, падение 1984 года

В. А. Цельмович[1], В. Г. Шельмин[2], Л. П. Максе[3]

[1]Геофизическая обсерватория "Борок" – филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742, Ярославская обл., п. Борок, e-mail: tselm@mail.ru
[2]ООО "Экомонитор", 634050, Томская обл., г. Томск, с. Кисловка, ул. Мира, 3/7, e-mail: chulymmb@mail.ru
[3]ОДО "СТРИМ", 212029, г. Могилёв, ул. Габровская, 17, Республика Беларусь, e-mail: larissa_maxe@rambler.ru

Поступила в редакцию 23.01.2025 г., принята к печати 07.03.2025 г.

Объект исследования. Чулымский болид, падение 1984 г. *Цель.* Выявление диагностических признаков частиц кометного происхождения, извлеченных из "следа" Чулымского космического тела, анализ данных для его отнесения к фрагменту ядра кометы. *Методы*. Изучены торфяные колонки, отобранные в трех точках по трассе полета Чулымского космического тела. Для исследований использовали оптический микроскоп "Olympus BX 51M", сканирующий электронный микроскоп "Tescan Vega II" с приставкой для энергодисперсионного количественного микроанализа "Drycool". *Результаты*. Кометная природа Чулымского космического тела принята авторами в качестве рабочей гипотезы, в соответствии с ней проводили наземный поиск "следов" взорвавшегося болида – фрагмента кометы – в форме микроскопических космических частиц. Как наиболее вероятную авторы рассматривают версию теплового взрыва Чулымского космического тела при торможении в плотных слоях атмосферы. Проведена инициативная экспедиция для сбора проб, содержащих предполагаемые "следы" кометного вещества. Исследованы частицы, извлеченные из проб, отобранных в трех точках следа Чулымского космического тела близ Минаевки. Некоторые обнаруженные частицы авторы отнесли к веществу разрушенного взрывом болида на основании рабочей гипотезы о том, что Чулымское космическое тело – фрагмент кометы. *Выводы.* Частицы, обнаруженные в пробах из трех точек отбора, различаются по микроструктуре, что может отражать взаимодействие космогенного вещества с земным веществом на различных стадиях полета болида. Среди частиц, выделенных из "следа" Чулымского космического тела, обнаружены железосодержащие алюмосиликатные микросферы с уникальной тонковолокнистой микроструктурой, переходящей в наноструктурные особенности, которые не наблюдались ранее в частицах вулканического или техногенного происхождения. Такие микросферы могут быть использованы в качестве стратиграфического репера импактного события, в том числе как диагностический признак кометного вещества и продуктов его преобразования. Возникающие при взрыве микро- и наноструктуры могут обладать принципиально новыми свойствами и представлять интерес для разработки материалов с новыми свойствами, что важно для работ в области нанотехнологий. Обнаружение тонких пленок железа и никеля на частицах земного происхождения может быть использовано в качестве диагностического признака кометного вещества в случаях взрыва метеороида с разрушением в атмосфере или на поверхности.

Ключевые слова: *Чулымское космическое тело, микроструктура и состав, микросферы, железосодержащие алюмосиликатные микросферы*

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН

Microscopic traces of the Chulym bolide, fall 1984

Vladimir A. Tselmovich[1], Vasiliy G. Shelmin[2], Larisa P. Maxe[3]

[1]Borok Geophysical Observatory of Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, Borok village, Yaroslavl region 152742, Russia, e-mail: tselm@mail.ru
[2]Ecomonitor LLC, 3/7Mir st., Kislovka village, Tomsk, Tomsk region 634050, Russia, e-mail: chulymmb@mail.ru
[3]ALC "STRIM", 17 Gabrovskaya st., Mogilev 212029, Republic of Belarus, e-mail: larissa_maxe@rambler.ru

Received 23.01.2025, accepted 07.03.2025

Research subject. The Chulymsky bolide, the fall of 1984. *Aim*. Identification of diagnostic signs of cometary origin particles extracted from the "trace" of the Chulym cosmic body, analysis of data for its classification by type to a fragment of the comet nucleus. *Materials and methods.* Peat columns selected at three points along the flight path of the Chulym

Для цитирования: Цельмович В.А., Шельмин В.Г., Максе Л.П. (2025) Микроскопические следы Чулымского болида, падение 1984 года. *Литосфера*, **25**(4), 961-976. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-961-976. EDN: RTCHEE

For citation: Tselmovich V.A., Shelmin V.G., Maxe L.P. (2025) Microscopic traces of the Chulym bolide, fall 1984. *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 961-976. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-961-976. EDN: RTCHEE

© В.А. Цельмович, В.Г. Шельмин, Л.П. Максе, 2025

cosmic body were studied. An optical microscope “Olympus BX 51M” and a scanning electron microscope “Tescan Vega II” with a prefix for energy-dispersive quantitative microanalysis “Drycool” were used. *Results.* The cometary nature of Chulym cosmic body was accepted by the authors as a working hypothesis, according to which a ground–based search was conducted for “traces” of an exploding bolide – a fragment of a comet – in the form of microscopic cosmic particles. The authors consider the version of a thermal explosion of Chulym cosmic body during braking in dense layers of the atmosphere to be the most probable. An initiative expedition was conducted to collect samples containing suspected “traces” of cometary matter. The particles extracted from the samples taken at three points of the Chulym cosmic body trace near Minayevka were studied. The authors attributed some of the detected particles to the substance of the bolide destroyed by the explosion, based on the working hypothesis that the Chulym cosmic body is a fragment of a comet. *Conclusions.* The particles found in samples from three sampling points differ in microstructure, which may reflect the interaction of cosmogenic matter with terrestrial matter at different stages of the bolide's flight. Among the particles isolated from the “trace” of the Chulym cosmic body, iron-containing aluminosilicate microspheres with a unique fine-fiber microstructure turning into nanostructural features that have not been observed previously in particles of volcanic or technogenic origin were identified. Such microspheres can be used as a stratigraphic reference for an impact event, including as a diagnostic feature of cometary matter and its transformation products. Micro- and nanostructures arising during the explosion may have fundamentally new properties and be of interest for the development of materials with new properties, which is important for work in the field of nanotechnology. The detection of thin films of Fe and Ni on particles of terrestrial origin can be used as a diagnostic feature of cometary material in cases of meteoroid explosion with destruction in the atmosphere or on the surface.

Keywords: *Chulym cosmic body, microstructure and composition, microspheres, iron-containing aluminosilicate microspheres*

Funding information

The work was performed within the framework of the state assignment of the IPE RAS

ВВЕДЕНИЕ

Исследования астероидов, комет, метеороидов обусловлены не чисто научным интересом, а ясным осознанием опасности этих объектов для человечества.

Чулымский болид вошел в земную атмосферу вечером 26 февраля 1984 г. и взорвался на большой высоте (около 100 км) в 120 км к северу от Томска, в районе р. Чулым – правого притока р. Обь (на границе Красноярского края и Томской области). Болид разрушился в атмосфере, образуя метеоритные рои. Он наблюдался около 10 с как чрезвычайно яркий искрящийся объект, его полет сопровождался ударной звуковой волной и микроземлетрясением, которое зарегистрировано региональными станциями Единой сети сейсмических наблюдений. По оценкам специалистов, мощность взрыва более 11 килотонн в тротиловом эквиваленте. Направление полета Чулымского космического тела (ЧКТ) – с востока на запад. По свидетельству очевидцев, болид вспыхивал на высоте и от него отделялись небольшие фрагменты до самого момента взрыва, разделившего его на три части. На земле по траектории пролета ЧКТ энтузиастами собраны массивные образцы, предположительно метеориты, но лабораторное исследование не выявило их космического происхождения (Цельмович и др., 2023). Тогда было решено попытаться обнаружить микроскопические частицы – пыль в “следе” взорвавшегося болида.

Частицы космической пыли (КП) – ценный источник информации для изучения и понимания строения Вселенной, что обусловливает постоянную актуальность ее исследования. Образцы КП являются крупнейшим по массе источником метеоритных и кометных материалов. Идентификация наземных (ископаемых) следов потоков КП не простая, но решаемая задача (Цельмович, 2023). Особенно важно изучать характеристические микроструктуры КП для выявления диагностических признаков происхождения КП в пробах с места зафиксированного события, к ним относится и ЧКТ (Цельмович и др., 2023).

Исследование ископаемой КП имеет особое значение в связи с необходимостью изучения палеособытий в истории Земли и прогнозированием возможных катастроф. Так, группа исследователей кафедры астрономии Бостонского университета под руководством Джесс Миллер провела исследование, которое показало, что Земля и вся Солнечная система могли пройти через два плотных межзвездных облака 7 млн лет назад (Miller et al., 2024). Это событие, как предполагается, привело к сжатию гелиосферы, и Земля оказалась под воздействием межзвездной среды, что привело к катастрофическим изменениям климата, поскольку мелкие частицы кометной пыли “выживают” при проникновении в атмосферу и попадают на поверхность. Для установления факта подобных палеособытий, а их в истории Земли было немало, важно правильно выделять и идентифицировать частицы КП на фоне сходных частиц техногенной и вулканической пыли. С учетом этого материалы, собранные в следе по траектории и на месте под

взрывом ЧКТ в воздухе, представляют особый информационный ресурс.

Микроскопическая пыль из космоса попадала на Землю на протяжении всей ее истории. Самые мелкие частицы могут находиться в атмосфере длительное время и оседают на поверхность Земли в течение нескольких недель. Внеземные частицы на земной поверхности незаметны для невооруженного глаза, но их можно собрать, отделить и идентифицировать по их характеристическим особенностям и свойствам. Исследования межпланетной пыли, собранной в стратосфере, позволили получить представление о природе кометных материалов (Brownlee, 1985) и их характере (частицы размером около 10 мкм замедляются на высотах от 100 км – ударное давление 0.02 кПа). Известно, что на Землю ежедневно падает в среднем 54 т межпланетного вещества (космической пыли) (Drolshagen et al., 2017). Не расплавившаяся в атмосфере КП часто состоит из большого количества мелких силикатных, сульфидных и органических компонентов, которые относятся к материалам ранней Солнечной системы. Фактически частицы КП – микропробы материала комет и астероидов, из которого сформировались планеты (Brownlee, 2016).

Изучение частиц КП позволяет открывать тайны досолнечной эпохи. Самое древнее из обнаруженного на Земле вещество найдено в космической пыли (Heck et al., 2020). Изучая включения в метеорите, ученые обнаружили частицы звездной пыли возрастом более 5 млрд лет. Некоторые хондриты, помимо протопланетной пыли, включают в себя предсолярные зерна – частицы межзвездной пыли, которая содержалась в межзвездном газе еще до образования Солнца, единственные материальные свидетельства периода, предшествовавшего Солнечной системе. Они обнаружены благодаря исследованиям КП. Изучение КП позволило узнать состав древней атмосферы Земли (Tomkins et al., 2016).

Сегодняшний уровень представлений о природе кометного вещества заметно пополнен новыми данными. Телескоп TESS обнаружил экзокометы возле звезды, удаленной от Земли на 65 световых лет (Zieba et al., 2019). Экзокометы – кометы возле удаленных звезд – оказались подобны кометам, вращающимся вокруг Солнца, что подтверждает правильность современных научных взглядов и теорий происхождения звезд и планет, комет и астероидов. Современные данные, полученные отдельными учеными и международными коллективами ученых разных стран, основанные на исследованиях комет автоматическими аппаратами и телескопами, размещенными на земле и в космосе, мы обобщили и анализировали для последующего применения при постановке и решении целевых задач работы. К ним относятся наземная микроскопическая диагностика кометного вещества, поиск критериев его идентификации на основе изучения микрочастиц болидной – кометной – пыли из “следа” по траектории полета ЧКТ, отнесенных нами к частицам кометным потенциально.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

На начальном этапе объектами исследования стали каменные фрагменты, найденные и отнесенные к ЧКТ поисковиком В.Г. Шельминым, который предположил, что они имеют внеземное происхождение и предоставил их для изучения в ГО “Борок” ИФЗ РАН. При изучении этих образцов в лаборатории ГО “Борок” в них выявлено наличие следов доменного процесса, однако не обнаружены частицы, которые по происхождению можно было бы отнести к космогенным. Отмечено, что объекты, подобные предоставленным образцам и по составу, и по структуре, образуются во время крупных природных пожаров, в металлургических процессах, при горных взрывных работах, что вызывает научный интерес при поиске аналогов и моделей. Отметив многочисленные безуспешные попытки множества поисковиков найти массивные фрагменты ЧКТ, авторы сосредоточились на поисках микроскопических следов взрыва и падения.

Известные к настоящему времени места и следы падения космических объектов на поверхность Земли исследованы, обнаружение и анализ новых фрагментов и продуктов деструкции метеороидов – задача перманентная, информация о них востребована и пополняет целевые базы данных. В массиве данных о метеороидах заметно, что наименее изучены вещество комет, следы распада и выпадения их частиц на поверхность Земли.

Для анализа предполагаемого состояния ЧКТ до вхождения в атмосферу Земли, еще на этапе его формирования, мы выделили общее и принципиальные различия между “новорожденными” будущими астероидами и кометами и их уже “зрелым” состоянием.

Начальной стадией планетообразования обычно считают образование неоднородностей – сгущений (Шмидт, 1949). В пылевом протопланетном диске у формирующегося Солнца частицы льда и пыли под действием взрывной волны, излучений и гравитации образовывали небольшие скопления – сгустки. При развитии и укрупнении сгустков постепенно формировались планетезимали – зародыши будущих планет, комет и астероидов. В условиях космических столкновений минералы в сгустках постепенно “вызревали” (уплотнялись, кристаллизовались), под действием гравитации они сближались, образовывая планетезимали. “Новорожденные” планетезимали обретали свою “жизнь” и свою историю, включающую в себя рост до состояния планеты или до столкновения с разрушением и превращением в рои астерои-

дов. Современная “жизнь” астероидов протекает в столкновениях в поясе между орбитами Марса и Юпитера, некоторые из них со временем становятся метеорами или метеоритами в атмосферах планет. Образование комет происходит по другому пути и имеет некоторые принципиальные отличия. Исследованиями выявлено, что комета Чурюмова–Герасименко – это результат гравитационного коллапса облака из минеральной и ледяной пыли (Blum et al., 2017).

Некоторые теории происхождения предполагают, что в разряд комет отдельные начальные сгустки переводит гравитация массивных объектов Солнечной системы, и она же заставляет их двигаться по вытянутым орбитам эллиптическим, гиперболическим или параболическим. По космогонической гипотезе О.Ю. Шмидта (1949), в пространстве у звезды происходило активное формирование пылевых частиц и их уплотнение в ледяные глыбы, которые были выброшены на окраины Солнечной системы, что привело к образованию сферического облака Оорта. В Солнечной системе, наряду с облаком Оорта, имеется пояс, состоящий из астероидов и комет. Периферия Солнечной системы насыщена ядрами комет: вулканы планет-гигантов периодически выбрасывают в межпланетное пространство ледяные глыбы, которые могут становиться кометами, как и глыбы льда от бомбардировки астероидами ледяных спутников планет. Во всех случаях конечным результатом становится ледяной каркас, включающий в себя собранное космическое вещество от единичных молекул до их агрегатов, металлических и минеральных частиц, простых линейных и сложных циклических углеводородов.

Сгустки, содержащие ледяную пыль и лед – будущие кометы, хорошо адсорбируют из окружающего пространства и накапливают простые органические соединения, которые в ходе эволюции комет преобразуются в сложные. Накапливающееся на поверхности комет вещество при действии ультрафиолета служит субстратом для формирования простых и затем более сложных органических молекул (Simonia, 2011).

Обобщая, выделим следующее: для формирования комет характерен быстрый коллапс облака, включающего ледяную пыль, либо выброс ледяного осколка как будущего ядра кометы, этап “вызревания” минералов отсутствует, но периодически складываются условия для протекания химических процессов под воздействием излучений.

Ученые сделали предположение (Weissman et al., 2020), что, если бы комета Чурюмова–Герасименко родилась в сильных столкновениях (например, из обломков планетезималей), то ее вещество было бы неоднородным и частично переплавленным, состоящим из глыб разного минерального состава. Вещество ядер комет, как правило, не подвергается сильным ударным столкновениям, что типично для астероидов. До встречи с Землей астероиды и кометы, включая их кому и ядро, имеют различную историю развития. Теоретические расчеты и наблюдения показывают, что в итоге кометы разрушаются, их ядра эволюционируют в неактивные объекты, похожие на астероиды (Weissman et al., 2020). Итог эволюции комет и астероидов – образование наночастиц межпланетной КП.

В качестве вероятной версии взрыва ЧКТ (рабочей гипотезы) авторы рассматривают тепловой взрыв при торможении в плотных слоях атмосферы. За время полета в атмосфере Земли поверхность ядра или фрагмента кометы подвергается абляции, но абляция не успевает нагреть и расплавить внутреннюю часть вплоть до фазы торможения в плотных нижних слоях атмосферы. Снижение скорости при торможении объекта создает условия для протекания высокотемпературных химических процессов между компонентами ядра объекта (в нашем случае – ЧКТ), раскаляются частицы металлов и минералов, лед и вода переходят в пар. Контакт даже микроколичества раскаленного железа и паров воды запускает реакцию, при которой выделяется газообразный водород, который при слишком высокой скорости метеороида уносится потоком. Взрыв может произойти лишь на этапе торможения в нижних слоях атмосферы, где водород может “сконцентрироваться” в полостях и порах и где кислорода достаточно для взрыва гремучего газа – смеси водорода и кислорода (2:1). Твердофазные продукты разрушения, вызванные тепловым взрывом, – окислы железа, застывшие капли расплавов, напоминающие шлаки, пузырчатые и пористые минеральные образования. Следовательно, в выпавших на поверхность продуктах взрыва ЧКТ, если он был фрагментом ядра кометы, можно найти шлакоподобные образования и частицы, нитевидные, витые, пористые и пузырчатые структуры в частицах макро- и микроуровня.

В связи с наличием в окружающей среде, а часто и в планшетах поиска КП, множества микрочастиц земного природного и техногенного происхождения, во многом структурно и морфологически аналогичных уже изученным частицам КП (банка данных КП), первая и особая задача в работе – поиск локаций и правильный отбор проб. Следующая важная задача представляет собой выделение из отобранных проб целевых объектов исследования – частиц КП, относящихся к событию ЧКТ. Итоговая задача – изучение микроструктуры и состава выделенных частиц КП. Цель работы заключается в выявлении характеристических особенностей – диагностических признаков частиц КП кометного происхождения – и применении их к трактовке происхождения ЧКТ.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Благодаря новым находкам фрагментов и следов падения метеороидов, обнаружению продуктов их деструкции в полете или при взрыве продолжается изучение и пополнение баз данных о потоках КП, в особенности кометной КП, с учетом этого авторы рассматривают кометную версию происхождения ЧКТ по аналогии с Учурским космическим телом (Tselmovich et al., 2023).

Макрофрагментов ЧКТ в районе его надземного взрыва не найдено. С учетом этого организован отбор проб в целях поиска микроскопических “остатков” ЧКТ. Инициативной экспедицией пробы для исследований отобраны в торфяниках в районе взрыва ЧКТ. Часть обнаруженных в пробах торфа частиц авторы отнесли к веществу потенциально кометного происхождения. Среди частиц, выделенных из следа ЧКТ, обнаружены железосодержащие алюмосиликатные микросферы с уникальной микроструктурой, переходящей в наноструктурные особенности, которые не встречались ни в вулканических (Коробейников и др., 1990), ни в техногенных выбросах. Благодаря этому они могут быть использованы в качестве стратиграфического репера импактного события.

Образцы различных каменных тел, найденные и отнесенные к ЧКТ поисковиком В.Г. Шельминым, представлены на рис. 1.

Состав минералов, предоставленных на исследование каменных тел, изучали на растровом электронном микроскопе Tescan Vega II с системой энергодисперсионного количественного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания, спектрометр Drycool) в ГО “Борок” ИФЗ РАН (п. Борок, Ярославская область). Условия исследования: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.1–0.4 нА, размер зонда <0.1 мкм, время измерения 50 с (“живое” время), ошибка анализа на сумму достигает 2–4 мас. % в зависимости от качества поверхности образца и особенностей его состава.

В Томский университет образцы были отправлены раньше, чем в Борок, и их анализировали на приборах аналогичного типа (СЭМ с приставкой для ЭДС). Результаты исследования получены сходные, однако в Томске не предположили, что в образцах прослеживаются различные фазы доменного процесса. Этот вывод сделан в ГО “Борок” ИФЗ РАН (Цельмович и др., 2023; Цельмович, Шельмин, 2023).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для исследования отбор проб осуществляли в виде колонки, и первой стала точка с координатами 57°49'03.62" N, 85°55'41.21" E. Частицы КП из точки 1 представлены смесью магнетитовых (*Mt)* и алюмосиликатных (*AlSi*) микросфер, включая каркасные, встречаются частицы чешуйчатого железа, которые являются фоновой КП, присутствуют частицы терригенного *Mt*. Точка 1 находится в 40 км к северу от точек 2 и 3, в которых также были обнаружены частицы, предположительно, кометного происхождения. При предполагаемой траектории полета Чулымского болида с востока на запад ширина воздействия взрыва превышает 40 км.

Результаты исследования химического состава и морфологии частиц из точки 2 (57°29'27.9" N, 85°39'16.86" E) и точки 3 (57°27′10.09″ N,

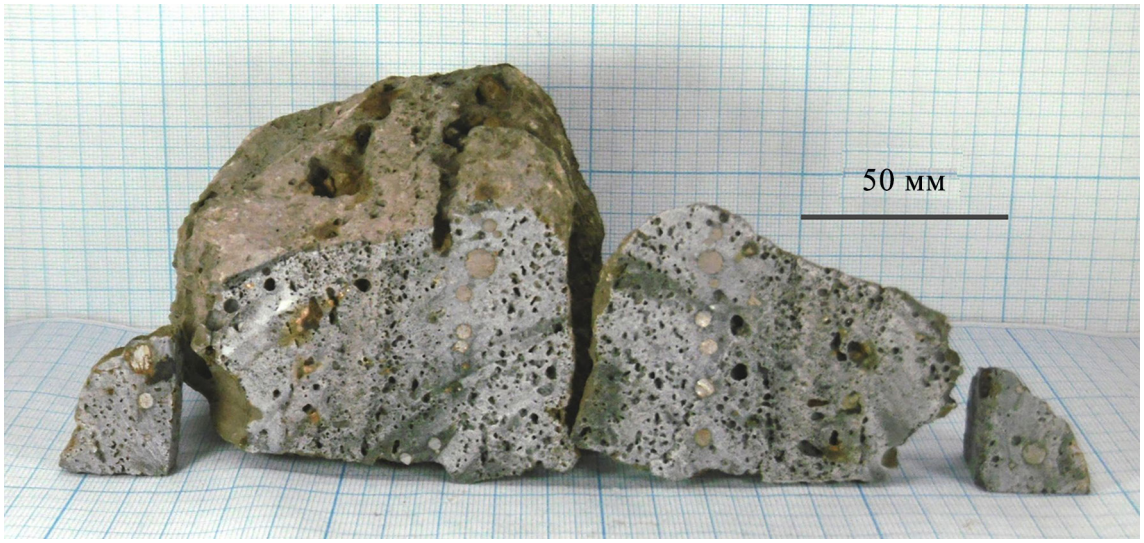


Рис. 1. Собранные в районе падения ЧКТ фрагменты со следами доменного процесса.

Fig. 1. Fragments collected in the area of the ChCB fall, with traces of the blast furnace process.

86°00′09.11″ E) дополнили базу данных, начатую ранее исследованиями в точке 1 (Цельмович и др., 2023, 2024). Анализировали микроструктуру и состав частиц, выделенных из всех трех точек в сравнении с ранее полученными данными исследования частиц, выделенных из проб осадочных пород (торф, трепел). При рассмотрении и анализе особенностей микроструктуры и морфологии частиц, выделенных из проб (в точке 2), изначально предположили, что частицы образовались в атмосфере при взрыве и/или высокотемпературной абляции тела сложного композитного состава, включающего лед, не исключали возможность падения частиц на поверхность (Войцеховский, 1990; Guilbert-Lepoutre et al., 2016).

Для сравнения микросфер и частиц иных форм по морфологии, структуре и составу в работе использовали данные и результаты сканирующей электронной микроскопии (СЭМ), полученные авторами ранее при исследовании частиц космической и техногенной пыли (Цельмович и др., 2019; Цельмович, Максе, 2022). В использованных для сравнения извлечениях – частицах КП из трепела месторождения Стальное (потенциально включающее палеократер, Хотимский район, Беларусь) – содержатся микровключения: множество частиц железа в форме *Mt*-микросфер, чешуек, стружек, лент, но частицы с никелем обнаруживаются редко (Цельмович, Максе, 2022).

Проведенное в работе исследование выявило, что в извлечениях из проб, отобранных в точках 1–3 в “следе” ЧКТ, действительно имеются частицы, которые отличаются особой морфологией, микроструктурой, имеют необычный сложный состав. Найденные в разных точках отбора проб частицы различаются, и эти различия, по-нашему мнению, отражают различные стадии взаимодействия кометного вещества с земным веществом атмосферы и поверхности. Среди частиц, выделенных из проб по “следу” ЧКТ, обнаружены железосодержащие алюмосиликатные микросферы с уникальной микроструктурой, переходящей в наноструктурные особенности, которые не наблюдаются при изучении частиц, образующихся при вулканических и техногенных процессах (Кириллова, 2012; Tosheva et al., 2012; Mintova et al., 2015). Некоторые из частиц идентифицированы как железистые алюмосиликаты, наличие которых отмечалось ранее. Наряду с обогащенными магнием кристаллическими силикатами в минеральной фракции кометных ядер найдены кристаллические силикаты с высоким содержанием железа, у которых значение Fe/(Fe + Mg) варьируется в пределах от 0.1 до хондритового значения ≈0.5 (Zolensky и др., 2008). Вопрос об образовании этих фаз остается до сих пор открытым, но отдаленным техногенным аналогом могут служить структуры, синтезируемые как катализаторы (Ханхасаева и др., 2003; Смирнова и др., 2023). Эффективные и недорогие сорбенты и катализаторы востребованы в промышленности и хозяйственной деятельности. Найденные нами наноструктуры железистых алюмосиликатов кометного происхождения могут быть воспроизведены в технических целях как катализаторы, целевые сорбенты и др.

В работе авторы не ставили задачу и цель обнаружить “остатки” кометного льда. Учитывая сведения о структуре и составе ядер комет (Дорофеева, 2020), а также свидетельства очевидцев взрыва ЧКТ об искрении в полете и после взрыва, согласно принятой рабочей гипотезе, мы считаем, что причиной разрушения ЧКТ в нижних слоях был тепловой взрыв при торможении. Взрыв ЧКТ (свидетелем которого был и В.Г. Шельмин) вызвал разрушение тела болида и не очень большой разлет фрагментов, падение которых сопровождалось вспышками, искрением и горением в нижних слоях атмосферы. Авторы предположили, что ЧКТ могло оставить “следы” в форме нано- и микрочастиц КП, осевших на поверхность снежного (под ним – растительного) покрова, необычных фрагментов теплового повреждения вещества.

При анализе результатов исследования СЭМ изображений морфологии и состава выделенных частиц КП исходили из предположения о неоднородном прогреве ЧКТ и, соответственно, абляции с его поверхности вещества, уже прошедшего некоторую высокоскоростную и высокотемпературную “обработку”. На основании этой “рабочей гипотезы” поиск различий проводили с учетом предполагаемых изменений исходного вещества ЧКТ при абляции, взрыве и разлете его фрагментов. Взрыв привел к образованию фрагментов ЧКТ, которые могли сохранить также часть исходного вещества ядра. Аналоги преобразований, частиц, морфологии искали в “прототипах” промышленного производства.

Следуя запросам различных отраслей промышленности, а также медицины, экологии и других областей, разрабатываются технологии получения нано- и микросфер с различными целевыми свойствами. К ним относятся микросферы с заданной иерархической структурой и морфологией. Магнетитовые микросферы получают плазмодинамическим синтезом, однако очень похожие по структуре и морфологии образуются при сварке и обработке сталей, при абляции и взрыве в атмосфере объектов, содержащих железо. Промышленный синтез абиогенных алюмосиликатных микросфер осуществляют в комплексе физико-химических процессов, конкретные параметры которых задаются программами и контролируются автоматизированными системами управления. Природные, нетехногенные алюмосиликатные микросферы образуются в процессе плазменной абляции или взрыве метеороида в атмосфере. Это явление неконтролируемое

и многофакторное, однако аналогичные быстропротекающие промышленные процессы уже используются в целях получения алюмосиликатных микросфер различного назначения. В соответствии с поставленными задачами к процессам-аналогам относим следующие: высокоскоростной нагрев, плавление и фазовые превращения в потоке плазмы, пузырьковое кипение, химические реакции, раздув (газами), диффузия через пористые слои. Накопленный технологический опыт может быть полезен для восстановления условий образования частиц кометного происхождения. С другой стороны, сделанные нами находки наноструктур, не описанных в известных технологических процессах, могут инициировать разработку новых процессов.

Частицы межпланетной пыли входят в атмосферу Земли на высоких скоростях, однако мы учитывали, что выделенные из проб частицы КП образовались в результате взрыва и абляции фрагментов разного размера на относительно небольшой высоте (5–2 км) в кислородной среде, они резко охлаждались и погрузились в снег, лед или воду. При взрыве крупные фрагменты и частицы ЧКТ могли получить начальный импульс и дополнительно – момент вращения. В связи с этим микрочастицы ЧКТ претерпели физико-химические и морфологические преобразования, становясь частицами КП к моменту достижения поверхности земли. На эти “рождающиеся” частицы КП действовали разнонаправленные силы: ударная волна снаружи, давление паров изнутри, крутящий момент.

При анализе морфологии частиц КП учитывали, что в начальный момент после взрыва на них подействовала ударная волна, вызывая нагрев, вскипание или даже возгонку, диффузию, раздув, возможно, наматывание легкоплавких составляющих при вращении частиц. Во время полета–падения и затем в слоях мхов частицы КП подвергались атмосферному воздействию газов, паров воды, снега, льда. В качестве диагностических признаков кометного происхождения частиц авторы анализировали вероятные следы высокотемпературных и взрывных процессов, поверхностей осаждения–“напыления”, аналоги которых на Земле не встречались.

Структуры, связанные с нанесением вещества метеорита на терригенное вещество, обнаружены нами ранее в астроблеме Цэнхэр (Монголия) (Цельмович, 2012а) (рис. 2а) и в структурах, найденных на месте падения Тунгусского космического тела (ТКТ) (рис. 2б) (Цельмович, 2012б). Подобные структуры свидительствуют о быстропротекающем процессе, связанном с взрывным нанесением горячего космогенного вещества в виде расплавов (газов) на холодные земные частицы. Сходные по морфологии цилиндры из никеля найдены в катастрофном слое торфяника Тундра (Кемеровская обл.) (рис. 2в; (Цельмович и др., 2019)), а частицы никеля – в песчаниках Carolina Bays, импакт 12 800 лет назад (рис. 2г, (Цельмович и др., 2018)). С учетом уникальных свойств никеля, его сверхпластичности можно говорить о сходстве процессов фиксации космогенного никеля на земных структурах, что свидетельствует о подобии процессов, происходящих при падении крупных космических тел при взаимодействии их нагретого вещества с земным веществом. Версию о кометном происхождении металлических пленок подтверждают недавние исследования кометного вещества, показавшие наличие паров атомарного никеля и железа в составе многих комет (Guzik, Drahus, 2021; Manfroid et al., 2021). Это позволяет предположить, что находки пленок никеля и железа имеют отношение к кометному веществу и могут подтвердить предположение о кометном происхождении ТКТ и ЧКТ. Однако механизм образования таких пленок из обнаруженных паров пока не выяснен и не изучен.

На рис. 3 и 4 представлены данные СЭМ, отражающие результаты исследования частиц, извлеченных из торфа (точки 1 и 2) по следу рассеяния ЧКТ, демонстрирующие особенности состава и морфологии, по которым они могут быть отнесены к частицам кометного происхождения.

На рис. 3 показана частица земного кварца со следами эрозии и внедренными (имплантированными) частицами железа. Под имплантацией мы пониманием внедрение высокоскоростных космогенных частиц (ударников) в другую частицу (наковальню), земного или космогенного происхождения. Как правило, частица-ударник имеет значительно меньший размер по сравнению с частицей-наковальней и частично внедрена в наковальню в момент удара. На рис. 4 представлена пленка гематита (отмечена стрелками), возникшая в результате взрывного и термического воздействия, толщиной 1 мкм.

На рис. 5–7 показаны пленочные структуры взрывного происхождения – “нашлепки”, тонкие пленки железа, наноразмерные структуры распада в алюмосиликатах. На рис. 8 представлена структура с никелевой пленкой космогенного происхождения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании комплекса особенностей и отличий микрочастиц, обнаруженных в пробах из “следа” ЧКТ, мы считаем, что ЧКТ, скорее всего, было фрагментом кометы, имело твердофазное ядро, оболочку и пылевое сопровождение. Высокоскоростное движение ЧКТ в атмосфере сопровождалось абляцией, которая снижала его начальную массу, вызывала нагрев, плавление, торможение и растрескивание создали условия для протекания химических процессов и взрыва. Возможно проведение аналогий кометной гипотезы происхождения ЧКТ с кометной гипоте-

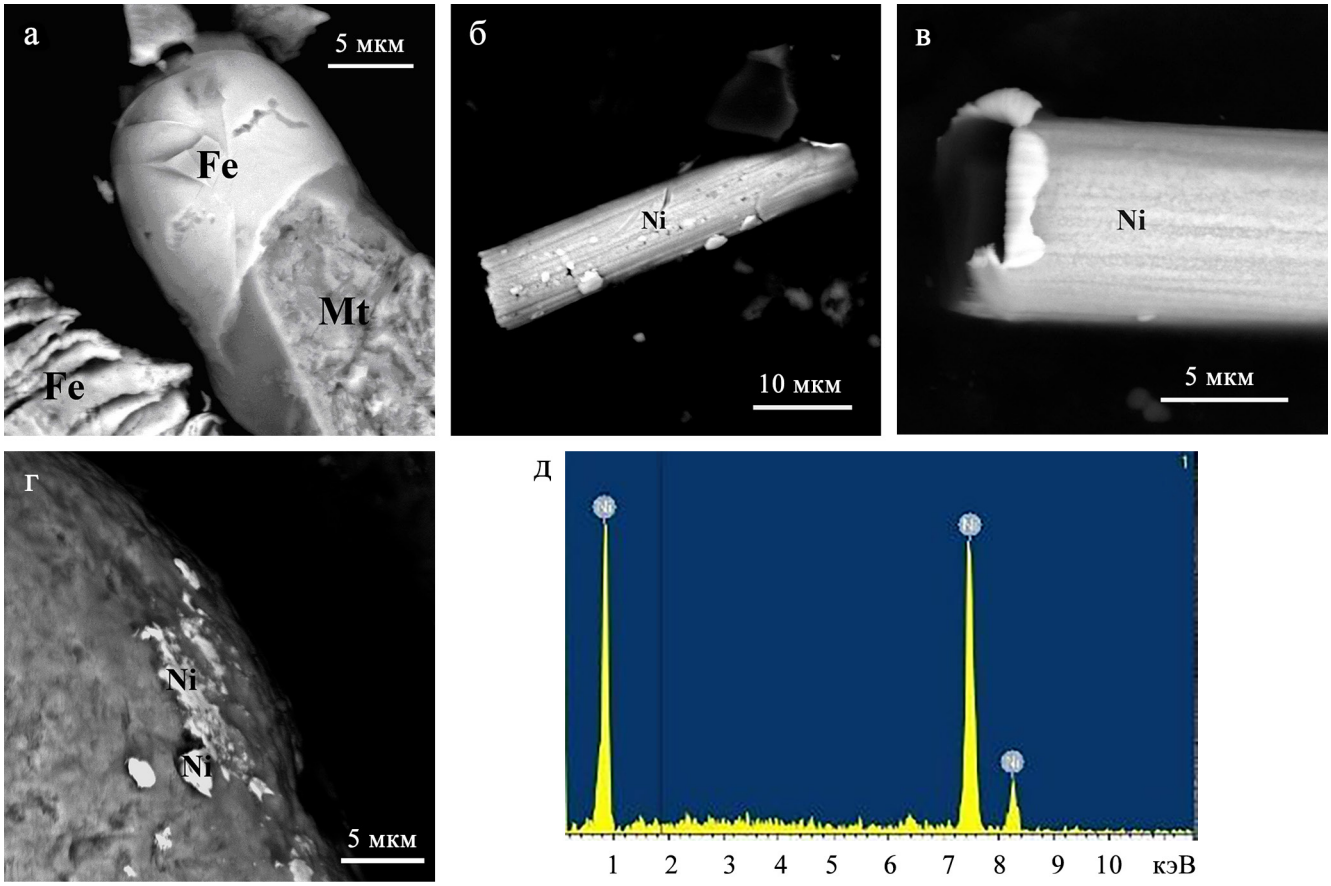


Рис. 2. Структуры, связанные с нанесением вещества метеорита на терригенное вещество.

а – железо (сверху), наплавленное на *Mt*, астроблема Цэнхэр (Цельмович, 2012а); б – трубка из никеля, Тунгусский заповедник; в – никелевая трубка, торфяник Тундра, импакт 5000 лет назад (Цельмович и др., 2019); г – никелевая пленка, феномен Carolina Bays – импакт 12 800 лет назад (Цельмович и др., 2018); д – спектр никелевой трубки, Тунгусский заповедник (Цельмович, 2012б).

Fig. 2. Structures associated with the deposition of meteorite material on terrigenous material.

а – Fe (top) deposited on *Mt*, Tsenkher astrobleme (Tsel'movich, 2012a); б – Ni pipe, Tunguska Reserve; в – Ni pipe, Tundra peatland, impact 5000 years ago (Tsel'movich et al., 2019); г – Ni film, Carolina Bays phenomenon – impact 12800 years ago (Tsel'movich et al., 2018); д – spectrum of a nickel pipe, Tunguska Reserve (Tsel'movich, 2012b).

зой происхождения Тунгусского космического тела (Коробейников и др., 1990).

Исследование остаточной намагниченности насыщения Irs проб, послойно отобранных из торфяного разреза, не выявило магнитных аномалий в виде всплесков Irs или иных (Цельмович и др., 2024). Этот факт свидетельствует о низкой плотности вещества ЧКТ и небольшого содержания в нем магнитных частиц, что также косвенно указывает на кометную природу ЧКТ.

Атмосфера Земли служит естественным барьером, задерживая космический "мусор", в том числе и кометный – разреженное вещество хвоста, включающее, кроме нано- и микрочастиц, ионы и атомы металлов (присутствующие в низких концентрациях). Констатируя факт не техногенного, а естественного попадания (нанесения) "космического" никеля и железа в виде пленок и прерывистых покрытий на поверхности земных частиц, мы провели обзор и анализ современных способов и технологий "никелирования" поверхностей. Наиболее соответствующим размерному уровню частиц, при наличии множества способов электродуговой металлизации, холодного газодинамического и газотермического, газопламенного и плазменного напыления, представляется способ, не требующий больших объемов и количества изучаемого вещества, сложного оборудования, реализуемый и в природной среде при соответствующих условиях. Наиболее адекватными, не противоречащими законам физики и химии причинами образования пленок никеля и/или железа на поверхности частиц земных минералов могут быть ударно-волновые процессы, детонация и химическая конденсация. Промышленная техно-

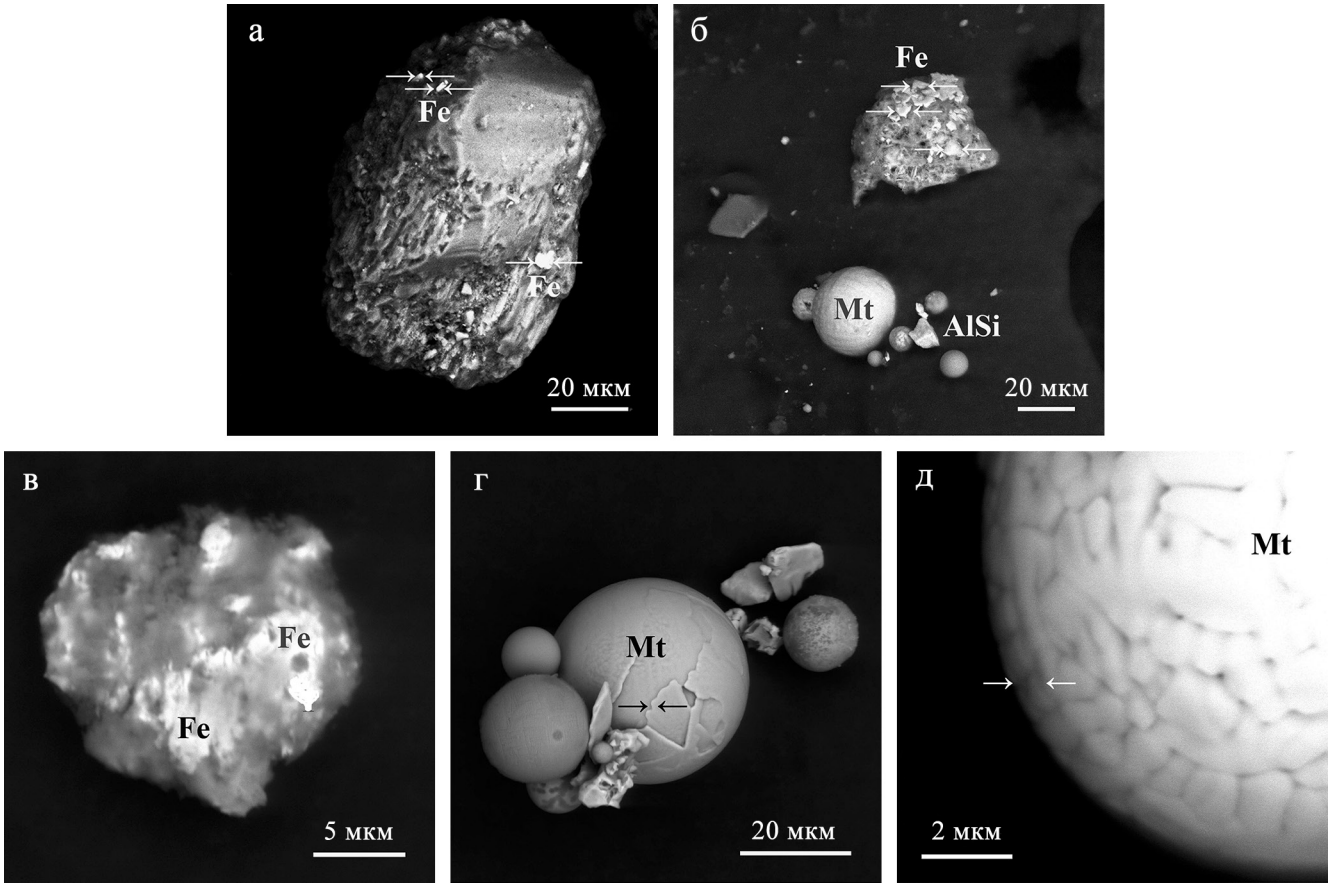


Рис. 3. Результат воздействия космогенного вещества и взрыва на терригенное вещество.

а – частица земного кварца со следами эрозии и внедренными частицами железа; б – пленки железа на земной частице; в – пленки железа на земной частице; г – результат действия взрыва на микросферу, приведший к срыву поверхностных слоев центральной микросферы толщиной 0.5–1.0 мкм; д – пленка гематита (отмечена стрелками), возникшая в результате взрывного воздействия, толщиной 1 мкм; г – типичный спектр железосодержащего алюмосиликата.

Fig. 3. The result of the impact of cosmogenic matter and explosion on terrigenous matter.

а – a particle of terrestrial quartz with traces of erosion and embedded Fe particles; б – Fe films on a terrestrial particle; в – Fe films on a terrestrial particle; г – the result of the action of an explosion on a microsphere, which led to the breakdown of the surface layers of the central microsphere with a thickness of 0.5–1.0 μm; д – a hematite film (marked with arrows), formed as a result of the explosive impact, with a thickness of 1 μm.

логия нанесения тончайших металлических покрытий детонационным напылением предусматривает нагрев напыляемого порошка, который с большим ускорением наносится на поверхность с помощью продуктов детонации, и осуществляется оно циклически – многократными последовательными циклами работы детонационной пушки. Заводское детонационное напыление применяют для упрочнения деталей различного назначения, в том числе работающих в концентрированных растворах щелочей. Методом детонационного напыления наносят покрытия из порошков различных металлов, сплавов, оксидов, тугоплавких соединений и их различных композиций.

В условиях столкновения кометного вещества с земным могут реализовываться самые различные параметры взрыва, приводящие к формированию различных микроструктур, в том числе и капель расплава. Показано (Ивочкин и др., 2020), что характер протекания фрагментации (взрывная или спокойная) и степень дробления капель, формы и размеры осколков определяются главным образом состоянием (окисленностью) поверхности расплава и его температурой. Минимальные радиусы образующихся частиц при тонкой фрагментации не превышали нескольких микрометров, а скорость их разлета при взрывном разрушении капли может достигать десятков метров в секунду.

Сравнительный визуальный анализ СЭМ изображения пленки железа, осажденного на негладкой осколочной частице, указывает на качественное отличие этой пленки от пленок металлов, получаемых методами магнетронного или ионно-плазменного напыления. Если при рассмотрении иссле-

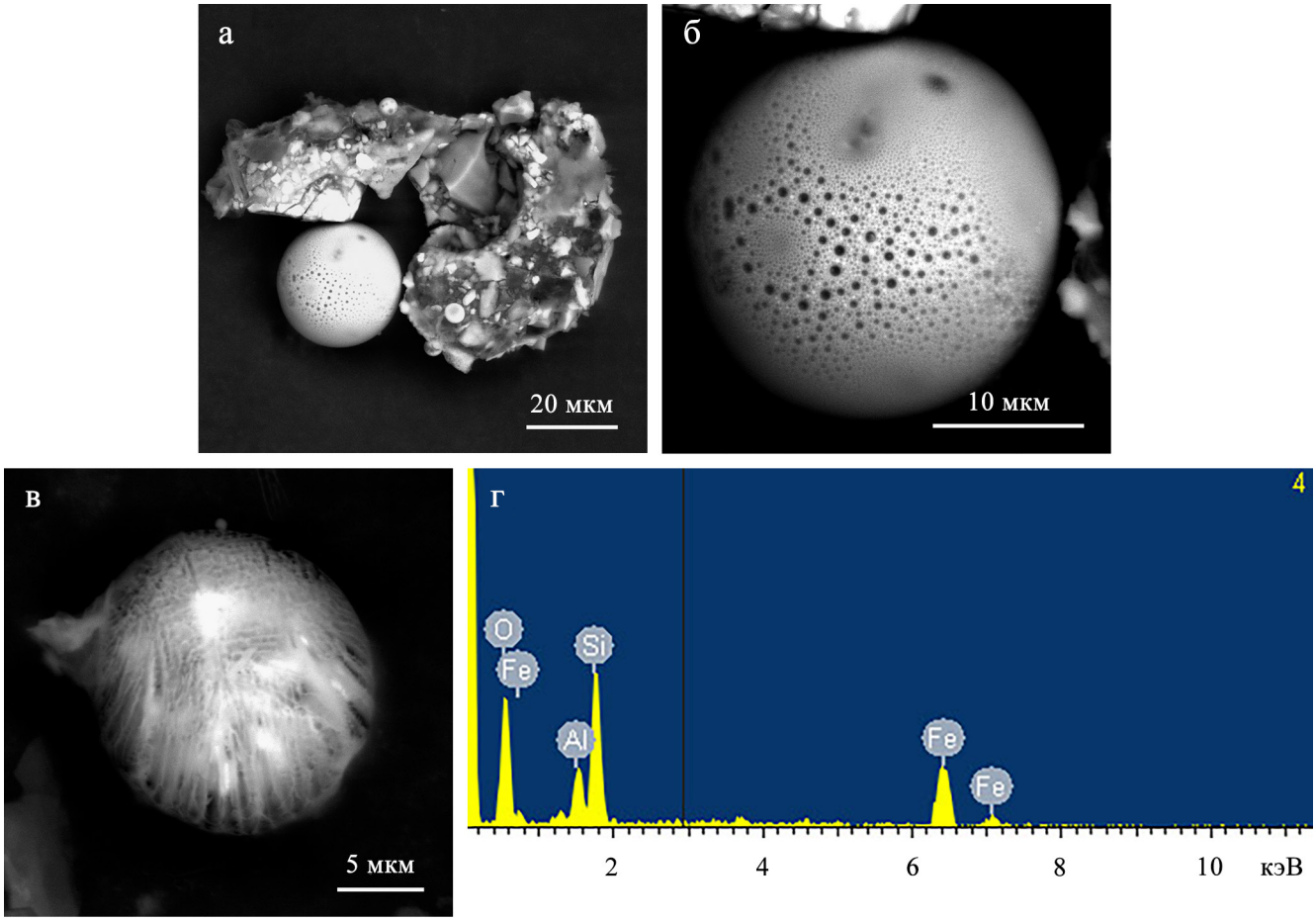


Рис. 4. Микроструктуры железосодержащих алюмосиликатных микросфер кометного происхождения.

а – железосодержащая алюмосиликатная микросфера, предположительно, кометная частица с наноразмерными выделениями магнетита, внедрившаяся в земную (вмятина выше и правее); б – микросфера с наноструктурами при большем увеличении; в – результат действия на железоалюмосиликатную частицу взрыва, приведшего к образованию тонковолокнистой наноструктуры; г – типичный спектр железосодержащего алюмосиликата.

Fig. 4. Microstructures of iron-containing aluminosilicate microspheres of cometary origin.

a – iron-containing aluminosilicate microspheres, presumably a cometary particle with nanosized magnetite deposits, embedded in the Earth's (dent above and to the right); б – microsphere with nanostructures at higher magnification; в – the result of the action of an explosion on an iron-aluminum-silicate particle, which led to the formation of a fine-fibrous nanostructure; г – typical spectrum of iron-containing aluminosilicate.

дуемых частиц КП принять вариант однократного детонационного воздействия – напыления, то пленочное покрытие на частицах может быть не только из железа и никеля, но и других металлов.

Мы исключаем вариант химического пути образования пленок никеля и/или железа на анализируемых частицах, так как при химическом осаждении раствор проникает до внутренних полостей и, кроме того, такое покрытие будет содержать другие элементы (например, фосфор). Для детонационного покрытия возможны разрывы сплошности пленки на неровной поверхности (несплошной или неоднородной) (см. рис. 2б, 5б).

На данном этапе не предложен механизм образования пленок никеля и/или железа непосредственно при взаимодействии с земным веществом обнаруженных P. Guzik и J. Manfroid облаков атомарного железа и никеля (Guzik, Drahus, 2021; Manfroid et al., 2021). Отмечая важность открытия ими облаков никеля и железа при обсуждении природы обнаруженных нами тонких пленок (микронного размера) железа и никеля на частицах земного происхождения, мы считаем, что находки пленок никеля и железа могут быть использованы в качестве диагностического признака кометного вещества и без обсуждения и доказательства механизма их образования из паров. Нами показано, что пленки могут образовываться в результате взрыва метеороида с разрушением в атмосфере или на поверхности.

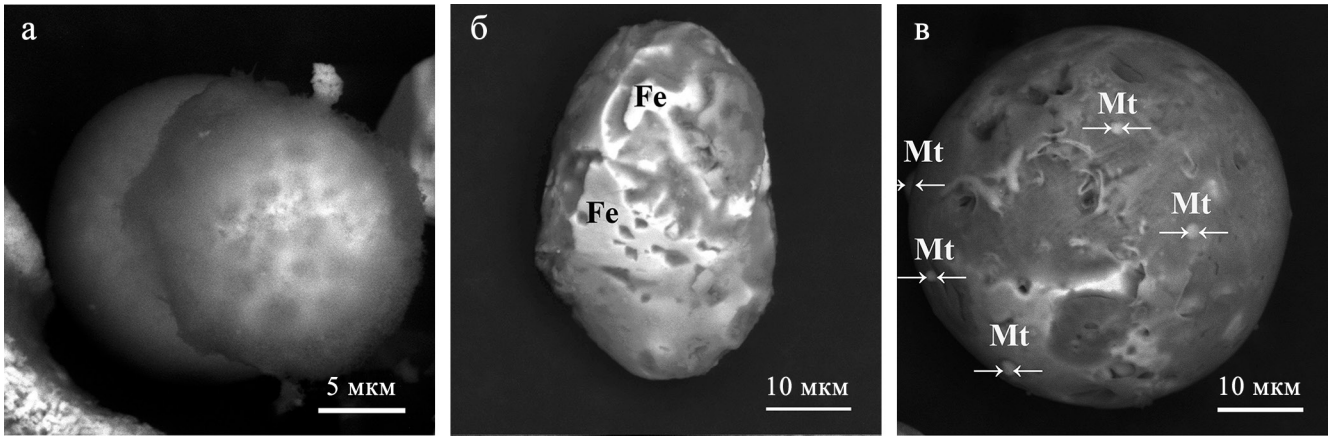


Рис. 5. Пленочные структуры взрывного происхождения.

а – образование – “нашлепка” на алюмосиликатную частицу; б – пленки самородного железа на алюмосиликатной частице; в – железистые пленки на алюмосиликатной частице и прилипшие магнетитовые наносферы (отмечены стрелками).

Fig. 5. Film structures of explosive origin.

а – “slap” formation on an aluminosilicate particle; б – native iron films on an aluminosilicate particle; в – ferrous films on an aluminosilicate particle and adhered magnetite nanospheres (marked with arrows).

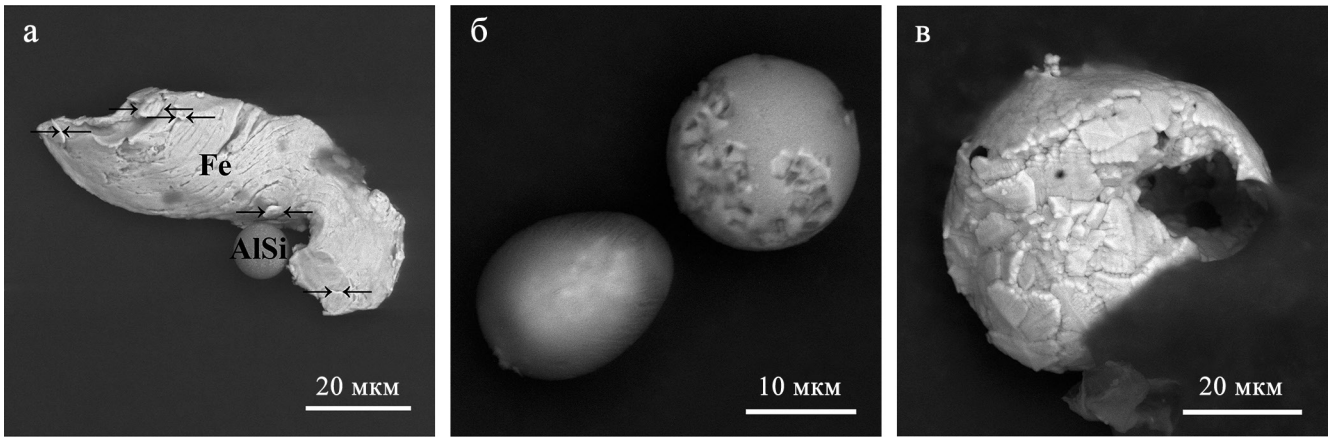


Рис. 6. Специфические микроструктуры, способные образоваться при взрыве кометы.

а – чешуйчатое науглероженное железо с тонкими частицами, внедрившимися при взрыве, отмечены стрелками; б – каплевидный алюмосиликат со структурами наноразмерного распада слева и алюмосиликат с пленкой справа; в – крупные кристаллиты *Mt*, сместившиеся при взрывном воздействии.

Fig. 6. Specific microstructures that can form during a comet explosion.

а – flaky carbonized iron with fine particles embedded during the explosion, marked with arrows; б – drop-shaped aluminosilicate with nanoscale decay structures on the left and aluminosilicate with a film on the right; в – large *Mt* crystallites displaced by the explosive impact.

Ранее в серии работ была показана возможность использования магнитных минералов в диагностике метеоритного вещества (Печерский и др., 2012, 2015, 2017). Полученные нами результаты изучения микроструктуры и состава магнитных минералов с места падения ЧКТ дополняют эти находки наноструктурами магнетита (см. рис. 4а, б) и железоалюмосиликатными наноструктурами (см. рис. 4в), которые могут использоваться в диагностике кометного вещества.

Подобные находки, с учетом возможности каталитических реакций на обнаруженных наноструктурах, позволяют на основе экспериментальных предпосылок обсуждать гипотезу панспермии (Цыганков и др., 2015; Алексеев и др., 2024). Сделанные нами находки на месте падения ЧКТ “работают” в пользу высказанной ранее гипотезы (Napier et al., 2007) о том, что кометы – идеальные инкубаторы, в которых миллионы лет может протекать так называемая пребиотическая эволюция.

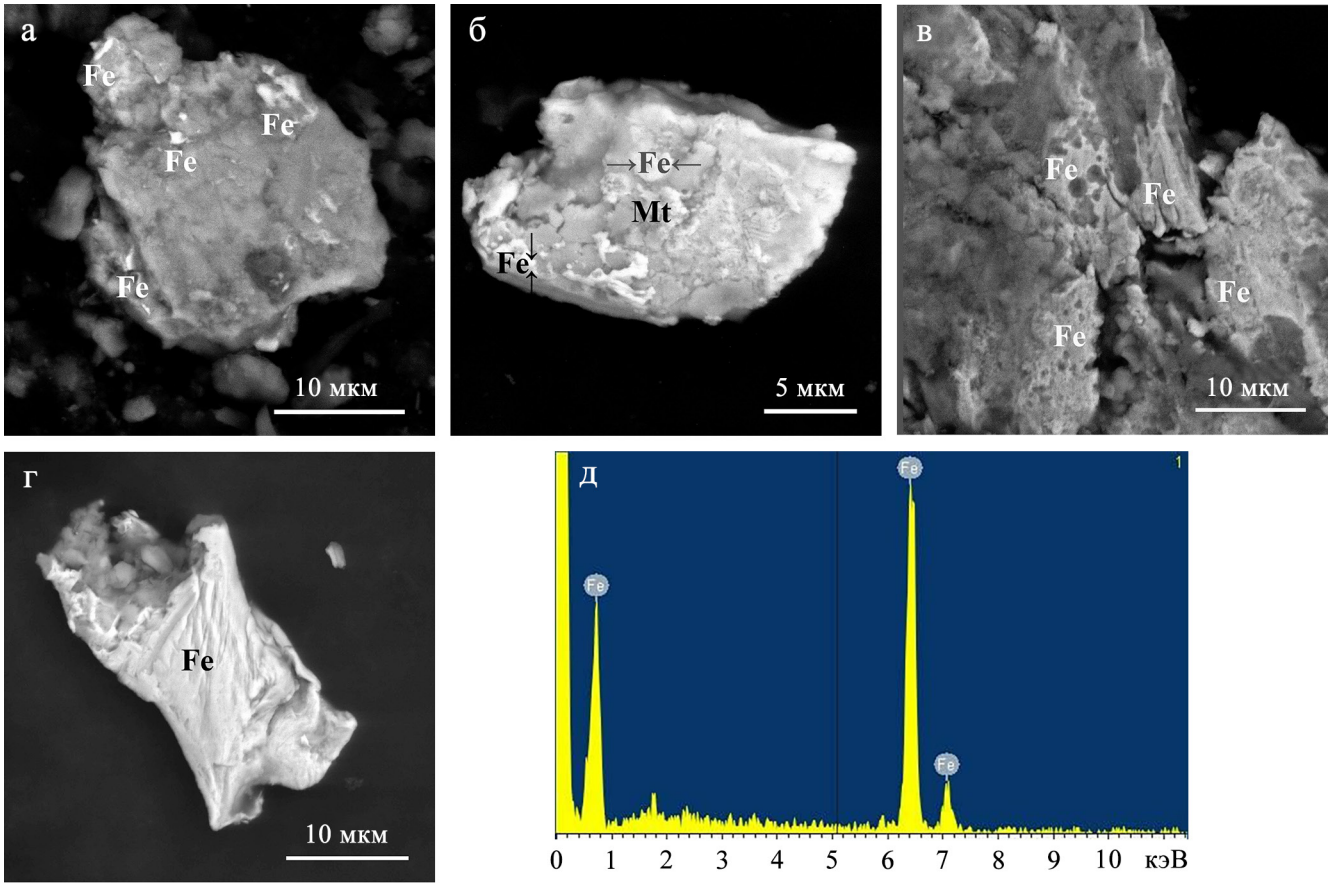


Рис. 7. Пленки чистого железа на поверхности частиц земного происхождения (а–г) и типичный спектр пленки железа (д).

Fig. 7. Films of pure iron on the surface of particles of terrestrial origin (а–г) and a typical spectrum of an iron film (д).

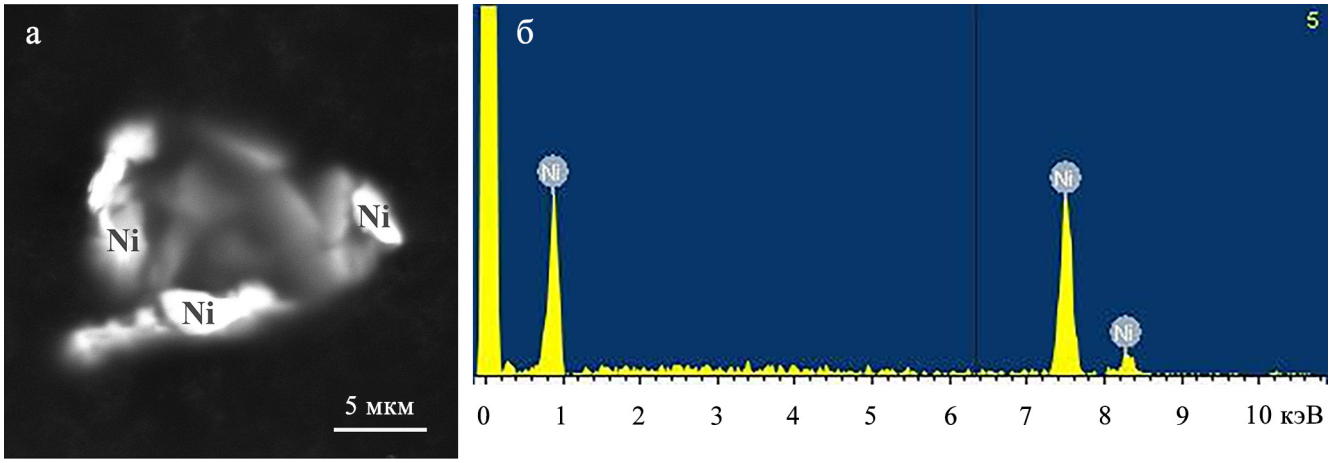


Рис. 8. Пленки чистого никеля на поверхности частицы земного происхождения (а) и типичный спектр никелевой пленки (б).

Fig. 8. Films of pure nickel on the surface of a particle of terrestrial origin (а) and a typical spectrum of a nickel film (б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При изучении найденных в районе взрыва ЧКТ массивных объектов, потенциально его фрагментов, по сумме признаков они не были отнесены к космогенным. Поиски микрочастиц в качестве “следов” болида привели к обнаружению микросфер с особой морфологией, с микроразмерными включениями, наноструктурами на их поверхности. Версия кометного происхождения найденных микрочастиц как образовавшихся в результате взрыва ЧКТ при входе в плотные слои атмосферы, по мнению авторов, находит материальное подтверждение при изучении состава и микроструктуры частиц, найденных в трех точках по трассе полета ЧКТ. Поскольку именно микрочастицы, обнаруженные в пробах из “следа”, а не макрообъекты указывают на возможную кометную природу ЧКТ, то такой подход следует сделать рабочим в дальнейших исследованиях и поисках материальных доказательств кометного происхождения Чулымского болида. Выделены объекты с эффектом внедрения высокоскоростных частиц кометного происхождения в земные частицы.

Обнаруженные нами на микросферах микропористые образования и наноразмерные кристаллы-включения, а также железосодержащие алюмосиликатные наноструктуры, не имеющие аналогов среди земных и техногенных структур, являются отличительными особенностями на микро- и наноуровне. Соответственно, их можно рассматривать как отличительные и диагностические признаки при оценке принадлежности изученных частиц к кометному материалу. Обнаружение тонких пленок железа и никеля на частицах земного происхождения может быть использовано в качестве диагностического признака кометного вещества, нанесенного на земное, при разрушении метеороида в атмосфере или на поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев А.О., Алексеева Т.В., Афанасьева А.Н., Гувер Р.Б., Капралов М.И., Ривкина Е.М., Рюмин А.К., Самылина О.С., Симаков М.Б., Снытников В.Н., Фронтасьева М.В., Цельмович В.А., Сапрыкин Е.А., Розанов А.Ю. (2024) Астробиология. Дубна: Объединенный институт ядерных исследований, 199 с.

Войцеховский А.И. (1990) Виновница земных бед? Знак вопроса. 48 с.

Дорофеева В.А. (2020) Химический и изотопный состав кометы 67P/Чурюмова–Герасименко (обзор результатов космической миссии “RosettaPhilae”). Следствия для космогонии и космохимии. *Астрономический вестн. Исследование Солнечной системы*, **54**(2), 110-134.

Ивочкин Ю.П., Бородина Т.И., Казаков А.Н., Тепляков И.О. (2020) Экспериментально-расчетное исследование возможности получения аморфных сплавов при взрывной фрагментации горячих капель в низкокипящем охладителе. *Тепловые процессы в технике*, **12**(3), 136-142.

Кириллова С.А., Альмяшев В.И. (2012) Формирование сложноорганизованных наноструктур на основе системы FeO_x–SiO_2–TiO_2. *Наносистемы: физика, химия, математика*, **3**(6), 98-104.

Коробейников В.П., Чушкит П.И., Шуршалов Л.В. (1990) Тунгусский феномен: газодинамическое регулирование. *Следы космических воздействий на Землю*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 59-79.

Маршинцев В.К. (1990) Природа сфероидных образований в кимберлитах. *Следы космических воздействий на Землю*. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 45-48 с.

Печерский Д.М., Кандинов М.Н., Марков Г.П., Пляшкевич А.А., Цельмович В.А. (2012) Сочетание термомагнитных и микрозондовых исследований внеземных магнитных минералов: информация о строении и эволюции планет. *Исследовано в России*, 437-452.

Печерский Д.М., Кузина Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А. (2017) Самородное железо на Земле и в космосе. *Физика Земли*, (5), 44-62.

Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А. (2015) Чистое железо и другие магнитные минералы в метеоритах. *Астрономический вестн. Исследования Солнечной системы*, **49**(1), 65-75.

Смирнова Е.М., Евдокименко Н.Д., Решетина М.В., Демихова Н.Р., Кустов А.Л., Дунаев С.Ф., Винокурова В.А., Глотова А.П. (2023) Fe- и Cu-Zn-содержащие катализаторы на основе природных алюмосиликатных нанотрубок и цеолита H-ZSM-5 в гидрировании углекислого газа. *Журн. физич. химии*, **97**(5), 952-959.

Ханхасаева С.Ц., Брызгалова Л.В., Дашинамжилова Э.Ц. (2003) Fe-пиллар-глины в процессах очистки сточных вод от органических красителей. *Экология и промышленность России*, (12), 37-39.

Цельмович В.А. (2023) Микроскопические следы комет, упавших на Землю. *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле.* Мат-лы 24-й Междунар. конф. М.: ИГЕМ РАН, 302-305.

Цельмович В.А. (2012а) Самородные металлы и космические минералы из астроблемы Цэнхэр. *Минералы: строение, свойства, методы исследования.* Мат-лы 4-й Всерос. молодежн. научн. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 257-259.

Цельмович В.А. (2012б) Частицы самородных металлов как возможные индикаторы вещества Тунгусского метеорита. *Феномен Тунгуски: на перекрестке идей. Второе столетие изучения Тунгусского события 1908 г.* Сб. научн. тр. Новосибирск, 105-107.

Цельмович В.А., Куражковский А.Ю., Казанский А.Ю., Щетников А.А., Бляхарчук Т.А., Филиппов Д.А. (2019) Исследование динамики поступления космической пыли на земную поверхность по торфяным отложениям. *Физика Земли*, (3), 150-160.

Цельмович В.А., Люхин А.М., Шеремет В.А. (2018) Следы ударного процесса на минералах из кратеров Carolina Bays (восточное побережье США). *Тр. Всерос. ежегодн. семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии.* М.: ГЕОХИ РАН, 373-376.

Цельмович В.А., Максе Л.П. (2022) Магнитные микросферы антропогенного и космогенного происхождения и их подобие. *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле.* Мат-лы

23-й Междунар. конф. М.: ИГЕМ РАН, 292-295.

Цельмович В.А., Шельмин В.Г. (2023) Метеорит, домна или природный пожар? *Тр. Всерос. ежегодн. семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии.* М.: ГЕОХИ РАН, 352-356.

Цельмович В.А., Шельмин В.Г., Максе Л.П. (2023) В поисках следов Чулымского болида. *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле.* Мат-лы 24-й Междунар. конф. М.: ИГЕМ РАН, 306-310.

Цельмович В.А., Шельмин В.Г., Максе Л.П., Куражковский А.Ю. (2024) Микроскопические следы Чулымского болида (падение 1984 года, точка 1, Минаевка). *Тр. Всерос. ежегодн. семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии.* М.: ГЕОХИ РАН, 288-293.

Цыганков О.С., Гребенникова Т.В., Дешевая Е.А., Лапшин В.Б., Морозова М.А., Новикова Н.Д., Поликарпов Н.А., Сыроешкин А.В., Шубралова Е.В., Шувалов В.А. (2015) Исследования мелкодисперсной среды на внешней поверхности Международной космической станции в эксперименте “Тест”: обнаружены жизнеспособные микробиологические объекты. *Космич. техника и технология*, (1), 31-42.

Шмидт О.Ю. (1949) Четыре лекции о теории происхождения Земли. Акад. наук СССР, Геофиз. ин-т. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 72 с.

Antipov S.N., Schepers L.P.T., Vasiliev M.M., Petrov O.F. (2016) Dynamic Behavior of Polydisperse Dust System in Cryogenic Gas Discharge Complex Plasmas. Contrib. *Plasma Phys.*, **56**(3-4), 296-301.

Blum J., Gundlach B., Krause M., Fulle M., Johansen A., Agarwal J., von Borstel I., Shi X., Hu X., Bentley M.S., Capaccioni F., Colangeli L., Corte V.D., Fougere N., Green S.F., Ivanovski S., Mannel T., Merouane S., Migliorini A., Rotundi A., Schmied R., Snodgrass C. (2017) Evidence for the formation of comet 67P/Churyumov–Gerasimenko through gravitational collapse of a bound clump of pebbles. *Mon. Not. Royal Astronom. Soc.*, **469**(2), 755-773.

Brownlee D.E. (1985) Cosmic Dust: Collection and Research. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, (13), 147-173.

Brownlee D.E. (2016) Cosmic Dust: Building Blocks of Planets Falling from the Sky. *Elements*, **12**(3), 165-170.

Drolshagen S., Kretschmer J., Poppe B. (2017) Mass accumulation of earth from interplanetary dust, meteoroids, asteroids and comets. *Planet. Space Sci.*, **143**, 21-27.

Guilbert-Lepoutre A., Rosenberg E., Prialnik D., Besse S. (2016) Modelling the evolution of a comet subsurface: implications for 67P/Churyumov–Gerasimenko. *Mon. Not. Royal Astronom. Soc.*, **462**(Suppl. 1), 146-155.

Guzik P., Drahus M. (2021) Gaseous atomic nickel in the coma of interstellar comet 2I/Borisov. *Nature*, **593**, 375-378. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03485-4

Heck P.R., Greer J., Kööp L., Trappitsch R., Gyngard F., Busemann H., Maden C., Ávila J.N., Davis A.M., Wieler R. (2020) Lifetimes of interstellar dust from cosmic ray exposure ages of presolar silicon carbide. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A*, **117**(4), 1884-1889.

Levasseur-Regourd A.-Ch., Agarwal J., Cottin H., Engrand C., Flynn G., Marco F., Tamas G., Yves L., Jérémie L., Thurid M., Sihane M., Poch O., Thomas N., Westphal A. (2018) Cometary Dust. Space. *Sci. Rev.*, **214**(64). https://doi.org/10.1007/s11214-018-0496-3

Manfroid J., Hutsemékers D., Jehin E. (2021) Iron and nickel atoms in cometary atmospheres even far from the Sun. *Nature*, **593**, 372-374.

Miller J.A., Opher M., Hatzaki M., Papachristopoulou K., Thomas B.C. (2024) Earth’s mesosphere during possible encounters with massive interstellar clouds 2 and 7 million years ago. *Geophys. Res. Lett.*, **51**(17), 1-9. https://doi.org/10.1029/2024GL110174

Mintova S., Jaber M., Valtchev V. (2015) Nanosized microporous crystals: emerging applications. *Chem. Soc. Rev.*, 44, 7207.

Napier W.M., Wickramasinghe J.T., Wickramasinghe N.C. (2007) The origin of life in comets. *Int. J. Astrobiol.*, **6**(4), 321-323.

Simonia Ir. (2011) Organic component of cometary ice. *Astrophys. Space Sci.*, **332**, 91-98.

Tomkins A.G., Bowlt L., Genge M.J., Wilson S.A., Brand H.E., Wykes J.L. (2016) Ancient micrometeorites suggestive of an oxygen-rich Archaean upper atmosphere. *Nature*, **533**, 235-238.

Tosheva L., Brockbank A., Mihailova B., Sutula J., Ludwig J., Potgiete H., Verran J. (2012) Micron and nanosized FAU-type zeolites from fly ash for antibacterial applications. *J. Mater. Chem.*, **22**(33), 16897-16905.

Tselmovich V.A., Amelin I.I., Gusiakov V.K., Kirillov V.E., Kurazhkovskiy A.Y. (2023) On the Possible Cometary Nature of the Uchur Cosmic Body (Fall 3.08. 1993). *Adv. Geol. Geotech. Engin. Res.*, **05**(03), 16-24.

Walton C.R., Rigley J.K., Lipp A. et al. (2024) Cosmic dust fertilization of glacial prebiotic chemistry on early Earth. *Nat. Astron.*, **8**, 556-566. https://doi.org/10.1038/s41550-024-02212-z

Weissman P., Morbidelli A., Davidsson B., Blum J. (2020) Origin and Evolution of Cometary Nuclei. *Space Sci. Rev.*, **216**, 6. https://doi.org/10.1007/s11214-019-0625-7

Zieba S., Zwintz K., Kenworthy M.A., Kennedy G.M. (2019) Transiting exocomets detected in broadband light by TESS in the β Pictoris system. *Astron. Astrophys.*, **2**(4), 1-8. https://doi.org/10.1051/0004-6361/201935552

Zolensky M.E., Krot A.N., Benedix G. (2008) Record of low-temperature alteration in asteroids. *Oxygen in the Solar System, MSA. Rev. Mineral. Geochem.*, **68**, 429-462.

REFERENCES

Alekseev A.O., Alekseeva T.V., Afanas’eva A.N., Guver R.B., Kapralov M.I., Rivkina E.M., Ryumin A.K., Samylina O.S., Simakov M.B., Snytnikov V.N., Frontas’eva M.V., Tsel’movich V.A., Saprykin E.A., Rozanov A.Yu. (2024) Astrobiology. Dubna, Joint Institute for Nuclear Research, 199 p. (In Russ.)

Antipov S.N., Schepers L.P.T., Vasiliev M.M., Petrov O.F. (2016) Dynamic Behavior of Polydisperse Dust System in Cryogenic Gas Discharge Complex Plasmas. Contrib. *Plasma Phys.*, **56**(3-4), 296-301. (In Russ.)

Blum J., Gundlach B., Krause M., Fulle M., Johansen A., Agarwal J., von Borstel I., Shi X., Hu X., Bentley M.S., Capaccioni F., Colangeli L., Corte V.D., Fougere N., Green S.F., Ivanovski S., Mannel T., Merouane S., Migliorini A., Rotundi A., Schmied R., Snodgrass C. (2017) Evidence for the formation of comet 67P/Churyumov–Gerasimenko through gravitational collapse of a bound

clump of pebbles. *Mon. Not. Royal Astronom. Soc.*, **469**(2), 755-773.

Brownlee D.E. (1985) Cosmic Dust: Collection and Research. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, (13), 147-173.

Brownlee D.E. (2016) Cosmic Dust: Building Blocks of Planets Falling from the Sky. *Elements*, **12**(3), 165-170.

Dorofeeva V.A. (2020) Chemical and Isotopic Composition of Comet 67P/Churyumov–Gerasimenko (Review of the Results of the RosettaPhilae Space Mission). Implications for Cosmogony and Cosmochemistry. *Astronom. Vestnik. Issledovanie Solnechnoi Sistemy*, **54**(2), 110-134. (In Russ.)

Drolshagen S., Kretschmer J., Poppe B. (2017) Mass accumulation of earth from interplanetary dust, meteoroids, asteroids and comets. *Planet. Space Sci.*, **143**, 21-27.

Guilbert-Lepoutre A., Rosenberg E., Prialnik D., Besse S. (2016) Modelling the evolution of a comet subsurface: implications for 67P/Churyumov–Gerasimenko. *Mon. Not. Royal Astronom. Soc.*, **462**(Suppl. 1), 146-155.

Guzik P., Drahus M. (2021) Gaseous atomic nickel in the coma of interstellar comet 2I/Borisov. *Nature*, **593**, 375-378. https://doi.org/10.1038/s41586-021-03485-4

Heck P.R., Greer J., Kööp L., Trappitsch R., Gyngard F., Busemann H., Maden C., Ávila J.N., Davis A.M., Wieler R. (2020) Lifetimes of interstellar dust from cosmic ray exposure ages of presolar silicon carbide. *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A*, **117**(4), 1884-1889.

Ivochkin Yu.P., Borodina T.I., Kazakov A.N., Teplyakov I.O. (2020) Experimental and Computational Study of the Possibility of Obtaining Amorphous Alloys by Explosive Fragmentation of Hot Droplets in a Low-Boiling Coolant. *Teplovye Protsessy v Tekhnike*, **12**(3), 136-142. (In Russ.)

Khankhasaeva S.Ts., Bryzgalova L.V., Dashinamzhilova E.Ts. (2003) Fe-pillar clays in wastewater treatment processes from organic dyes. *Ekologiya i Promyshlennost' Rossii*, (12), 37-39. (In Russ.)

Kirillova S.A., Al'myashev V.I. (2012) Formation of complex nanostructures based on the FeO_x–SiO_2–TiO_2 system. *Nanosystemy: Fizika, Khimiya, Matematika*, **3**(6), 98-104. (In Russ.)

Korobeinikov V.P., Chushkit P.I., Shurshalov L.V. (1990) Tunguska phenomenon: gas-dynamic regulation. *Traces of cosmic impacts on the Earth.* Novosibirsk, Nauka. Sibirskoe otd. Publ., 59-79. (In Russ.)

Levasseur-Regourd A.-Ch., Agarwal J., Cottin H., Engrand C., Flynn G., Marco F., Tamas G., Yves L., Jérémie L., Thurid M., Sihane M., Poch O., Thomas N., Westphal A. (2018) Cometary Dust. Space. *Sci. Rev.*, **214**(64). https://doi.org/10.1007/s11214-018-0496-3

Manfroid J., Hutsemékers D., Jehin E. (2021) Iron and nickel atoms in cometary atmospheres even far from the Sun. *Nature*, **593**, 372-374.

Marshintsev V.K. (1990) The nature of spheroid formations in kimberlites. *Traces of cosmic impacts on the Earth.* Novosibirsk, Nauka. Sibirskoe otd. Publ., 45-48. (In Russ.)

Miller J.A., Opher M., Hatzaki M., Papachristopoulou K., Thomas B.C. (2024) Earth's mesosphere during possible encounters with massive interstellar clouds 2 and 7 million years ago. *Geophys. Res. Lett.*, **51**(17), 1-9. https://doi.org/10.1029/2024GL110174

Mintova S., Jaber M., Valtchev V. (2015) Nanosized microporous crystals: emerging applications. *Chem. Soc. Rev.*, 44, 7207.

Napier W.M., Wickramasinghe J.T., Wickramasinghe N.C. (2007) The origin of life in comets. *Int. J. Astrobiol.*, **6**(4), 321-323.

Pecherskii D.M., Kandinov M.N., Markov G.P., Plyashkevich A.A., Tsel'movich V.A. (2012) Combination of thermomagnetic and microprobe studies of extraterrestrial magnetic minerals: information on the structure and evolution of planets. *Researched in Russia*, 437-452. (In Russ.)

Pecherskii D.M., Kuzina D.M., Markov G.P., Tsel'movich V.A. (2017) Native iron on Earth and in space. *Fizika Zemli*, (5), 44-62. (In Russ.)

Pecherskii D.M., Markov G.P., Tsel'movich V.A. (2015) Pure iron and other magnetic minerals in meteorites. *Astronom. Vestnik. Issledovanie Solnechnoi Sistemy*, **49**(1), 65-75. (In Russ.)

Shmidt O.Yu. (1949) Four Lectures on the Theory of the Earth's Origin. USSR Academy of Sciences, Geophys. Inst. Moscow; Leningrad, Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 72 p. (In Russ.)

Simonia Ir. (2011) Organic component of cometary ice. *Astrophys. Space Sci.*, **332**, 91-98.

Smirnova E.M., Evdokimenko N.D., Reshetina M.V., Demikhova N.R., Kustov A.L., Dunaev S.F., Vinokurova V.A., Glotova A.P. (2023) Fe- and Cu-Zn-containing catalysts based on natural aluminosilicate nanotubes and H-ZSM-5 zeolite in carbon dioxide hydrogenation. *Ros. Zhurnal Fizicheskoi Khimii*, **97**(5), 952-959. (In Russ.)

Tomkins A.G., Bowlt L., Genge M.J., Wilson S.A., Brand H.E., Wykes J.L. (2016) Ancient micrometeorites suggestive of an oxygen-rich Archaean upper atmosphere. *Nature*, **533**, 235-238.

Tosheva L., Brockbank A., Mihailova B., Sutula J., Ludwig J., Potgiete H., Verran J. (2012) Micron and nanosized FAU-type zeolites from fly ash for antibacterial applications. *J. Mater. Chem.*, **22**(33), 16897-16905.

Tsel'movich V.A. (2012a) Native metals and space minerals from the Tsenkher astrobleme. *Minerals: structure, properties, research methods.* Proc. of the 4th All-Russian Youth Sci. Conf. Ekaterinburg, Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 257-259. (In Russ.)

Tsel'movich V.A. (2012b) Particles of native metals as possible indicators of the substance of the Tunguska meteorite. In the collection The Tunguska Phenomenon: at the crossroads of ideas. *The second century of studying the Tunguska Event of 1908.* Collection of scientific papers. Novosibirsk, 105-107. (In Russ.)

Tsel'movich V.A. (2023) Microscopic Traces of Comets That Fell to Earth. *Physicochemical and Petrophysical Research in Earth Sciences.* Proc. of the 24th Int. Conf. Moscow, IGEM RAN Publ., 302-305. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Kurazhkovskii A.Yu., Kazanskii A.Yu., Shchetnikov A.A., Blyakharchuk T.A., Filippov D.A. (2019) Study of the dynamics of cosmic dust input to the earth's surface through peat deposits. *Fizika Zemli*, (3), 150-160. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Lyukhin A.M., Sheremet V.A. (2018) Traces of the impact process on minerals from the Carolina Bays craters (East coast of the USA). *Tr. Vseros. annual seminar on experimental mineralogy, petrology and geochemistry.* Moscow, GEOKhI RAN Publ., 373-376.

Tsel'movich V.A., Makse L.P. (2022) Magnetic microspheres of anthropogenic and cosmogenic origin and

their similarity. *Physicochemical and Petrophysical Research in Earth Sciences.* Proc. of the 23rd Int. Conf. Moscow, IGEM RAN Publ., 292-295. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Shel'min V.G. (2023) Meteorite, Blast Furnace or Natural Fire? *Proceedings of the All-Russian Annual Seminar on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry.* Moscow, GEOKhI RAN Publ., 352-356. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Shel'min V.G., Makse L.P. (2023) In Search of Traces of the Chulym Bolide. *Physicochemical and Petrophysical Research in Earth Sciences.* Proc. of the 24th Int. Conf. Moscow, IGEM RAN Publ., 306-310. (In Russ.)

Tsel'movich V.A., Shelmin V.G., Makse L.P., Kurazhkovskii A.Yu. (2024) Microscopic Traces of the Chulym Bolide (Fall of 1984, Point 1, Minaevka). *Proc. of the All-Russian Annual Seminar on Experimental Mineralogy, Petrology and Geochemistry.* Moscow, GEOKhI RAN Publ., 288-293. (In Russ.)

Tselmovich V.A., Amelin I.I., Gusiakov V.K., Kirillov V.E., Kurazhkovskiy A.Y. (2023) On the Possible Cometary Nature of the Uchur Cosmic Body (Fall 3.08. 1993). *Adv. Geol. Geotech. Engin. Res.*, **05**(03), 16-24.

Tsygankov O.S., Grebennikova T.V., Deshevaya E.A., Lapshin V.B., Morozova M.A., Novikova N.D., Polikarpov N.A., Syroeshkin A.V., Shubralova E.V., Shuvalov V.A. (2015) Studies of finely dispersed environment on the external surface of the International Space Station in the "Test" experiment: viable microbiological objects were discovered. *Kosmicheskaya Tekhnika i Tekhnologiya*, (1), 31-42. (In Russ.)

Voitsekhovskii A.I. (1990) The Culprit of Earth's Troubles? Question Mark. 48 p. (In Russ.)

Walton C.R., Rigley J.K., Lipp A. et al. (2024) Cosmic dust fertilization of glacial prebiotic chemistry on early Earth. *Nat. Astron.*, **8**, 556-566. https://doi.org/10.1038/s41550-024-02212-z

Weissman P., Morbidelli A., Davidsson B., Blum J. (2020) Origin and Evolution of Cometary Nuclei. *Space Sci. Rev.*, **216**, 6. https://doi.org/10.1007/s11214-019-0625-7

Zieba S., Zwintz K., Kenworthy M.A., Kennedy G.M. (2019) Transiting exocomets detected in broadband light by TESS in the β Pictoris system. *Astron. Astrophys.*, **2**(4), 1-8. https://doi.org/10.1051/0004-6361/201935552

Zolensky M.E., Krot A.N., Benedix G. (2008) Record of low-temperature alteration in asteroids. *Oxygen in the Solar System, MSA. Rev. Mineral. Geochem.*, **68**, 429-462.

УДК 551.311.231 DOI: 10.24930/1681-9004-2025-25-4-977-1000

Магнезитовые микробиалиты Кундузакского проявления в коре выветривания Халиловского ультрабазитового массива (Южный Урал)

А. Ф. Георгиевский[1], Е. А. Жегалло[2], А. А. Георгиевский[1], В. М. Бугина[1], П. Э. Кайлачаков[3], К. А. Георгиевская[4], В. Е. Марков[1], Е. В. Карелина[1]

[1]Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 117198, г. Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6, e-mail: georgievskiy_af@pfur.ru
[2]Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка РАН, 117647, г. Москва, ул. Профсоюзная, 123, e-mail: ezheg@paleo.ru
[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 119017, г. Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: KPlaton@yandex.ru
[4]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1, e-mail: geo.klasha@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.01.2025 г., принята к печати 11.04.2025 г.

Объект исследования. Ранее неизвестные микробиалитовые магнезиты Кундузакского проявления Халиловского ультрабазитового массива Южного Урала. *Цель.* На примере кремнистых, фосфатных и карбонатных биолитов рассмотреть проблему микробного породообразования и проанализировать роль в этом процессе цианобактериальной биоты. Лабораторные опыты по минерализации цианобактериальных матов успешны, однако наблюдения в природе показывают, что продуктивность цианобактерий не определяется концентрациями химических элементов в среде обитания. При одинаковых условиях одна и та же популяция цианей то ведет себя нейтрально, то активно аккумулирует минеральное вещество. Причем не всегда аккумулируемый элемент является доминирующим в среде их обитания. Таким образом, есть все основания утверждать, что проблема цианобактериального породо- и рудообразования в полной мере еще не решена и для ее окончательного закрытия требуются дополнительные исследования. *Материалы и методы.* В ходе картирования Кундузакского проявления отбирались пробы магнезитов, которые, помимо исследований в прозрачных шлифах, изучались методами ISP, сканирующей электронной микроскопии, а также с помощью фазового, структурного и флуоресцентного рентгеновского анализа. Работы выполнялись в лабораториях РУДН, ИМГРЭ, ПИН РАН, РГГРУ. *Результаты.* Выявлен богатый комплекс минерализованных бактериальных форм, являющихся принципиальной особенностью строения магнезитов. Это фрагменты цианобактериальных матов и биопленок, кокковидные и палочковидные бактерии, остатки гликокаликса, чехлы нитчатых микрофоссилий, а также микробиота неясного систематического положения. Развитие в магнезитах биоморфоз позволяет провести параллель с процессами современного магнезитонакопления, связанного с деятельностью микробиального сообщества цианобактериальных матов. Последнее обстоятельство становится неопровержимым аргументом биогенной (биолитной) природы магнезита Кундузакского проявления. *Выводы.* В отложениях доюрской коры выветривания ультрабазитов выявлены ранее не описанные в литературе микробиалитовые магнезиты. Они относятся к “аморфному” промышленному типу руд и образуют пластовую залежь, чем кардинально отличаются от соседних месторождений, где магнезит концентрируется в виде штокверковых тел. Биолитовую природу магнезитов подтверждают разнообразные бактериальные структуры, а дополнительным признаком этих пород, очевидно, являются установленные аномалии Dy, Yb и Lu. Микробиалитовые магнезиты формировались в несколько этапов. Их прогнозные ресурсы оцениваются в 130 тыс. т.

Ключевые слова: *цианобактериальные маты, бактериальные сообщества, псевдоморфозы, биолиты, кора выветривания, магнезит пластовый и прожилковый*

Magnesite microbialites of the Kunduzak occurrence in the weathering crust of the Khalilovsky ultrabasite massif (Southern Urals)

Для цитирования: Георгиевский А.Ф., Жегалло Е.А., Георгиевский А.А., Бугина В.М., Кайлачаков П.Э., Георгиевская К.А., Марков В.Е., Карелина Е.В. (2025) Магнезитовые микробиалиты Кундузакского проявления в коре выветривания Халиловского ультрабазитового массива (Южный Урал). *Литосфера*, **25**(4), 977-1000. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-977-1000. EDN: RQXAIV

For citation: Georgievsky A.F., Zhegallo E.A., Georgievsky A.A., Bugina V.M., Kailachakov P.E., Georgievskaya K.A., Markov V.E., Karelina E.V. (2025) Magnesite microbialites of the Kunduzak occurrence in the weathering crust of the Khalilovsky ultrabasite massif (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **25**(4), 977-1000. (In Russ.) https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-4-977-1000. EDN: RQXAIV

© А.Ф. Георгиевский, Е.А. Жегалло, А.А. Георгиевский, В.М. Бугина, П.Э. Кайлачаков, К.А. Георгиевская, В.Е. Марков, Е.В. Карелина, 2025

Aleksei F. Georgievsky[1], Elena A. Zhegallo[2], Aleksandr A. Georgievsky[1], Viktoriya M. Bugina[1], Platon E. Kailachakov[3], Klavdiya A. Georgievskaya[4], Vladimir E. Markov[1], Elena V. Karelina[1]

[1]Peoples' Friendship University of Russia named after Patrice Lumumba, 6 Miklukho-Maklay st., Moscow 117198, Russia, e-mail: georgievskiy_af@pfur.ru
[2]A.A. Borisyak Paleontological Institute, RAS, 123 Profsoyuznaya st., Moscow 117647, Russia, e-mail: ezheg@paleo.ru
[3]Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, 35 Staromonetny lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: KPlaton@yandex.ru
[4]M.V. Lomonosov Moscow State University University, 1 Leninskie Gory, Moscow 119991, Russia, e-mail: geo.klasha@yandex.ru

Received 28.01.2025, accepted 11.04.2025

Research subject. Previously unknown microbialitic magnesites of the Kunduzak occurrence of the Khalilovsky ultrabasite massif of the Southern Urals. *Aim*. On the example of siliceous, phosphate and carbonate biolites, to consider the problem of microbial rock formation and to analyze the role of cyanobacterial biota in this process. Despite successful laboratory experiments on mineralization of cyanobacterial mats, observations in nature show that the productivity of cyanobacteria is not determined by the concentrations of chemical elements in the habitat. Under the same conditions one and the same population of cyanobacteria behaves neutrally or actively accumulates mineral matter. Moreover, the accumulated element is not always dominant in their habitat. Thus, there is every reason to assert that the problem of cyanobacterial rock and ore formation has not been fully solved yet, and additional studies are required for its final closure. *Materials and methods*. During the geological mapping of the Kunduzak occurrence, samples of magnesites were taken, which were studied by ISP, scanning electron microscopy, as well as by phase, structural and fluorescence X-ray analysis, in addition to studies in transparent sections. The work was carried out in the laboratories of RUDN, IMGRE, PIN RAS, and RGGRU. *Results*. A rich complex of mineralized bacterial forms, which are a fundamental feature of the structure of magnesites, was revealed. These are fragments of cyanobacterial mats and biofilms, cocciform and bacilliform bacteria, remains of glycocalyx, covers of filamentous microfossils, as well as microbiota of unclear systematic position. The development of biomorphosis in magnesites allows us to draw a parallel with the processes of modern magnesite accumulation associated with the activity of the microbial community of cyanobacterial mats. The latter circumstance becomes an irrefutable argument of biogenic (biolitic) nature of magnesite of the Kunduzak occurrence. *Conclusions.* In the sediments of the pre-Jurassic weathering crust of ultrabasites, microbialitic magnesites previously undescribed in the literature have been revealed. They belong to the "amorphous" industrial type of ores, and form a bed deposit, which cardinally differs from the neighboring deposits, where magnesite is concentrated in the form of stockwork bodies. The biolitic nature of magnesites is confirmed by a variety of bacterial structures, and an additional feature of these rocks, obviously, are the established anomalies of Dy, Yb and Lu. Microbialitic magnesites were formed in several stages. Their inferred resources are estimated at 130 thousand tons.

Keywords: *cyanobacterial mats, bacterial communities, pseudomorphosis, bioliths, weathering crust, bedded and vein magnesite*

ВВЕДЕНИЕ

В научной литературе термин "биолит" закрепился в начале XX в. благодаря работам крупного геолога-естествоиспытателя, одного из основоположников отечественной школы литологии, профессора Я.В. Самойлова. Развивая и дополняя идеи академика В.И. Вернадского о ведущей роли живого вещества в становлении осадочной оболочки планеты, Я.В. Самойлов выделил породные комплексы (биолиты), возникшие благодаря жизнедеятельности организмов. Помимо биогенных известняков, в группу "биолитов" им отнесены фосфориты, силициты, фитогенные породы, железомарганцевые и медно-осадочные руды. Так же, как и В.И. Вернадский, Я.В. Самойлов активно развивал идеи о рудообразующей роли организмов, способности их формировать месторождения различных полезных ископаемых и подчеркивал особую важность в этом процессе бактериальных сообществ (Самойлов, 1921, 1929). На современном этапе геологических исследований представления о биогенном рудогенезе приобрели статус своеобразных аксиом, которыми руководствуются геологи в практической и научной работе. Во многом это стало возможным благодаря массовому использованию методов электронной микроскопии при изучении осадочных руд, что позволило установить в этих образованиях широкое развитие разнообразных минерализованных бактериальных комплексов (остатки цианобактерий, гифы актиномицет, кокки, фрагменты гликокаликса и др.). Сейчас не вызывает сомнения существование в природе микробиолитов алюминия, железа, марганца, фосфора, сульфидных минералов и даже урана, золота и РЗЭ (Амосов, Васин, 1993; Моисеенко и др., 1999; Жегалло, Розанов, 2002; Bawden et al., 2003; Астафьева и др., 2005; Пиневич, 2005; Блюман, 2009; Антошкина, 2011; Канаева, Канаев, 2012; Старостин, Сакия, 2015; Розанов и др., 2016; Авдонин и др., 2019; Добрецов и др., 2021; Дойникова, Петров, 2022). Их возрастной диапазон – от архея (тухоли-

ты с Au и U Витватерсранда) до современных рудных стяжений Мирового океана (зерна, конкреции, корки Fe-Mn и P, сульфидные постройки "черных курильщиков") (Леин и др., 2000; Астафьева и др., 2005; Пиневич, 2005; Southam et al., 2009; Антошкина, 2011; Старостин, Сакия, 2015; Розанов и др., 2016; Biondi, Lopez, 2017).

Очевидно, к своеобразным биолитам следует также отнести латеритные коры. Как показано в работах (Школьник и др., 2004; Слукин и др., 2016; Новиков и др., 2017; Георгиевский и др., 2019), их формирование происходит при непосредственном участии микробных сообществ, которые в ходе выветривания активно разрушают минералы материнских пород и синтезируют на их месте новые минеральные комплексы. Здесь важно подчеркнуть, что, несмотря на наши поверхностные знания о микробном рудогенезе, присутствует определенная закономерность в рудообразующей деятельности микроорганизмов. На начальных этапах этого процесса обычно задействованы низшие формы грибов и нитчатые прокариоты, тогда как на пике его развития главная роль в преобразовании вещества принадлежит бациллам и коккам различной морфологии (Георгиевский и др., 2019). При этом важнейшим фактором для активной деятельности отмеченной микробиоты являются обстановки свободной циркуляции вадозных вод по профилю латеритной коры выветривания. Благодаря этому создаются условия для химически неустойчивого состояния минералов, что, в свою очередь, значительно усиливает разрушительный эффект от деятельности микробиоты.

Если оценивать микроорганизмы с точки зрения эффективности накопления рудного вещества, то многие исследователи особо отмечают цианобактериальные сообщества (Розанов, Жегалло, 1989; Школьник и др., 1999; Герасименко и др., 2002; Розанов, 2002; Жегалло и др., 2002; Герасименко, 2002; Школьник и др., 2004; Антошкина, 2011; Розанов и др., 2016). Их минерализованные остатки фиксируются в магнетитовых, марганцевых, золотоносных, урановых и фосфоритовых рудах, возраст которых колеблется от архея до кайнозоя (Леин и др., 2000; Старостин, Сакия, 2015; Авдонин и др., 2019). Не вызывает сомнений, что столь широкая рудная специализация цианобиоты объясняется двумя основными причинами. Во-первых, способностью существовать в самых различных обстановках, вплоть до экстремальных, а во-вторых, "умением" не только накапливать необходимые для жизни вещества, но и нейтрализовывать токсичные соединения, формируя из них вокруг клеток защитные минеральные чехлы (Розанов, Жегалло, 1989; Жегалло и др., 2002; Герасименко, 2002; Жегалло и др., 2021). Пока не удается достоверно "нащупать" пороговые концентрации химических элементов, которые для цианобактериальных сообществ из жизненно необходимых превращаются в смертельно опасные. Имеющиеся результаты экспериментов заметно расходятся с природными, натурными наблюдениями. Показательными в этом отношении являются сравнительные данные о способности цианобактерий аккумулировать кремнистые, фосфатные и карбонатные минералы в естественных и искусственных (лабораторных) условиях. Важно подчеркнуть, что во всех трех случаях лабораторные опыты моделировали обстановки жизнедеятельности бактерий в средах с пересыщенными растворами, в то время как в природе эти организмы распространены намного шире, включая места обитания, где воды содержат кремний, карбонат и фосфор в мизерных количествах.

Цианобактериальный фактор и кремненакопление. Иллюстрацией сказанного служат материалы, опубликованные в работах, посвященных деятельности цианобактериальных сообществ в термальных источниках Байкальской рифтовой зоны (Сороковикова, 2008). Как установлено, видовой состав микробиоты во всех гидротермах весьма разнообразен, однако наиболее распространенными являются цианеи вида Leptolyngbya laminosa (Mastigocladus laminosus.). В табл. 1 приведены основные параметры термальных вод, в которых обитают микроорганизмы.

В справочнике по геохимии В.В. Иванова (1994) указаны следующие значения растворимости аморфного кремнезема в зависимости от температурных условий среды, мг/л: 0°C – 70, 25°C – 120, 90°C – 340. В пересчете на элементный кремний это отвечает концентрациям 32.6, 55.9 и 158.4 мг/л. Близкие данные приводит К. Краускопф (1958). Таким образом, воды Байкальских термальных источников существенно не насыщены относительно кремния. Однако в трех из них (Котельниковский, Змеиный, Хакусы) (см. табл. 1) происходит его активное цианобактериальное накопление. Все это выглядит довольно странно, поскольку опять же, по данным Е.Г. Сороковиковой (2008), наибольшая плотность и разнообразие микробиоты как раз характерны для вод остальных пяти источников, но именно в них кремненакопление протекает крайне вяло. При этом даже беглый анализ табл. 1, показывает, что основные характеристики геохимических параметров вод источников в целом сопоставимы и перекрывают во многом друг друга. Такая ситуация плохо поддается логичному объяснению. Результаты выполненных разными авторами лабораторных экспериментов также не проясняют избирательность биоты к кремнию, поскольку перед ними не стояла задача изучения цианобактериальных сообществ в слабоминерализованных средах (Крылов и др., 1988; Toporski et al., 2002; Benning и др., 2005). Вместо этого ставились опыты с цианобактериями по моделированию обстановок содовых озер и гейзеровых источников, пересыщен-

Таблица 1. Физико-химические условия гидротерм (Сороковикова, 2008)

Table 1. Physico-chemical conditions of hydrotherms (Sorokovikova, 2008)

Источник воды	*T*, °C	pH	O_2	$(PO_4)^{-3}$	Si
			мг/л		
Котельниковский	70	9.28	0.00	0.011	71.28
Змеиный	45	9.33	0.00	0.652	22.73
Хакусы	46	8.68	3.06	0.000	7.91
Давшинский	35	8.93	2.70	0.015	25.17
Жемчуг	55	6.91	8.351	0.839	10.278
Аршан	36	6.66	0.221	0.021	7.006
Горячинский	44	7.56	0.00	0.000	17.6
Сухинский	37	6.93	0.102	0.102	21.5

ные воды которых рассматриваются как аналоги вод архейских водоемов (Заварзин, Жилина, 2000). Именно в ходе таких исследований с высокоминерализованными растворами (300–1400 мг/л Si) удалось проследить реакцию микробиоты на враждебный характер окружающей среды и непосредственно наблюдать, как цианобактерии осаждают кремнезем, строя вокруг клеток защитные трубки – чехлы из опала. Остатки последних буквально переполняют гейзеритовые породы и постройки гидротермальных источников (Жегалло и др., 2021).

Таким образом, существование в природе кремневых цианобиолитов не вызывает сомнений, но условия их формирования до конца остаются не раскрытыми.

Цианобактериальный фактор и фосфатонакопление. Похожая картина, но несколько иного плана проявляется при анализе взаимоотношений цианобактерий и фосфатного вещества. Генетическая связь между ними – факт бесспорный. Доказательствами служат установленные в фосфоритах разных стран фрагменты бактериальных чехлов, а также развитие в древних толщах строматолитовых и онколитовых фосфоритовых руд, запасы которых могут достигать промышленных масштабов (месторождение Джамокорта в Индии, Боксонское месторождение в Юго-Восточных Саянах) (Герасименко и др., 1999; Школьник и др., 1999; Мануковский, Беляев, 2000; Герасименко, 2002; Розанов, 2002; Жегалло, Розанов, 2002; Герасименко, 2002; Ильин, 2008; Георгиевский, Бугина, 2019). Наконец, лабораторными испытаниями показана способность цианей в сильно концентрированных и пересыщенных растворах аккумулировать фосфат в виде минеральных чехлов (Герасименко и др., 1996, 1998; Герасименко, 2002). Как установлено опытами, микробные сообщества чувствуют себя комфортно в средах с содержанием растворенного фосфора от 4 мг/л (Герасименко и др., 1996, 1998; Герасименко, 2022) до 18 мг/л (Тихомирова, Орлеанский, 1994). С увеличением его доли с 36–40 мг/л (Герасименко и др., 1996; Герасименко, 2002) до 50 мг/л (Тихомирова, Орлеанский, 1994) количество элемента становится предельно опасным для жизни микроорганизмов. Клетками такой токсичный фосфор утилизируется сначала в форме внутренних полифосфатных валютиновых микрогранул, а затем в виде чехлов вокруг трихом цианобактерий (Гончарова, Герасименко, 1993; Тихомирова, Орлеанский, 1994). При концентрациях фосфора выше 77.42 мг/л происходит гибель клеток и их минерализация (Гончарова, Герасименко, 1993; Герасименко и др., 1996, 1998). Исходя из полученных результатов сделан вывод: для литификации цианобактериальных матов и образования строматолитов требуется более мощный подток кальция, карбонатов, фосфатов, чем есть в современных водах (Герасименко, 2002). Однако данное заключение не следует воспринимать однозначно. На Земле известны пусть и уникальные, но реально существующие обстановки, где содержания растворенных фосфатов достигают чрезвычайно высоких значений. Речь идет о содовых озерах с богатейшим миром алкалофильной биоты, основу которой составляют цианобактериальные сообщества (Герасименко и др., 1996; Jones et al., 1998; Заварзин, Жилина, 2000; Toner, Catling, 2019). Принципиальной особенностью таких водоемов является запредельная обогащенность вод фосфором с концентрациями в десятки, а то и в сотни миллиграмм на литр (Friedman et al., 1976; Заварзин, Жилина, 2000; Toner, Catling, 2019). Наглядными примерами служат щелочные озера Калифорнии и Британской Колумбии, рифтовые озера Африки. По данным американских и канадских исследователей, в отдельные засушливые сезоны содержания фосфатов здесь доходят до уровня 30–1500 г/л (Eugster, 1970; Friedman et al., 1976; Jones et al., 1977; Renaut, Long, 1989; Hirst, 2013; Toner, Catling, 2019). Это в несколько раз больше, чем в илах апвеллинговых зон океанов, где протекает современное фосфатонакопление (1.3–40.0 мг/л) (Батурин, 1978). Однако у цианобиоты такое положение вещей не вызывает никакой отрицательной реакции. Она продолжает активно развиваться, но (и это важно) ее деятельность не сопровождается накоплением фосфо-

ра. Вместо него цианеи массово аккумулируют карбонаты, строя из них крупные (в несколько метров) строматолитоподобные постройки (Kempe et al., 1991). Причины подобной ситуации вряд ли связаны с гиперсоленостью содовых озер, поскольку в той же Британской Колумбии и на п-ове Юкатан, а также в Мексике известны пресноводные (слабоминерализованные) водоемы, где цианобактериями созданы не менее внушительные карбонатные сооружения (Gischler et al., 2008). Вместе с тем сразу следует сказать, что не только механизм ранее отмеченной кремнисто-фосфатной, но и самой микробной карбонатной аккумуляции до конца остается не раскрытым.

Цианобактериальный фактор и карбонатонакопление. Результаты изучения современных строматолитов и их древних аналогов, а также многочисленные лабораторные опыты с цианобиотой позволили смоделировать основные процессы карбонатного строматолитообразования. Однако установить, какие факторы и какая микробиота контролируют накопления известкового (кальцитового, арагонитового), доломитового, хантитового, гидромагнезитового и собственно магнезитового карбонатного вещества, все еще не представляется возможным.

Очевидно, не будет большой ошибкой утверждение, что меньше всего литологи и микробиологи понимают механизм цианобактериальной седиментации магнезита и других связанных с ним магнезиальных соединений. Причин здесь несколько.

Во-первых, среди карбонатных отложений магнезиты имеют весьма ограниченное распространение и в большинстве своем представляют хорошо раскристаллизованные породы, в которых первичные структурно-текстурные признаки интенсивно затушеваны процессами перекристаллизации. Вероятно, этим объясняется весьма ограниченное число публикаций, где приводятся сведения (часто дискуссионные) о развитии в магнезитах текстур цианобактериальных матов (Valdiya, 1968; Ивлев, Пустыльников, 1982; Хайрулина и др., 1990; Кузнецов, 2004). Во-вторых, как и для доломита, учеными окончательно не решена проблема низкотемпературного синтеза магнезита. Практически все представления специалистов о кристаллизации этого минерала базируются на экспериментах, проведенных в условиях повышенных температур (90–150°C) и давлений (10 МПа) (Казаков и др., 1957; Hänchen et al., 2008; Saldi et al., 2009; Bénézeth et al., 2011; Xu et al., 2013; Santos, 2023). Что же касается низкотемпературного (хемогенного) магнезита, то его наличие зафиксировано только в отдельных опытах с параметрами, довольно далекими от реальных природных обстановок (Sayles, Fyfe, 1973; Möller, 1989; Deelman, 1999; Pokrovsky, Schott, 1999; Dos Anjos et al., 2011; Xu et al., 2013; Power et al., 2017; Deelman, 2021; Vandeginste, 2021; Santos, 2023). При этом остается неясным, образуется ли он в результате прямого осаждения или его появление связано с превращениями друг в друга метастабильных магнезиальных фаз, которые последовательно выпадают из растворов при изменении их физико-химических показателей (Davies, Bubella, 1973; Möller, 1989; Hänchen et al., 2008; Dos Anjos et al., 2011; Sanz-Montero et al., 2012; Deelman, 2012; Power et al., 2019; Novoselov et al., 2019; Santos, 2023). Очевидно, также не следует исключать возможность существования в природе обоих отмеченных вариантов кристаллизации магнезита. В-третьих, нет однозначного понимания роли бактериальных сообществ в его формировании. Одни геологи, в лучшем случае, рассматривают микробиоту как возможный катализатор химических трансформаций промежуточных магниевых соединений при их переходе в магнезит. Другие, с учетом данных по современным магнезитовым отложениям, расценивают деятельность цианобактериальных матов как главный фактор образования магнезита. Считается, что цианеи либо формируют в окружающих водах геохимический фон, благоприятный для осаждения минералов магния, либо концентрируют его в клеточных тканях, где он в дальнейшем переходит в магнезит или гидромагнезит (Renaut, 1993; Power et al., 2007, 2009, 2019; Kazmierczak et al., 2011; Shirokova et al., 2013; Щербакова, 2018; Sanz-Montero et al., 2019).

Проблема биогенных магнезитов тесно переплетается с вопросами, связанными со средой обитания микробиоты и условиями седиментации осадков. Если брать за основу современные обстановки накопления магнезитовых минералов, то картина получается довольно пестрой. Обстановки меняются от равнинных пространств до обширных горных плато, от эвапоритовых лагун и приморских озер до внутриконтинентальных пересыхающих пресноводных заболоченных водоемов, от аридных и гумидных зон до регионов с субарктическим и даже антарктическим климатом. И во всех перечисленных случаях устанавливаются признаки активной деятельности бактериальных организмов, среди которых главная роль принадлежит микробным сообществам цианобактериальных матов (Renaut, 1993; Power et al., 2007, 2009, 2019; Kazmierczak et al., 2011; Shirokova et al., 2013; Щербакова, 2018; Sanz-Montero et al., 2019; Novoselov et al., 2019).

Таким образом, как видно из изложенного выше, затронутые вопросы о роли микробиоты в кремне-, фосфато- и магнезитообразовании все еще далеки от окончательного решения. Вместе с тем актуальность этой проблемы очевидна, поскольку изучение микробного литогенеза имеет не только теоретическое, но и практическое значение. Ведь знания поведения химических элементов под воздействием микроорганизмов значительно расширяют возможности поисковых работ как отмеченных

выше, так и других рудных и нерудных полезных ископаемых.

Новые данные по обстановкам микробиального образования магнезитов получены при изучении коры выветривании ультрабазитов Халиловского массива, расположенного в Гайском районе в Вознесенско-Присакмарской структурной зоне Южного Урала.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Фактическим материалом для статьи послужили данные картирования магнезитового проявления Кундузак, выявленного на севере массива в 10 км севернее станции Халилово Южно-Уральской железной дороги (рис. 1).

Отобранные пробы, помимо шлифов (поляризованный микроскоп ПОЛАМ Л213М), изучались с помощью фазового, структурного (дифрактометр ДРОН-4) и флуоресцентного (спектрограф ДФС-8) рентгеновского анализа, также для исследования привлекались методы ISP (масс-спектрометр ELAN-6100) и сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) (прибор CamScan-4). Аналитические работы проводились в лабораториях РУДН, ИМГРЭ, ПИН РАН, РГГРУ. Цель исследований – проанализировать существующие представления о роли цианобиоты в образовании разных осадочных полезных ископаемых, а также показать в разных ракурсах особенности кундузакского магнезита и доказать активное участие в его формировании бактериальных сообществ.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРОЯВЛЕНИИ КУНДУЗАК

Рассматриваемый объект площадью около 6 км^2 заключен между двумя шоссейными автодорогами

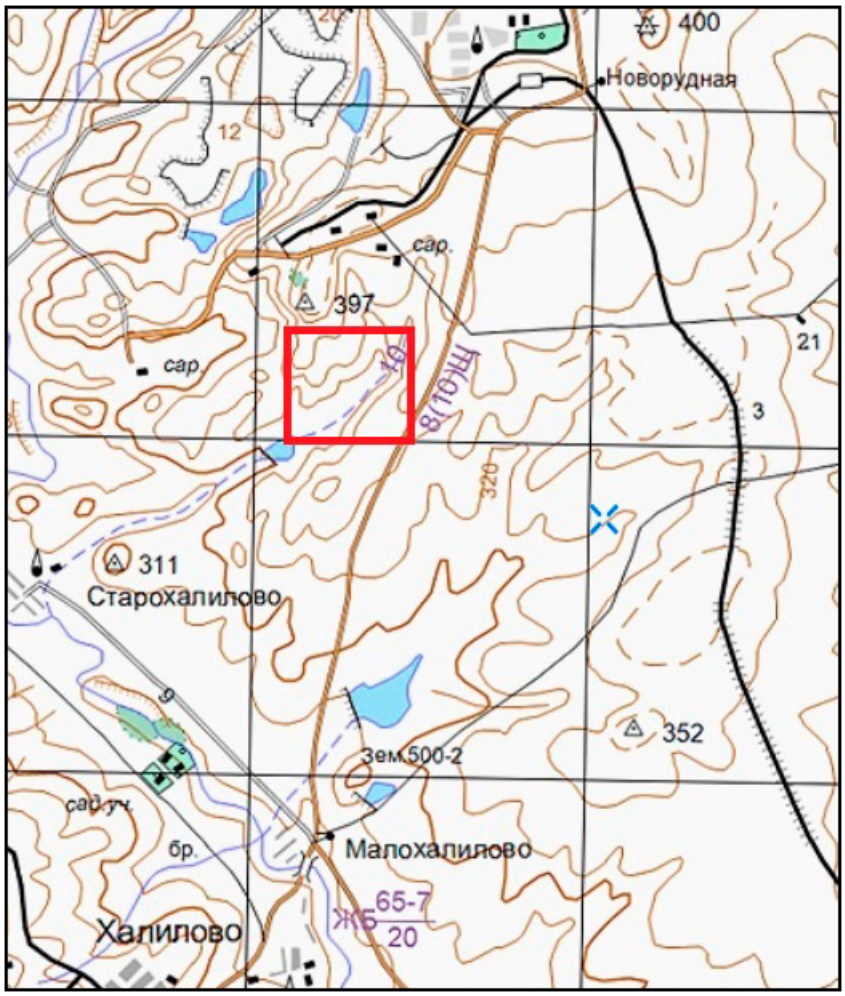


Рис. 1. Местоположение проявления магнезита Кундузак в пределах Халиловского ультрабазитового массива (Южный Урал).

Fig. 1. Location of the Kunduzak magnesite occurrence within the Khalilovskiy ultrabasic massif (Southern Urals).

(см. рис. 1), а его геологическим ограничением служат выходы серпентинитов, которые хорошо видны в бортах мелкого ручья, протекающего в юго-западном направлении.

По предварительно оцененным запасам Кундузак обладает очевидным промышленным потенциалом, несмотря на его принадлежность к инфильтрационному типу, который связан с доюрской корой выветривания и считается на Южном Урале низкопродуктивным. Принципиальное значение имеет сопоставление строения разрезов коры выветривания Халиловского массива и его Кундузакского участка (рис. 2).

На Халиловском массиве в основании коры выветривания развиты выщелоченные ультрабазиты, в пустотах и трещинах которых отлагался магнезит в виде разнообразных жил и штокверков. Выше по разрезу развиты нонтронитовые глины с никелевой минерализацией и с включениями конкреций белоснежного кахолонга. Далее следует горизонт бурых железняков, сложенный из охр, оолитовых руд, ожелезненных и силицифицированных серпентинитов. Общая мощность коры выветривания колеблется от 30 до 50 м (Никифоров, 2003; Бетехтин, 2023).

В отличие от описанного разреза на участке Кундузак из профиля коры выветривания выпадает зона нонтронитовых глин (см. рис. 2). Этот факт является показательным, так как свидетельствует о самостоятельном развитии Кундузакского тектонического блока в пределах Халиловского массива. Совершенно очевидно, что его обособленное воздымание стало причиной размыва коры выветривания, включая горизонт смектитовых глин. В результате сформировался непосредственный контакт выщелоченных гипербазитов с горизонтом бурых железняков. Иначе говоря, современный профиль коры выветривания на Кундузаке образовался благодаря повторному выветриванию сохранившихся от размыва реликтов “древнего” разреза. На такой сценарий развития геологических процессов, помимо факта выпадения из разреза глин, указывают включения магнезита, которые встречаются среди бурых железняков.

Еще одним отличием Кундузакского проявления служит линзовидно-пластовая форма рудного тела мощностью до 5 м. Подобная морфология, как известно, совершенно не свойственна магнезитовым месторождениям коры выветривания гипербазитов, включая месторождения Халиловского массива с жильно-штокверковой минерализацией. На Кундузакском проявлении такая минерализация выражена слабо (≈10%) и в основном приурочена к подошве пластовой залежи.

Отмеченные особенности локализации магнезита обусловили развитие двух основных типов руд: пластовых и прожилковых (рис. 3).

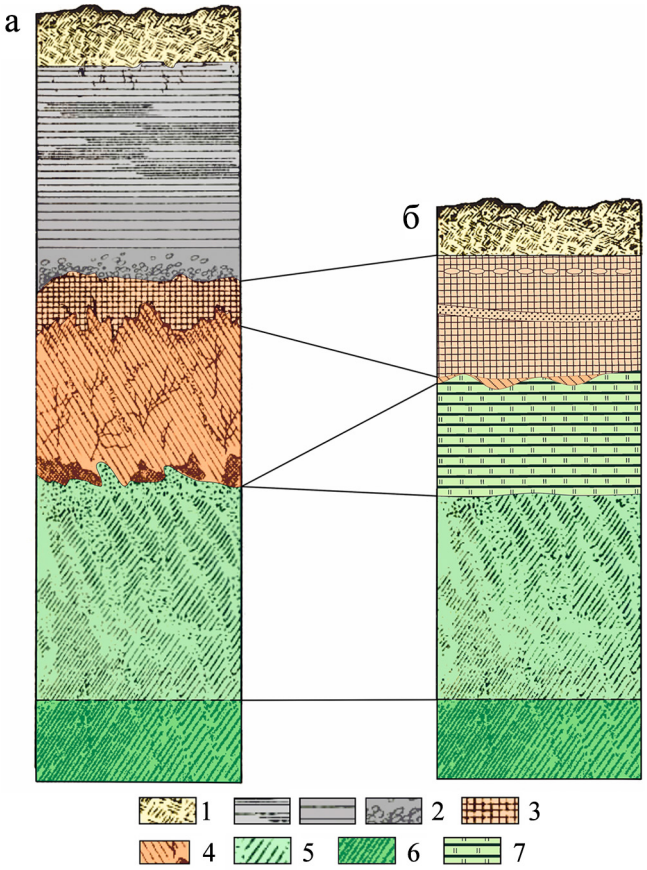


Рис. 2. Строение коры выветривания Халиловского массива (а) (Бетехтин, 2023) и участка Кундузак (б).

1 – современная почва; 2 – песчано-глинистые осадочные породы мезозойского возраста, прикрывающие древнюю кору выветривания; 3 – самый верхний слой древней коры выветривания, сложенный железистыми охрами; 4 – зона нонтронитизации с гидросиликатами никеля и гидроокислами марганца; 5 – зона развития прожилкового магнезита; 6 – первичные породы серпентиниты; 7 – магнезитовое тело.

Fig. 2. Structure of the weathering crust of the Khalilovskiy massif (a) (Betekhtin, 2023) and the Kunduzak site (б).

1 – modern soil; 2 – sandy-clay sedimentary rocks of Mesozoic age covering the ancient weathering crust; 3 – the uppermost layer of the ancient weathering crust, composed of ferruginous ochres; 4 – nontronitization zone with nickel hydrosilicates and manganese hydroxides; 5 – development zone of veined magnesite; 6 – primary rocks serpentinites; 7 – magnesite the body.

Общим признаком для них является фарфоровидный облик выделений магнезита, нередко с почкообразным метаколлоидным строением у пластовых (массивных) руд (см. рис. 3). Последнее обстоятельство, вероятно, служит признаком осаждения минерала из коллоидных растворов.

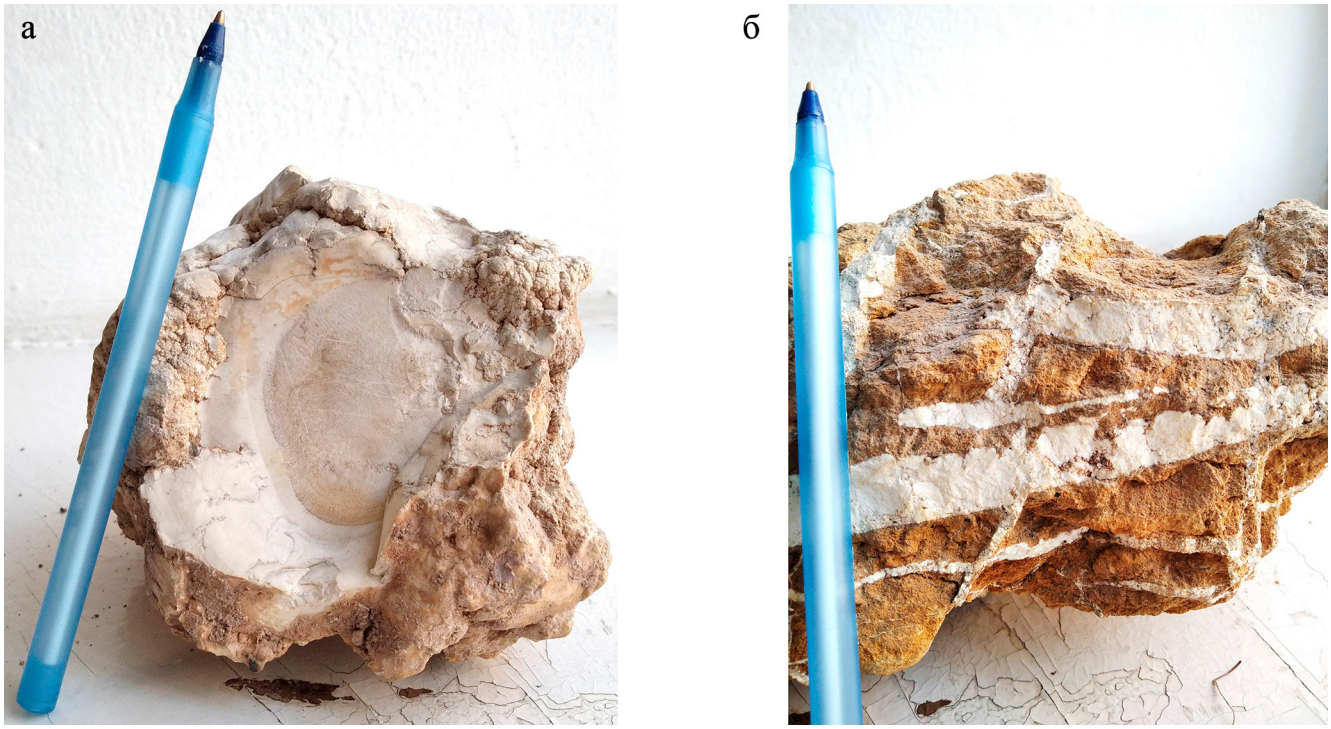


Рис. 3. Пластовый (массивный) (а) и прожилковый (б) типы руд Кундузакского проявления.

Fig. 3. Massive (a) and veined (б) types of ores of the Kunduzak occurrence.

Результаты изучения вещественного состава магнезитов

Выделенные разновидности магнезитов, за исключением форм их обособления (жильные, пластовые) и текстурных особенностей, представляют собой близкие образования. В незагрязненных пробах это белые, прочные, монолитные породы с раковистым изломом и скрытокристаллическим (“аморфным”) строением, типичным для магнезитов всего Халиловского массива (см. рис. 3).

Вместе с тем, несмотря на внешнее сходство, есть и определенные различия в этих минеральных образованиях. Прежде всего, это касается твердости двух разновидностей магнезитов. Твердость пластового магнезита по шкале Мооса составляет 6 единиц, прожилкового – 4.5. Обычно повышенную твердость магнезита связывают с присутствием в нем кремнистых минералов. Однако в нашем случае, судя по химическому составу (табл. 2), образцы пластового магнезита практически мономинеральны. Учитывая это, причины повышенной твердости, очевидно, надо искать в “аморфном” строении проб. Результаты СЭМ показывают, что так называемая аморфная масса магнезитов представляет собой субмикрокристаллический агрегат, раскристаллизация которого заметно различается в двух типах руд. Как видно на рис. 4, при одинаковых увеличениях в прожилковых разностях размер кристаллических частиц составляет 25 мкм, тогда как в пластовом магнезите их размер в большинстве случаев не превышает 5 мкм. Буровикам хорошо известна связь между структурными характеристиками пород и их прочностью и твердостью. По В.С. Федорову, прочность и твердость горных пород выше, когда размер составляющих их зерен меньше (Федоров, 1951; Нескоромных, 2012). Таким образом, если верить буровикам, причина различия твердости магнезита руд проявления Кундузак обусловлена особенностями субмикроскопического их строения. Помимо сказанного, здесь следует еще отметить характер плотности магнезитов. Она пусть незначительно, но все же больше в пластовых рудах (3.15 г/см^3) относительно прожилковых (3.0 г/см^3). Этот факт, очевидно, также можно связать с отмеченным структурным (размерным) различием зерен в двух минеральных агрегатах магнезитов.

Параметры элементарной ячейки в обоих случаях близки и составляют для пластового магнезита: a = 4.637 Å, c = 15.028 Å, для прожилкового – a = 4.633 Å, c = 15.004 Å. Несколько занижены показатели у прожилкового магнезита, возможно, в связи с наличием дефектов в кристаллической решетке минерала (Окишев, 2007).

Показатель преломления скрытокристаллических агрегатов магнезита n = 1.608.

Таблица 2. Сравнение химического состава магнезитовых руд проявления Кундузак и Халиловского массива, мас. %

Table 2. Comparison of the chemical composition of the magnesite ores of the Kunduzak and Khalilovskiy massif, wt %

Магнезиты	MgO	Al_2O_3	SiO_2	S	K_2O	CaO	MnO	Fe_2O_3
Пластовые*	47.1	0.13	0.36	0.01	0.01	0.37	0.02	0.11
Прожилковые*	45.9	0.07	2.95	0.01	0.01	0.43	0.01	0.09
Халиловский**	43.3–47.4	0.1–0.8	0.2–4.7	–	–	0.5–4.6	–	–

*Данные авторов (средние значения из 10 проб).
**По (Пальгова, 2015).
Примечание. Теоретический состав магнезита: MgO – 47.6 мас. %, CO_2 – 52.4 мас. % (Бетехтин, 2023). Прочерки – значения не определялись.

*Authors' data (average values from 10 samples).
**According to (Pal'gova, 2015).
Note. Theoretical composition of magnesite: MgO – 47.6 wt %, CO_2 – 52.4 wt % (Betechtin, 2023). Dashes – the values were not determined.

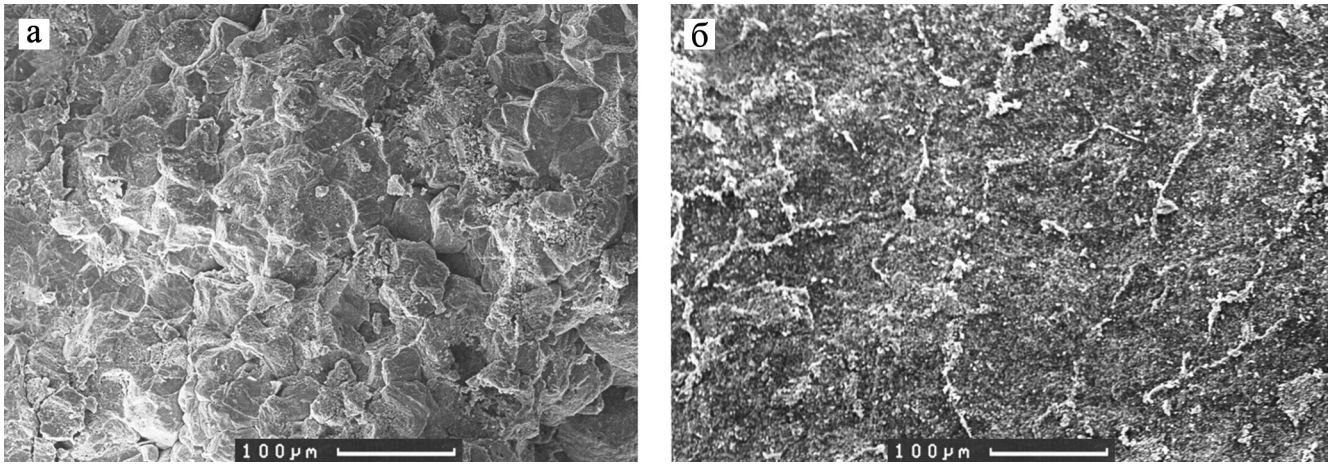


Рис. 4. Строение прожилкового (а) и пластового (б) магнезита по данным сканирующей электронной микроскопии.

Fig. 4. The structure of veined (a) and massive magnesite (б) according to scanning electron microscopy.

Химический состав руд приведен в табл. 2. Как видно из нее, содержания основных компонентов в магнезитах проявления Кундузак в целом укладываются в средние значения по магнезитовым рудам Халиловского массива. В то же время, если сопоставлять между собой разновидности кундузакских руд, то пластовый их тип по качеству заметно лучше прожилкового магнезита. В первом случае это практически мономинеральные образования, в то время как прожилковые руды явно загрязнены и содержат в повышенных количествах посторонние примеси, главными из которых, очевидно, являются минералы кремния.

Состав микроэлементов магнезитов приведен в табл. 3. Для понимания соотношений элементов в этих образованиях на рис. 5 показан график их вариаций. Как видно из таблицы и графика, на общем сглаженном фоне содержаний элементов магнезиты наиболее ярко отличаются по концентрациям Ni, Mn и, в какой-то степени, Sr (см. рис. 5).

Совершенно очевидно, что установленные содержания в магнезитах Ni – это отголоски ранее существовавших на проявлении Кундузак никеленосных кор выветривания серпентинизированных гипербазитов. Причем, высокие концентрации элемента в прожилковых рудах относительно пластовых, можно трактовать как признак их формирования на начальных этапах корообразования, когда циркуляция никеленосных магниевых растворов по трещинам пород происходила наиболее активно. Что касается пластовых руд, пониженные содержания в них никеля, очевидно, связаны с повторным формированием коры выветривания, но уже серпентинитов, истощенных предыдущим корообразованием.

Таблица 3. Содержание микропримесей в магнезитах проявления Кундузак, г/т

Table 3. The content of trace impurities in magnesites of the Kunduzak occurrence, ppm

Элемент	Магнезиты							
	Пластовые				Прожилковые			
Co	7.37	Mo	0.023		Co	15.1	Mo	0.00
Ag	0.744	Sb	0.257		Ag	0.664	Sb	0.21
V	14.3	Te	0.752		V	6.89	Te	0.569
Cu	20.3	Zr	1.82		Cu	7.64	Zr	1.32
Pb	3.11	Cd	0.021		Pb	4.45	Cd	0.013
Zn	5.83	Cs	0.01		Zn	15.1	Cs	0.00
As	3.72	Sn	2.14		As	1.79	Sn	3.0
Mn	253	Ta	0.293		Mn	146	Ta	0.191
Ni	166	Nb	2.73		Ni	477	Nb	1.44
Ga	0.81	Hf	0.046		Ga	0.024	Hf	0.055
Rb	0. 047	W	0.133		Rb	0.00	W	0.658
Sr	14.8	Bi	0.007		Sr	36.8	Bi	0.005
Ba	5.58	Th	0.407		Ba	9.46	Th	0.266
Y	0.216	U	0.33		Y	0.154	U	0.037

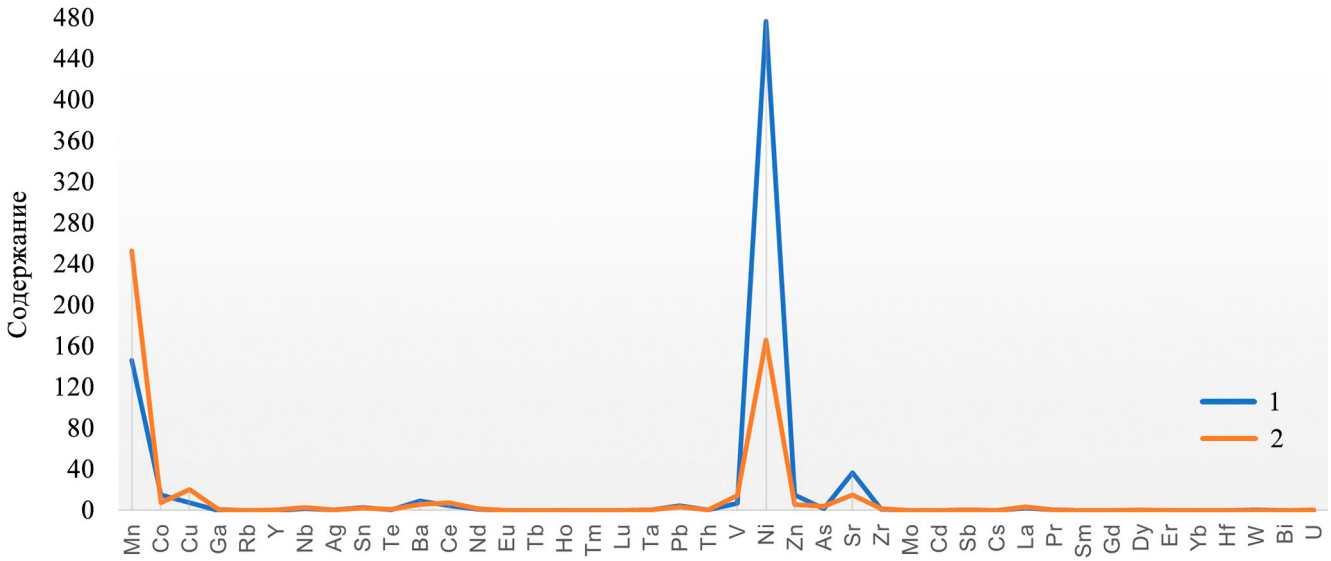


Рис. 5. Содержание микроэлементов в магнезитах проявления Кундузак, г/т.

1 – прожилковые, 2 – пластовые.

Fig. 5. The content of trace elements in magnesites of the Kunduzak occurrence, ppm.

1 – veined, 2 – stratified.

Похожая картина намечается и для стронция. Его содержание в магнезитах (см. табл. 3) сопоставимо с кларковыми концентрациями (КК) в ультрабазитах (КК = 1.48–3.68) (Войткевич и др., 1977; Иванов, 1994). Это дает основание предполагать, что стронций в магнезитах, как и никель, связан с двумя этапами выветривания серпентинизированных ультрабазитов и механизм накопления этих элементов проходил по описанному выше сценарию.

Присутствие марганца, а также других микропримесей, чьи концентрации в пластовых магнезитах заметно выше, чем в прожилковых разностях (см. табл. 3, рис. 5), скорее всего, отражает участие микробиоты в магнезитообразовании. Доказательной базой сказанного служат изложенные ниже материалы, а возможности бактериальных комплексов в накоплении элементов показаны в работах (Амосов, Васин, 1993; Моисеенко и др., 1999; Жегалло, 2002; Розанов, 2002; Bawden et al., 2003;

Астафьева и др., 2005; Блюман, 2009; Антошкина, 2011; Канаева, Канаев, 2012; Старостин, Сакия, 2015; Авдонин и др., 2019; Добрецов, 2021; Дойникова, Петров, 2022).

Редкоземельные элементы (РЗЭ) в магнезитах проявления Кундузак

Комплекс редкоземельных примесей приведен в табл. 4. Их соотношения, нормированные по хондриту (Evensen et al., 1978), показаны на рис. 6.

Как видно из таблицы, магнезиты характеризуются мизерными содержаниями лантаноидов (8.4–13.6 г/т), но это все же почти в два раза больше, чем в кристаллических магнезитовых рудах Южно-Уральской провинции (Крупенин, 2005). Кроме того, между собой магнезиты Кундузакского проявления заметно различаются по редким землям. Так, прожилковый тип руд, несмотря на наличие посторонних примесей, характеризуется существенно заниженной суммой РЗЭ (8.37 г/т) относительно пластовых разностей магнезита (13.36 г/т). Причина,

Таблица 4. Содержание редких земель в магнезитах Кундузакского проявления, г/т

Table 4. The content of rare earths in magnesites of the Kunduzak occurrence, ppm

Элемент	Магнезиты	
	Пластовые	Прожилковые
La	3.57	2.24
Ce	7.21	4.47
Pr	0.640	0.419
Nd	1.71	1.10
Sm	0.142	0.078
Eu	0.022	0.013
Gd	0.00	0.037
Tb	0.001	0.004
Dy	0.249	0.003
Ho	0.005	0.004
Er	0.004	0.002
Tm	0.002	0.002
Yb	0.046	0.021
Lu	0.009	0.004
∑	13.361	8.37

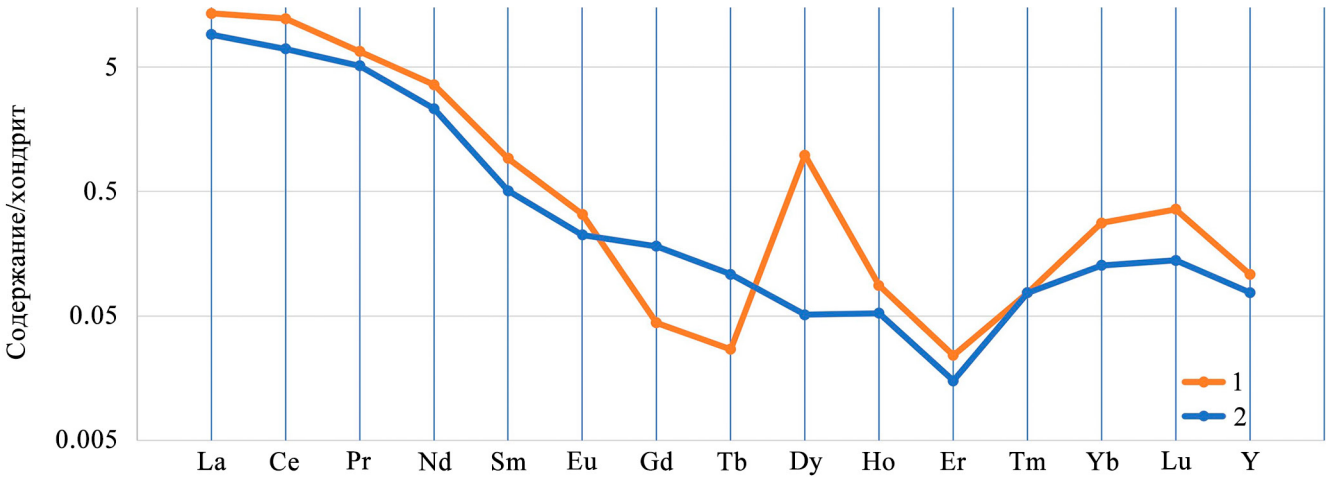


Рис. 6. Нормированное по хондриту (Evensen et al., 1978) распределение редкоземельных элементов в магнезитах проявления Кундузак.

1 – прожилковые, 2 – пластовые.

Fig. 6. Chondrite-normalized (Evensen et al., 1978) distribution of rare earth elements in magnesites of the Kunduzak occurrence.

1 – veined, 2 – stratified.

скорее всего, кроется в характере корообразования на проявлении Кундузак, где выветривание, как это было показано ранее, протекало прерывисто, в два этапа. На первом этапе по гипербазитам формировался профиль с магнезитовой прожилковой минерализацией и с горизонтом никеленосных нотронитовых глин. На втором этапе выветривание, после разрушения профиля, затронуло гипербазиты с выделениями магнезита. Растворение последних приводило к обогащению циркулирующих в коре выветривания магниевых растворов редкоземельными элементами, которые накапливались при формировании пластовых руд. К сказанному следует добавить роль несколько повышенных содержаний гидроокислов железа и марганца (см. табл. 2). По данным Г.Н. Батурина (1978), они тоже могут являться активными концентраторами редкоземельных элементов.

При анализе нормированного графика состава РЗЭ (см. рис. 6) видно, что, за исключением аномалии Dy в пластовых рудах, морфология спектров двух типов магнезитов в целом сопоставима. Кроме того, в обоих случаях наблюдается четко выраженная тенденция доминирования легких элементов над тяжелыми, о чем свидетельствуют резкие наклоны спектров в сторону тяжелых примесей при отношении La/Yb = 77.6 и 106.7 (ЛРЗЭ > > ТРЗЭ). Наконец, следует отметить дифференцированность спектра пластовых магнезитов на фоне сглаженного характера распределения нормированных элементов в прожилковых рудах. Указанная особенность связана с развитием в спектре пластового магнезита слабых положительных аномалий Ce и Eu (Ce/Ce* = 1.2; Eu/Eu* = 0.8)[1], а также резкой, с положительными значениями, аномалией диспрозия. Помимо этого, в спектре дополнительно намечаются менее заметные пологие аномалии Yb и Lu (см. рис. 6).

Элементы Dy, Yb и Lu из-за своих геохимических свойств считаются малоинформативными и на диаграммах, как правило, не выражены аномалиями. В нашем варианте все наоборот: четкие или заметные аномалии являются важной особенностью спектров этих элементов. Пока не представляется возможным установить причины их появления. Анализ собранных авторами материалов по распределению РЗЭ в различных породах (более 250 публикаций) позволил установить лишь единичные случаи, где проявлены Dy, Yb и Lu аномалии, но, к сожалению, их особенности и генетическая суть в публикациях не рассматриваются. К отмеченным породам относятся коры выветривания уральских гипербазитов, а также разновозрастные и в разной степени метаморфизованные строматолитовые известняки и доломиты из различных регионов мира (Илалова, 2017; Zeng et al., 2019; Левицкий и др., 2019; Zhou et al., 2023). Резкие петрографо-генетические различия указанных образований не позволяют дать логичное объяснение таким аномалиям. Вероятно, причины их появления многофакторные. Возможно, одной из них является сходство химического состава поровых вод осадков (для строматолитовых комплексов) и грунтовых растворов, циркулировавших по профилю коры выветривания. Что касается слабых аномалий Ce (Ce/Ce* = 1.2) и Eu (Eu/Eu* = 0.8), то первая, скорее всего, отражает восстановительные условия формирования пластового магнезита, а вторая – наследуется им от гипербазитов, при выветривании которых он образовался (Балашов, 1976; Шатров, Войцеховский, 2013; Маслов, 2016).

В практике геохимических исследований для реконструкций обстановок прошлого принято использовать различные геохимические коэффициенты. Для магнезитов проявления Кундузак, генетически связанного с корами выветривания, большинство из таких коэффициентов малоинформативны, так как служат индикаторами условий седиментации в Мировом океане, а также указывают на влияние глубинного вещества на осадочный процесс в его акватории (Маслов, 2016). Исключение составляет отношение $\sum Ce/\sum Y$, которое по существующим представлениям отражает климатические обстановки прошлых эпох (Шатров, 2007). В табл. 5 приведены значения этого параметра для магнезитов проявления Кундузак и указаны климатические условия их формирования.

Результаты изучения магнезитов проявления Кундузак методами СЭМ

Исследования проводились в Палеонтологическом институте РАН с использованием электронного микроскопа марки CamScan-4, оснащенного микроанализатором системы LINK-860.

Представления о внутреннем строении магнезитов базируются на основе анализа пяти образцов, особенности которых характеризуют 120 электронно-микроскопических снимков. Наиболее детально изучен пластовый тип магнезитов (обр. 4) и менее – прожилковый (обр. 1). Принципиально важной чертой ультрамикроскопического строения пластового магнезита является развитие фоссилизированных бактериальных структур. С морфологических позиций биоморфозы представлены фрагментами минерализованных цианобактериальных матов и биопленок, кокковидными и палочковидными бактериями, остатками гликокаликса, чехлами нитчатых микрофоссилий, а также микробиотой неясного систематического положения. Магнезитовый их состав подтверждается энергодисперсионными спектрами (ЭДС), сделанными в ходе электронно-микроскопических исследований.

[1] $Ce/Ce^* = 2Ce/Ce_{cl}$: $(La/La_{cl} + Nd/Nd_{cl})$; $Eu/Eu^* = 2Eu/Eu_{cl}$: $(Sm/Sm_{cl} + Gd/Gd_{cl})$.

Таблица 5. Параметры климатического коэффициента (∑Ce/∑Y) (Шатров, 2007) и его значения для магнезитов проявления Кундузак

Table 5. Parameters of the climatic coefficient (∑Ce/∑Y) (Shatrov, 2007) and its value for magnesites in Kunduzak occurrence

Магнезиты	∑Ce/∑Y		
	<2.5 (климат аридный)	2.5–4.0 (климат семигумидный)	>4.0 (климат гумидный)
Пластовые	–	3.5	–
Прожилковые	–	–	5.2

Фрагменты цианобактериальных матов часто встречаются во всех изученных образцах пластовых магнезитов и являются постоянными структурными элементами их строения. Это минерализованные чешуи-корки толщиной в несколько десятков микрон, с ажурным переплетением чехлов нитчатых цианей (рис. 7а). Более четкая картина устройства мата проявляется при его увеличении. Как видно на рис. 7б, чехлы представляют собой сложно изогнутые пустотелые трубочки диаметром 2–3 мкм, из сплетения которых образуется биогенная структура типа “мозговой ткани”. При детализации такой структуры “трубчатое” строение мата проявляется еще более отчетливо (рис. 7в).

Помимо цианей, строителями мата также являются палочковидные и кокковидные бактерии, которые чаще всего массово развиваются в пониженных его участках (рис. 7г).

Палочковидные бактерии – это укороченные цилиндрические клетки вытянуто-овальной формы с закругленными окончаниями. Палочки прямые либо слабоизогнутые. Длина их до 5 мкм при толщине менее 2 мкм. В местах скопления они формируют многоярусные пленки из плотно прижатых микроорганизмов, так что окружающий их гликокаликс практически не виден (см. рис. 7г).

Кокковидные бактерии представляют собой микроскопические, в доли микрона, клетки шарообразной или яйцевидной формы с четкими или расплывчатыми ограничениями. Обычно кокки наблюдаются в сообществе с другими микроорганизмами, но могут образовывать самостоятельные крупные скопления, заключенные в веществе гликокаликса (см. рис. 7г).

Биопленки сопровождают цианобактериальные маты, а также самостоятельно развиваются в пористых и трещиноватых зонах. По морфологическим особенностям среди них различаются простые и сложные образования. Первые сложены однородным бесструктурным веществом коллоидогенной природы с выраженными трещинками синерезиса (рис. 7д). По своим признакам это минерализованная слизь из полисахаридов (внеклеточное полимерное вещество (ВПВ)), которая выделяется бактериями для защиты от внешних воздействий. Такие пленки обволакивают клетки, выполняя роль своеобразного гликокаликса. Учитывая отсутствие у них признаков раскристаллизации, можно полагать, что они формировались на заключительных стадиях микробиального процесса.

Минерализованные биопленки сложного строения (рис. 7е), вероятно, отражают начальный этап становления мата. Они образуют тонкие покровы, и их особенности раскрываются при использовании больших увеличений.

Подобно матам, пленки включают кокки и палочки, а также бактерии неясного систематического положения. Последние представлены укороченными воронкообразными трубочками, бóльшая часть из которых сильно сплющена под воздействием процессов уплотнения магнезитов (рис. 7ж). Диаметр “устьев” “воронок” 1.2–2.5 мкм. В отличие от “зрелых” матов, “заселенность” биопленок неравномерная: от буквально “спрессованных” бактериальных клеток (см. рис.7ж), до участков, где микробиота свободно погружена в вещество гликокаликса (рис. 7з).

Помимо отмеченной, выделяется еще один тип микробиоты, не связанный с биопленками и матами. Он представлен сообществом нитчатых бактерий (цианей и микромицетов), которые заселяли поры магнезитов (рис. 7и). От цианей сохранились минерализованные разветвленные чехлы. Судя по их сечениям (1.5–4.5 мкм), они окружали как единичные, так и собранные в жгуты трихомы (рис. 7к), пересекавшие поровое пространство в разных направлениях. Актиномицеты фиксируются на стенках пор в виде своеобразного войлока из переплетенных нитей мицелия толщиной 0.1–0.2 мкм (рис. 7л). Следует отметить, что такие заполненные микробиотой поры при своем формировании разрушали как матрицу породы, так и заключенные в ней биопленки. Этот факт свидетельствует о длительности и многоэтапности развития микробного процесса. Сказанное подтверждается присутствием в магнезитах биоморфоз разной степени сохранности: от практически неизмененных до превращенных перекристаллизацией в теневые реликты (рис. 7м).Завершая характеристику биоты магнезитов, следует остановиться на ее роли в их формировании. В связи с этим принципиальное значение приобретают данные по современному накоплению магнезиальных карбонатных минералов (гидромагнезита, хантита, дипингита, магнезита),

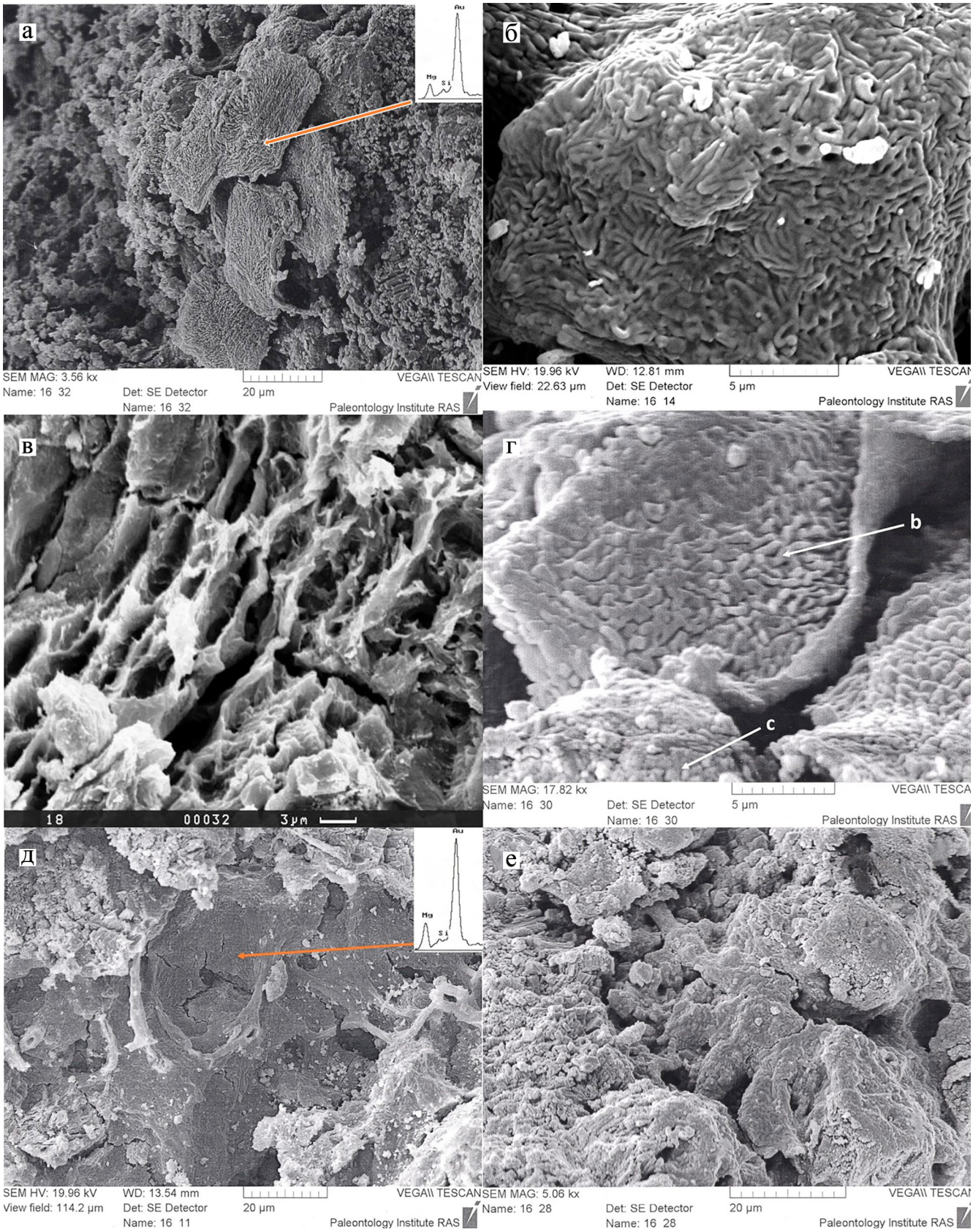


Рис. 7а–е. Микробиальные структуры в магнезитах проявления Кундузак.

Fig. 7a–e. Microbial structures in magnesites of Kunduzak occurrence.

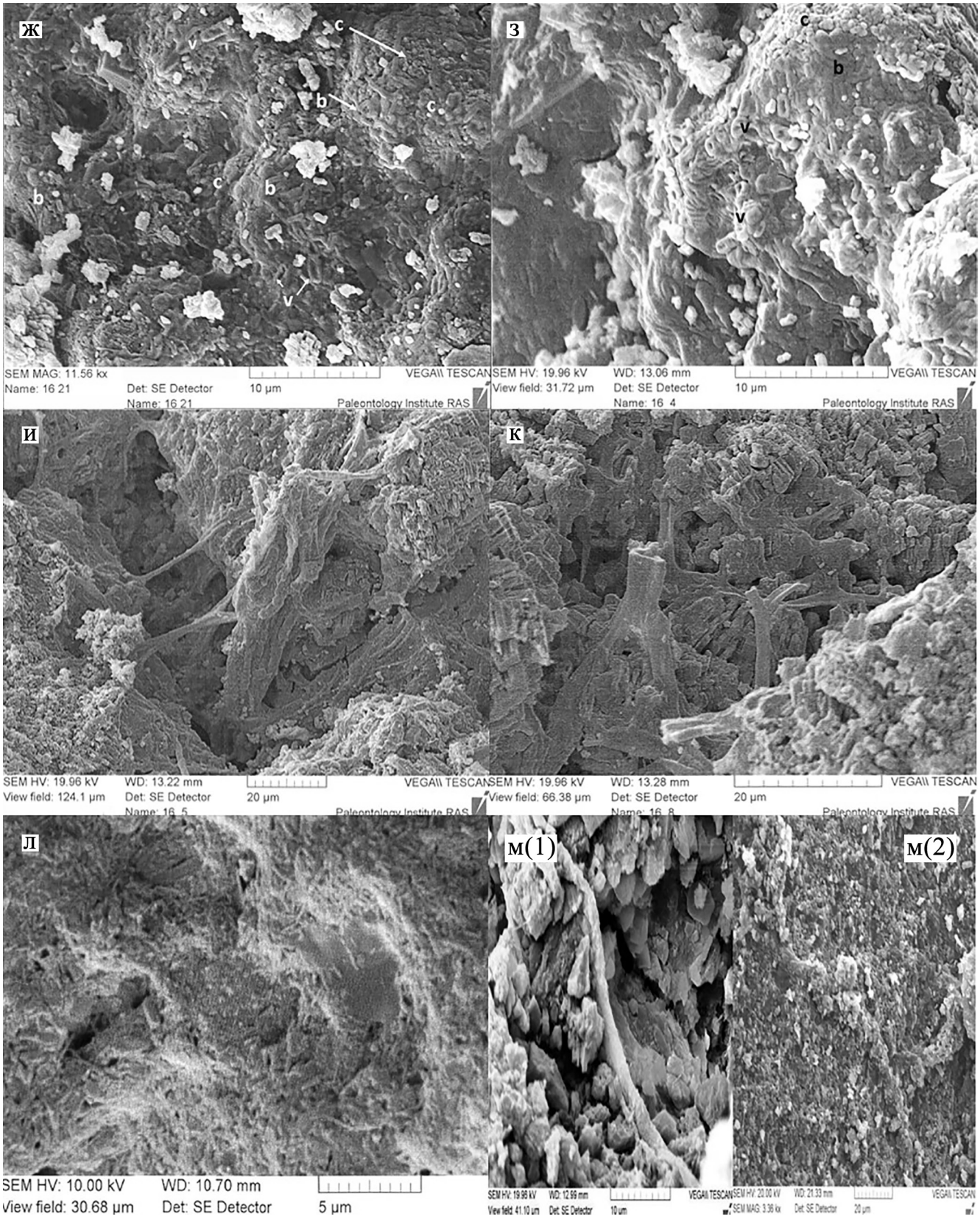


Рис. 7ж–м. Микробиальные структуры в магнезитах проявления Кундузак.

Fig. 7ж–м. Microbial structures in magnesites of Kunduzak occurrence.

Рис. 7. Микробиальные структуры в магнезитах проявления Кундузак.

а. Минерализованный фрагмент цианобактериального мата. Хорошо видно ажурное переплетение чехлов нитчатых цианей. В правом верхнем углу фрагмент ЭДС, подтверждающий магнезитовый состав биоморфной структуры.
б. То же при больших увеличениях. Структура типа “мозговой ткани” цианобактериального мата из переплетенных трубчатых чехлов цианей.
в. То же, более детально.
г. Скопление в понижениях поверхности мата биоморфоз палочковидных (в центре) и кокковидных (внизу снимка) бактериальных клеток.
д. Биопленка простого строения из минерализованной слизи ВПВ. Хорошо выражены трещины и пустоты синерезиса, которые образовались при коагуляции полисахаритового вещества слизи. В правом верхнем углу фрагмент ЭДС, подтверждающий магнезитовый состав пленки.
е. Внешний облик минерализованной биопленки сложного строения при относительно небольших увеличениях электронно-микроскопического снимка.
ж. То же. Внутреннее строение пленки из “спресованных” бактериальных клеток разной морфологии: палочки (b), кокки (c), а также бактерий неясного систематического положения в виде деформированных воронкообразных форм (v). В центре снимка – скопления биоморфоз со следами клеточного деления (?).
з. Минерализованная биопленка сложного строения из различных псевдоморфоз, погруженных в вещество гликокаликса.
и. Поровое пространство магнезита, заполненное минерализованным сообществом нитчатых бактерий.
к. Разного диаметра минерализованные чехлы цианей в порах магнезита.
л. Развитые на стеках пор минерализованные остатки актиномицетов со сложным переплетением нитей мицелия.
м. Минерализованные нитчатые бактерии хорошей (м1) и плохой (м2) сохранности, перекристаллизованные до состояния теневых реликтов.

Fig. 7. Microbial structures in magnesites of Kunduzak occurrence.

a. Mineralized fragment of cyanobacterial mat. The delicate weave of the filamentous blue-green algae covers is clearly visible. In the upper right corner is a fragment of the energy dispersive spectrum (EDS), confirming the magnesite composition of the biomorphic structure.
б. The same, at higher magnifications. A “brain tissue”– like cyanobacterial mat structure made of intertwined tubular blue-green algae covers.
в. The same, more detailed.
г. Accumulation of rod-shaped (in the center) and coccoid (at the bottom of the image) bacterial cells in the depressions of the mat surface.
д. A biofilm of simple structure made of mineralized extracellular polymer substance mucus. Cracks and voids of syneresis, which were formed during coagulation of the polysaccharide substance of mucus, are well expressed. In the upper right corner is a fragment of the energy dispersive spectrum (EDS) confirming the magnesite composition of the film.
е. The appearance of a mineralized biofilm of complex structure at relatively small magnifications of an electron microscopic image.
ж. The same. Internal structure of the film of “compressed” bacterial cells of different morphology: bacilli (b), cocci (c), and bacteria of unclear systematic position – deformed funnel-shaped forms (v). In the center of the image are clusters of biomorphoses with traces of cell division (?).
з. Mineralized biofilm of complex structure from various pseudomorphoses immersed in the substance of the glycocalyx.
и. Pore space of magnesite filled with mineralized community of filamentous bacteria.
к. Mineralized covers of different diameters of blue-green algae in the pores of magnesite
л. Mineralized remains of actinomycetes with complex interlacing of mycelium threads developed on pore stacks.
м. Mineralized filamentous bacteria of good (м1) and poor preservation (м2), recrystallized to the state of shadow relics.

в образовании которых активное участие принимают цианобактериальные сообщества (оз. Салда, Турция; лагуна Куронг, Австралия; Персидский залив; оз. Лас-Эрос, Испания; Плайя, Британская Колумбия, Канада; Пуэбла, Мексика) (Балашов, 1976; Войткевич и др., 1977; Шатров, 2007; Илалова, 2017; Zeng et al., 2019; Левицкий и др., 2019; Zhou et al., 2023). В ходе развития матов специалисты фиксируют целый ряд факторов, благоприятных для магнезитообразования. К таким факторам относятся способность микробиоты формировать внутри мата микросреду с меняющимися значениями pH (в сторону роста) и Eh, провоцируя тем самым выпадение магнезита; участие бактерий в качестве катализатора химических реакций, в ходе которых образуется магнезит; аккумуляция бактериальными клетками магнезитовых частиц; диагенетическая фоссилизация цианобактериальных матов магнезитовым веществом.

Таким образом, на примере современного магнезитообразования подтверждается способность биоты формировать крупные скопления магнезита.

Этот факт становится ключевым для понимания биогенной (биолитной) природы магнезита проявления Кундузак. Прямым доказательством сказанного служат описанные выше разнообразные структуры биоморфоз, главными из которых являются минерализованные остатки цианобактериальных матов. Их фрагменты, несмотря на интенсивную перекристаллизации матрицы пород, наблюдаются во всех изученных образцах. Это, в свою очередь, указывает не на случайность этих образований, а на реальную (породообразующую) роль микробиоты в формировании магнезитов.

ВЫВОДЫ

1. Роль микробиоты в породо- и рудонакоплении вот уже более века активно обсуждается в отечественной и зарубежной литературе. По мере изучения этого вопроса все новые полезные ископаемые попадают в поле зрения геологов, палеонтологов и биологов. Благодаря работам В.И. Вернадского, Я.В. Самойлова, Н.И. Андрусова, А.Г. Вологдина в практику научных и геологических исследований прочно вошло и закрепилось понятие “биолиты” – природные образования, возникновение которых обязано деятельности макро- и микроорганизмов. На сегодняшний день по разным оценкам известно около 300 минералов биогенного происхождения, включая минералы редкоземельных, благородных и радиоактивных элементов. Бесспорно, роль бактерий в минералообразовании наиболее полно изучена для кремнистых, фосфатных и карбонатных минералов. Во всех отмеченных случаях не только выполнены детальные вещественно-морфологические исследования бактериальных остатков, но проведены успешные опыты по фоссилизации живой биоты. В результате этих работ усилиями ученых Палеонтологического института РАН и Института микробиологии РАН, появилось новое научное направление “бактериальная палеонтология”. Вместе с тем, несмотря на достигнутые успехи, многие вопросы рудной микробиальной деятельности все еще остаются без ответа. Поэтому новые данные по этой проблеме имеют важное научное и практическое значение. В частности, установлен ранее неизвестный тип микробиалитных образований, связанных с магнезитами коры выветривания серпентизированных ультрабазитов.

2. Магнезитовые микробиалиты относятся к “аморфному” промышленному типу магнезитовых руд и выявлены на Кундузакском проявлении Халиловского ультрабазитового массива Южного Урала. Важная черта проявления – пластовый характер рудной залежи, этим оно принципиально отличается от соседних месторождений, где магнезит образует штокверковые тела. По результатам электронной микроскопии принципиально важным структурным элементом строения магнезитовых пород является богатый комплекс минерализованных бактериальных форм, а именно: фрагменты цианобактериальных матов и биопленок, кокковидные и палочковидные бактерии, остатки гликокаликса, чехлы нитчатых микрофоссилий, а также микробиота неясного систематического положения. Развитие в магнезитах подобных элементов позволяет проводить параллель с процессами современного магнезитонакопления, неразрывно связанного с деятельностью микробиального сообщества цианобактериальных матов. Последнее обстоятельство становится неопровержимым аргументом биогенной (микробиалитной) природы магнезита Кундузакского проявления. Можно предположить, что установленные в этих породах аномалии Dy, Yb и Lu являются своеобразными индикаторами магнезитовых биолитов.

3. В истории образования биолитовых магнезитов проявления Кундузак выделяются следующие основные этапы.

1) Формирование доюрской коры выветривания на площади Халиловского гипербазитового массива с нонтронитовыми глинами и магнезитовым штокверком под ними. 2) Воздымание Кундузакского тектонического блока; размыв верхних горизонтов коры выветривания с выходом на поверхность магнезитового штокверка. 3) Стабилизация тектонического режима и повторное выветривание гипербазитов с магнезитовым штокверком. 4) Растворение магнезита; фильтрация бикарбонатов магния в нижние горизонты коры выветривания. 5) Массовое осаждение магнезита бактериями в зоне застойных грунтовых вод. Через клеточные мембраны микроорганизмы поглощали воду и питательные вещества, не пропуская магний. В результате в межклеточном пространстве наступало пересыщение раствора по отношению к магнезиту и его отложение на поверхности бактериальных клеток в виде защитных чехлов. 6) Проникновение растворов во внутренние части клеток и их минерализация. 7) Перекристаллизация магнезитовых пород с образованием реликтовых биоморфных структур.

В результате перечисленных процессов сформировалась пластовая залежь, прогнозные ресурсы которой оцениваются в 130 тыс. т. Возникает вопрос: насколько выявленные магнезитовые биолиты могут быть характерными для Халиловского массива? Как показывают архивные материалы, в пределах данного региона коры выветривания представлены двумя типами: с полным (нонтронито-глинисто-железистым) и сокращенным (железисто-гидроокисным) профилем. Первый тип развит в понижениях рельефа, второй – на его возвышенных участках. Нетрудно заметить, что последний случай по основным особенностям сопоставим с Кундузакским проявлением. Это позволяет прогнозировать на площади Халиловского массива развитие магнезитовых биолитов, подобных проявлению Кундузак.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдонин В.В., Жегалло Е.А., Сергеева Н.Е. (2019) Бактериальная природа оксидных железомарганцевых руд Мирового океана. М.: ГЕОС, 284 с.

Амосов Р.А., Васин С.Л. (1993) Золотые микрофоссилии. *Руды и металлы*, (3-6), 101-107.

Антошкина А.И. (2011) Бактериальное породообразование – реальность современных методов исследований. *Учен. Зап. Казан. ун-та*, **153**(4), 114-126.

Астафьева М.М., Викерс-Рич П., Вилде А., Роза-

нов А.Ю., Хувер Р. (2005) О возможности биогенного образования среднепротерозойских полиметаллических руд месторождения Мак-Артур-Ривер в Северной Австралии. *Палеонтол. журн.*, (6), 3-7.

Балашов Ю. А. (1976) Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 268 с.

Батурин Г.Н. (1978) Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 231 с.

Бетехтин А.Г. (2023) Курс минералогии. М.: КДУ, 736 с.

Блюман А.А. (2009) Биогенное и гидробиогенное золото линейной коры выветривания. *Регион. геол. и металлогения*, (37), 94-106.

Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. (1977) Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 184 с.

Георгиевский А.Ф., Бугина В.М. (2019) Афанитовый генетический тип промышленных фосфоритов и условия их формирования в Окино-Хубсугульском бассейне. М.: РУДН, 294 с.

Георгиевский А.Ф., Жегалло Е.А., Бугина В.М. (2019) Микробиота бокситов месторождения Ева (Гвинея-Бисау). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 557-567.

Герасименко Л.М. (2002) Актуалистическая палеонтология цианобактериальных сообществ. Дисс. … докт. биол. наук. М.: Ин-т микробиол. РАН, 70 с.

Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Жегалло Е.А., Заварзин Г.А., Зайцева Л.В., Тихомирова Н.С., Орлеанский В.К., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т. (1996) Процесс минерализации (фосфатизации) нитчатых цианобактерий. *Литология и полез. ископаемые*, (2), 208-214.

Герасименко Л.М., Гончарова И.В., Зайцева Л.В. (1998) Влияние содержания фосфора в среде на рост и минерализацию цианобактерий. *Микробиология*, **67**(2), 254-259.

Герасименко Л.М., Дубинин А.В., Заварзин Г.А. (1996) Алкалофильные цианобактерии содовых озер Тувы и их экофизиология. *Микробиология*, **65**(6), 844-849.

Герасименко Л.М., Заварзин Г.А., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т. (1999) Роль цианобактерий в образовании фосфатных минералов. *Журн. общ. биол.*, **60**(4), 415-430.

Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. (2002) Цианобактерии, цианобактериальные сообщества, маты, биопленки. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 36-47.

Герасименко Л.М., Ушатинская Г.Т. (2002) Эксперименты по фоссилизации. Фосфатизация. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 59-66.

Гончарова И.В., Герасименко Л.М. (1993) Динамика потребления неорганического фосфора клетками Microcoleus chthonoplastes. *Микробиология*, **62**(4), 1048-1055.

Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Брянская А.В., Пономарчук В.А., Сарыг-оол Б.Ю., Кириченко И.С., Толстов А.В., Карманов Н.С. (2021) Структурно-морфологические признаки участия микроорганизмов в формировании богатых Nb-REE-руд Томторского месторождения (Россия). *Докл. РАН. Науки о Земле*, **496**(2), 154-157 https://doi.org/10.31857/S2686739721020055

Дойникова О.А., Петров В.А. (2022) Рудоформирующий биогенный фактор образования месторождений урана песчаникового типа. *Геология руд. месторождений*, **64**(4), 406-420. https://doi.org/10.31857/S0016777022040025

Еганов Э.А. (1988) Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: ИГИГ, 89 с.

Жегалло Е.А., Зайцева Л.В., Карпов Г.А., Самылина О.С. (2021) Современная фоссилизация и гейзериты Камчатки. *Бактериальная палеонтология.* М.: ПИН РАН, 27-37.

Жегалло Е.А., Розанов А.Ю. (2002) Редкоземельно-ниобиевые руды Томтора *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 111-115.

Жегалло Е.А., Розанов А.Ю., Ушатинская Г.Т. (2002) Фосфориты. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 97-102.

Заварзин Г.А., Жилина Т.Н. (2000) Содовые озера – природная модель древней биосферы континентов. *Природа*, (2), 45-55.

Иванов В.В. (1994) Экологическая геохимия элементов. Кн. 1, 2. М.: Недра, 302 с.

Ивлев Н.Ф., Пустыльников А.М. (1982) Магнезит в вендско-нижнекембрийских соленосных отложениях юга Сибирской платформы. *Геология и геофизика*, (1), 136-141.

Илалова Р.К. (2017) Континентальное выветривания в мезозое: особенности минерального состава профилей и распределения редкоземельных элементов. *Горн. информ.-аналит. бюлл.*, (10), 226-237.

Ильин А.В. (2008) Древние (эдиакарские) фосфориты. *Тр. ГИН РАН*, вып. 587. М.: ГЕОС, 160 с.

Казаков А.В., Тихомирова М.М., Плотникова В.И. (1957) Система карбонатных равновесий (доломит, магнезит). *Тр. ИГН*, вып. 152, геол. сер., (64), 13-58.

Канаева З.К., Канаев А.Т. (2012) Микробиоценозы хемолитотрофных бактерий растворов подземного выщелачивания уранового месторождения Карамурун. *Фундамент. исследования*, **5**(1), 153-157.

Краускопф К. (1958) Осадочные месторождения редких металлов. *Проблемы рудных месторождений.* М.: Ин. л-ра, 375-478.

Крупенин М.Т. (2005) Применение РЗЭ для генетической интерпретации образований месторождений кристаллического магнезита Северной Евразии. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 152, 215-222.

Крылов И.Н., Тихомирова Н.С., Орлеанский В.К. (1988) К образованию кремнистых микрофоссилий. *Палеонтол. журн.*, (3), 249-259.

Кузнецов В.Г. (2004) Связь эволюции цианофитов и стратиграфического размещения магнезитов. *Изв. вузов. Геология и разведка*, (4), 30-35.

Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Левицкий И.В. (2019) Геохимия карбонатных пород раннедокембрийских фанерозойских метаморфических комплексов Восточной Сибири, Северо-Запада Сибири, Памира. *Геохимия*, **64**(4), 409-426. https://doi.org/10.31857/S0016-7525644409-426

Леин А.Ю., Москалев Л.И., Богданов Ю.А., Сагалевич А.М. (2000) Гидротермальные системы океана и жизнь. *Природа*, (5), 47-55.

Мануковский С.В., Беляев В.И. (2000) К вопросу о бактериально-водорослевой природе некоторых типов фосфоритов желваковых фосфоритов и фосфоритоносных россыпях. *Вестн. Воронеж. ун-та. Геол.*, **5**(10), 41-47.

Маслов А.В. (2016) Фосфориты неопротерозоя-кемб-

рия и палеоокеанография: данные по распределению редкоземельных элементов. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 163, 102-107.

Моисеенко В.Г., Куимова Н.Г., Макеева Т.Б., Павлова Л.М. (1999) Образование биогенного золота мицелиальными грибами. *Докл. РАН*, **364**(4), 535-537.

Нескоромных В.В. (2012) Проектирование скважин на твердые полезные ископаемые. Красноярск: СФУ, 294 с.

Никифоров А.В. (2003) Отчет о разведке Халиловского месторождения аморфного магнезита в Гайском районе Оренбургской области в 1999–2002 гг. Орск, 315 с.

Новиков В.М., Бортников Н.С., Боева Н.М., Жухлистов А.П., Жегалло Е.А, Соболева С.В., Новакова А.А. (2017) Биогенные наноминералы оксидов железа в корах выветривания базальтов континентальных окраин Восточной Азии на примере Дальнего Востока России и Вьетнама. Ст. 3. Магнетит. *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (2), 61-65.

Окишев К.Ю. (2007) Кристаллохимия и дефекты кристаллического строения. Челябинск: Изд-во ЮУрГУ, 97 с.

Пальгова А.Ю. (2015) Обзор мировых запасов магнезиального сырья. *Молодой ученый*, **3**(83), 193-196.

Пиневич А.В. (2005) Микробиология железа и марганца. СПб.: Изд-во С.-Петербург. ун-та, 374 с.

Розанов А.Ю. (2002) Ископаемые бактерии, осадконакопление и рудогенез. *Бактериальная палеонтология*. М.: ПИН РАН, 107-114.

Розанов А.Ю., Астафьева М.М., Зайцева Л.В., Алфимова Н.А., Фелицын С.Б. (2016) Цианобактерии (?) в железистых кварцитах Курской магнитной аномалии. *Докл. АН*, **470**(3), 1-3. https://doi.org/10.7868/S0869565216270293

Розанов А.Ю., Жегалло Е.А. (1989) К проблеме генезиса древних фосфоритов Азии. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 67-82.

Самойлов Я.В. (1921) Агрономические руды. М.: Госиздат, 23 с.

Самойлов Я.В. (1921) Биолиты как орудие постижения жизни прежних геологических эпох. *Природа*, (1-3), 25-44.

Самойлов Я.В. (1929) Биолиты. Посмертный сборник статей. Л.: Научхимтехиздат, 140 с.

Слукин А.Д., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. (2016) Биоминералы латеритных бокситов – новые данные по результатам электронно-микроскопического изучения. *Новые данные о минералах*, вып. 51, 52-61.

Слукин А.Д., Бортников Н.С., Новиков В. М., Жегалло Е.А., Боева Н.М., Школьник Э.Л. (2013) Биоминералы латеритных кор выветривания как продукты жизнедеятельности ископаемых организмов. *Органическая минералогия*. Черноголовка: ИПФХ РАН, 139-142.

Сороковикова Е.Г. (2008) Цианобактерии термальных источников Байкальской рифтовой зоны и их роль в осаждении кремнезема как модельных объектов для исследования микрофоссилий. Дисс. … канд. биол. наук. Иркутск: Лимнолог. ин-т СО РАН, 18 с.

Старостин В.И., Сакия Д.Р. (2015) Эволюция взглядов на происхождение золоторудного месторождения Витватерсранд. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (2), 32-38.

Тихомирова Н.С., Орлеанский В.К. (1994) Моделирование фосфатоосаждения в лабораторных культурах цианобактерий. *Литология и полез. ископаемые*, (1), 135-140.

Федоров В. С. (1951) Научные основы режимов бурения. М.; Л.: Гостоптехиздат, 248 с.

Хайруллина Г.З., Шевелев А.И., Крутиков В.Ф., Урасин М.А., Русина Л.П. (1990) Теневые строматолитовые структуры магнезитов – результаты процессов перекристаллизации. *Минералогическая кристаллография, кристаллогенез, кристаллосинтез*. (Информац. материалы). Сыктывкар: УрО РАН, 70-71.

Шатров В.А. (2007) Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы). Дисс. … докт. геол.-мин. наук. М.: ВГУ, 36 с.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. (2013) Лантаноиды и высокоподвижные элементы в осадочных и метаосадочных образованиях как показатели тектонической активности фундамента в платформенных условиях. *Геохимия*, (3), 245-255.

Школьник Э.Л., Жегалло Е.А., Богатырев Б.А., Бугельский Ю.Ю., Слукин А.Д., Новиков В.М., Еганов Э.А., Георгиевский А.Ф., Жуков В.В., Мыскин В.И., Одокий Б.Н. (2004) Биоморфные структуры в бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения). М.: Эслан, 3-13.

Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Еганов Э.А., Розанов А.Ю., Батурин Г.Н., Жегалло Е.А., Сюэ Яосун, Юй Цюнлю, Джел К., Пайнер Д., Медрано М. (1999) Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 207 с.

Щербакова Т.А. (2018) Магнезитообразование в кайнозойских осадочных комплексах. Дисс. … докт. геол.-мин. наук. Казань: КФУ, 266 с.

Bawden T.M., Einaudi M.T., Bostick B.C., Meibom A., Wooden J., Norby J.W., Chamberlain C.P. (2003) Extreme 34S depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin Trend, Nevada: Evidence for bacteriogenic supergene sphalerite. *Geology*, **31**(10), 913. https://doi.org/10.1130/g19831.1

Bénézeth P., Saldi G.D., Dandurand J.L., Schott J. (2011) Experimental Determination of the Solubility Product of Magnesite at 50 to 200°C. *Chem. Geol*., **286**(1-2), 21-31. https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2011.04.016

Benning L.G., Phoenix V.R., Mountain B.W., Lappin-Scott H. (2005) Biosilicification: the role of cyanobacteria in silica sinter deposition. (Eds G. Gadd, K. Semple). *Micro-Organisms and Earth Systems.* Society for General Microbiology Symposia. Cambridge University Press, 131-150. https://doi.org/10.1017/CBO9780511754852.008

Biondi J.C., Lopez M. (2017). Urucum neoproterozoic–cambrian manganese deposits (MS, Brazil): biogenic participation in the ore genesis, geology, geochemistry, and depositional environment. *Ore Geol. Rev*., **91**, 335-386. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.018

Davies P.J., Bubela B. (1973) The transformation of nesquehonite into hydromagnesite. *Chem. Geol.*, **12**(4), 289-300. https://doi.org/10.1016/0009-2541(73)90006-5

Deelman J.C. (2021) Magnesite, dolomite and carbonate groups. [Research Report] (formerly). *Technische Uni-*

versiteit Eindhoven. https://hal.science/hal-03412979v2

Deelman J.C. (1999) Low-temperature nucleation of magnesite and dolomite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. Monatshefte, 289-302.

Deelman J.C. (2012) Are bacteria capable of precipitating magnesite? *Periodico di Mineralogia*, **81**, 225-235. https://doi.org/10.2451/2012PM0013

Dos Anjos A.P.A., Sifeddine A., Sanders C.J. et al. (2011) Synthesis of magnesite at low temperature. *Carbonates Evaporites*, **26**, 213-215. https://doi.org/10.1007/s13146-011-0063-4

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.

Eugster P. (1970) Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **3**, 213-235.

Friedman I., Smith G.I., Hardcastle K.G. (1976) Studies of quaternary saline lakes-II. Isotopic and compositional changes during desiccation of the brines in Owens Lake, California, 1969–1971. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**(5), 501-511. https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90218-0

Gischler E., Gibson M.A., Oschmann W. (2008) Giant Holocene Freshwater Microbialites, Laguna Bacalar, Quintana Roo, Mexico. *Sedimentol*., **55**, 1293-1309. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00946.x

Hänchen M., Prigiobbe V., Baciocchi R., Mazzotti M. (2008) Precipitation in the Mg-carbonate system – effects of temperature and CO_2. *Chem. Engin. Sci.*, **63**(4), 1012-1028. https://doi.org/10.1016/j.ces.2007.09.0

Hirst J.F. (2013) Sedimentology, diagenesis and hydrochemistry of the saline, alkaline lakes on the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada. PhD thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon.

Jones B.E., Grant W.D., Duckworth A.W., Owenson G.G. (1998) Microbial diversity of soda lakes. *Extremophiles*, **2**(3), 191-200. https://doi.org/10.1007/s007920050060

Jones B.F., Eugster H.P., Rettig S.L. (1977) Hydrochemistry of the Lake Magadi basin, Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**(1), 53-72. https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90186-7

Kazmierczak J., Kempe S., Kremer B., Lopez-Garcia P., Moreira D., Tavera R. (2011) Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica. *Mexico Facies*, **57**, 543-570.

Kempe S., Kazmierczak J., Landmann G. et al. (1991) Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature*, **349**, 605-608. https://doi.org/10.1038/349605a0

Möller P. (1989) Nucleation processes of magnesite. (Ed. P. Möller). *Magnesite*, 287-292. Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates. Berlin, Stuttgart, Borntraeger, 300 p.

Novoselov A., Konstantinov A., Lim A., Goetschl K., Loiko S., Mavromatis V., Pokrovsky O. (2019) Mg-Rich Authigenic Carbonates in Coastal Facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. https://doi.org/10.3390/min9120763

Pokrovsky O.S., Schott J. (1999) Processes at the Magnesium-Bearing Carbonates/Solution Interface. II. Kinetics and Mechanism of Magnesite Dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(6), 881-897. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00013-7

Power I.M., Harrison A.L., Dipple G.M., Wilson S., Barker S.L.L., Fallon S.J. (2019) Magnesite formation in playa environments near Atlin, British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **255**, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.04.008

Power I.M., Kenward P.A., Dipple G.M., Raudsepp M. (2017) Room Temperature Magnesite Precipitation. *Cryst. Growth Des*., **17**(11), 5652-5659. https://doi.org/10.1021/acs.cgd.7b003

Power I., Wilson S., Thom J., Dipple G., Gabites J., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: A biogeochemical model for CO(2) sequestration. *Chem. Geol.*, **260**(3-4), 286-300. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012

Power I.M., Wilson S., Thom J.M., Dipple G.M., Southam G. (2007) Biologically induced mineralization of dypingite by cyanobacteria from an alkaline wetland near Atlin, British Columbia, Canada. *Geochem. Trans*., **8**(1), 13. https://doi.org/10.1186/1467-4866-8-13. PMID: 18053262; PMCID: PMC2213640

Renaut R.W. (1993) Morphology, distribution, and preservation potential of microbial mats in the hydromagnesite-magnesite playas of the Cariboo Plateau, British-Columbia, Canada. *Hydrobiologia*, **267**, 75-98. https://doi.org/10.1007/BF00018792

Renaut R.W., Long P.R. (1989) Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada. *Sediment. Geol.*, **64**(4), 239-264. https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90051-1

Saldi G.D., Jordan G., Schott J., Oelkers E.H. (2009) Magnesite growth rates as a function of temperature and saturation state. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**(19), 5646-5657. https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.035

Santos H. (2023) Mechanisms of Mg carbonates precipitation and implications for CO_2 capture and utilization/storage. University of Oulu, Fibre and Particle Engineering Research Unit. https://doi.org/10.23729/75e78ff4-9f77-4d7a-93e2-983ccb7e1bfd

Sanz-Montero M.E., Cabestrero Ó, Sánchez-Román M. (2019) Microbial Mg-rich Carbonates in an Extreme Alkaline Lake (Las Eras, Central Spain). *Front Microbiol*., **7**(10), 148. https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00148. PMID: 30800103; PMCID: PMC6376964

Sanz-Montero M., Rodríguez-Aranda J. (2012) Magnesite formation by microbial activity: Evidence from a Miocene hypersaline lake. *Sediment. Geol.*, **263-264**, 6-15. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.08.004

Sayles F.L., Fyfe W.S. (1973) The Crystallization of Magnesite from Aqueous Solution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**(1), 87-99. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90246-9

Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva I.A. et al. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquat. Geochem.*, **19**, 1-24. https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3

Southam G., Lengke M., Fairbrother L., Reith F. (2009) The Biogeochemistry of Gold. *Elements*, **5**(5), 303-307. https://doi.org/10.2113/gselements.5.5.303

Toner J.D., Catling D.C. (2020) A carbonate-rich lake solution to the phosphate problem of the origin of life. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **117**(2), 883-888. https://doi.org/10.1073/pnas.1916109117

Toporski J.K., Steele A., Westall F., Thomas-Keprta K.L.,

McKay D.S. (2002) The simulated silicification of bacteria – new clues to the modes and timing of bacterial preservation and implications for the search for extraterrestrial microfossils. *Astrobiology*, **2**(1), 1-26. https://doi.org/10.1089/153110702753621312. PMID: 12449852

Valdiya K.S. (1968) Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India. *Econ. Geol.*, **63**(8), 924-934. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.8.924

Vandeginste V. (2021) Effect of PH Cycling and Zinc Ions on Calcium and Magnesium Carbonate Formation in Saline Fluids at Low Temperature. *Minerals*, **11**(7), 723. https://doi.org/10.3390/MIN11070723

Xu J., Yan C., Zhang F., Konishi H., Xu H., Teng H.H. (2013) Testing the cation-hydration effect on the crystallization of Ca-Mg-CO_3 systems. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **110**(44), 17750-5. https://doi.org/10.1073/pnas.1307612110

Zeng L.Q., Yi H.S., Xia G.Q. et al. (2019) Palaeoenvironmental setting of lacustrine stromatolites in the Miocene Wudaoliang Group, northern Tibetan Plateau. *J. Palaeogeogr.*, **8**(18), 1-15. https://doi.org/10.1186/s42501-019-0033-7

Zhou H., Gao D., Huang L., Zhu G., Zhang T., Liu J., Zhai X., Xiong R., Wang S., Zhang Y. (2023) Characteristics and genesis of dolomite in the lower Cambrian Xiaoerbulake Formation of the western Tarim Basin, China. *Front. Earth Sci.*, **10**, 1075941. https://doi.org/10.3389/feart.2022.1075941

REFERENCES

Amosov R.A., Vasin S.L. (1993) Gold microfossils. *Ores and Metals*, **36**, 101-107. (In Russ.)

Antoshkina A.I. (2011) Bacterial rock formation – the reality of modern research methods. *Uchen. Zap. Kazan. Universiteta*, **153**(4), 114-126. (In Russ.)

Astaf'eva M.M., Vickers-Rich P., Vilde A., Rozanov A.Y., Khuver R. (2005) On the possibility of biogenic formation of Middle Proterozoic polymetallic ores from the McArthur River deposit in Northern Australia. *Paleontol. Zhurnal*, **6**, 3-7. (In Russ.)

Avdonin V.V., Zhegallo E.A., Sergeeva N.E. (2019) Bacterial nature of oxide ferromanganese ores of the World Ocean. Moscow, GEOS Publ., 284 p. (In Russ.)

Balashov Y.A. (1976) Geochemistry of rare earth elements. Moscow, Nauka Publ., 268 p. (In Russ.)

Baturin G.N. (1978) Phosphorites on the ocean floor. Moscow, Nauka Publ., 231 p. (In Russ.)

Bawden T.M., Einaudi M.T., Bostick B.C., Meibom A., Wooden J., Norby J.W., Chamberlain C.P. (2003) Extreme 34S depletions in ZnS at the Mike gold deposit, Carlin Trend, Nevada: Evidence for bacteriogenic supergene sphalerite. *Geology*, **31**(10), 913. https://doi.org/10.1130/g19831.1

Bénézeth P., Saldi G.D., Dandurand J.L., Schott J. (2011) Experimental Determination of the Solubility Product of Magnesite at 50 to 200°C. *Chem. Geol.*, **286**(1-2), 21-31. https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2011.04.016

Benning L.G., Phoenix V.R., Mountain B.W., Lappin-Scott H. (2005) Biosilicification: the role of cyanobacteria in silica sinter deposition. (Eds G. Gadd, K. Semple). *Micro-Organisms and Earth Systems.* Society for General Microbiology Symposia. Cambridge University Press, 131-150. https://doi.org/10.1017/CBO9780511754852.008

Betekhtin A.G. (2023) Course of Mineralogy. Moscow, KDU Publ., 736 p. (In Russ.)

Biondi J.C., Lopez M. (2017) Urucum neoproterozoic–cambrian manganese deposits (MS, Brazil): biogenic participation in the ore genesis, geology, geochemistry, and depositional environment. *Ore Geol. Rev.*, **91**, 335-386. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.018

Blyuman A.A. (2009) Biogenic and hydrobiogenic gold of linear weathering crust. *Region. Geol. Metallogeniya*, **37**, 94-106. (In Russ.)

Davies P.J., Bubela B. (1973) The transformation of nesquehonite into hydromagnesite. *Chem. Geol.*, **12**(4), 289-300. https://doi.org/10.1016/0009-2541(73)90006-5

Deelman J.C. (2021) Magnesite, dolomite and carbonate groups. [Research Report] (formerly) Technische Universiteit Eindhoven. https://hal.science/hal-03412979v2

Deelman J.C. (1999) Low-temperature nucleation of magnesite and dolomite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. Monatshefte, 289-302.

Deelman J.C. (2012) Are bacteria capable of precipitating magnesite? *Periodico di Mineralogia*, **81**, 225-235. https://doi.org/10.2451/2012PM0013

Dobretsov N.L., Zhmodik S.M., Lazareva E.V., Bryanskaya A.V., Ponomarchuk V.A., Sarygool B.Y., Kirichenko I.S., Tolstov A.V., Karmanov N.S. (2021) Structural and morphological signs of microorganism participation in the formation of Nb-REE-rich ores of the Tomtor deposit (Russia). *Dokl. Earth Sci.*, **496**(2), 154-157. (In Russ.)

Doinikova O.A., Petrov V.A. (2022) Ore-forming biogenic factor in the formation of sandstone-type uranium deposits. *Geol. Ore Depos.*, **64**(4), 406-420. (In Russ.)

Dos Anjos A.P.A., Sifeddine A., Sanders C.J. et al. (2011) Synthesis of magnesite at low temperature. *Carbonates Evaporites*, **26**, 213-215. https://doi.org/10.1007/s13146-011-0063-4

Eganov E.A. (1988) Phosphorite formation and stromatolites. Novosibirsk, IGIG Publ., 89 p. (In Russ.)

Eugster P. (1970) Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **3**, 213-235.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978) Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, 1199-1212.

Fedorov V.S. (1951) Scientific bases of drilling modes. Moscow; Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 248 p. (In Russ.)

Friedman I., Smith G.I., Hardcastle K.G. (1976) Studies of quaternary saline lakes-II. Isotopic and compositional changes during desiccation of the brines in Owens Lake, California, 1969–1971. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**(5), 501-511. https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90218-0

Georgievskii A.F., Bugina V.M. (2019) Aphanitic genetic type of industrial phosphorites and conditions of their formation in the Okino-Khubsugul basin. Moscow, RUDN Publ., 294 p. (In Russ.)

Georgievskii A.F., Zhegallo E.A., Bugina V.M. (2019) Microbiota of bauxites from the Ewa deposit (Guinea-Bissau). *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 557-567. (In Russ.)

Gerasimenko L.M. (2002) Actualistic paleontology of cyano-bacterial communities. Doct. … biol. sci. diss. Moscow, Institute of Microbiology, RAS, 70 p. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Dubinin A.V., Zavarzin G.A. (1996) Alkalophilic cyanobacteria of soda lakes of Tuva and their ecophysiology. *Microbiology*, **65**(6), 844-849. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Goncharova I.V., Zaitseva L.V. (1998) Effect of phosphorus content in the medium on growth and mineralization of cyanobacteria. *Microbiologiya*, **67**(2), 254-259. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Goncharova I.V., Zhegallo E.A., Zavarzin G.A., Zaitseva L.V., Tikhomirova N.S., Orleanskii V.K., Rozanov A.Y., Ushatinskaya G.T. (1996) Process of mineralization (phosphatization) of filamentous cyanobacteria. *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 208-214. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Ushatinskaya G.T. (2002) Cyanobacteria, cyanobacterial communities, mats, biofilms. *Bacterial Paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 36-47. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Ushatinskaya G.T. (2002) Experiments on fossilization. Phosphatization. *Bacterial paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 59-66. (In Russ.)

Gerasimenko L.M., Zavarzin G.A., Rozanov A.Y., Ushatinskaya G.T. (1999) The role of cyanobacteria in the formation of phosphate minerals. *Zhurnal Obshchei Biologii*, **60**(4), 415-430. (In Russ.)

Gischler E., Gibson M.A., Oschmann W. (2008) Giant Holocene Freshwater Microbialites, Laguna Bacalar, Quintana Roo, Mexico. *Sedimentology*, **55**, 1293-1309. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00946.x

Goncharova I.V., Gerasimenko L.M. (1993) Dynamics of inorganic phosphorus consumption by Microcoleus chthonoplastes cells. *Microbiologiya*, **62**(4), 1048-1055. (In Russ.)

Hänchen M., Prigiobbe V., Baciocchi R., Mazzotti M. (2008) Precipitation in the Mg-carbonate system-effects of temperature and CO_2. *Chem. Engin. Sci.*, **63**(4), 1012-1028. https://doi.org/10.1016/j.ces.2007.09.0

Hirst J.F. (2013) Sedimentology, diagenesis and hydrochemistry of the saline, alkaline lakes on the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada. PhD thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon.

Ilalova R.K. (2017) Continental weathering in the Mesozoic: features of mineral composition of profiles and distribution of rare earth elements. *Gornyi Informationno-analiticheskii Byulleten'*, **10**, 226-237. (In Russ.)

Il'in A.V. (2008) Ancient (Ediacaran) phosphorites. *Tr. GIN RAN*, vyp. 587. Moscow, GEOS Publ., 160 p. (In Russ.)

Ivanov V.V. (1994) Ecological geochemistry of elements. B. 1, 2. Moscow, Nedra Publ., 302 p. (In Russ.)

Ivlev N.F., Pustyl'nikov A.M. (1982) Magnesite in Vendian-Lower Cambrian saline sediments of the south of the Siberian Platform. *Geol. Geophys.*, (1), 136-141. (In Russ.)

Jones B.E., Grant W.D., Duckworth A.W., Owenson G.G. (1998) Microbial diversity of soda lakes. *Extremophiles*, **2**(3), 191-200. https://doi.org/10.1007/s007920050060

Jones B.F., Eugster H.P., Rettig S.L. (1977) Hydrochemistry of the Lake Magadi basin, Kenya. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**(1), 53-72. https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90186-7

Kanaeva Z.K., Kanaev A.T. (2012) Microbiocenosis of chemolithotrophic bacteria of in-situ leaching solutions of the Karamurun uranium deposit. *Fundamental'nye Issledovaniya*, **5**(1), 153-157. (In Russ.)

Kazakov A.V., Tikhomirova M.M., Plotnikova V.I. (1957) System of carbonate equilibria (dolomite, magnesite). *Tr. IGN*. vyp. 152, Geol. Ser., (64), 13-58. (In Russ.)

Kazmierczak J., Kempe S., Kremer B., Lopez-Garcia P., Moreira D., Tavera R. (2011) Hydrochemistry and microbialites of the alkaline crater lake Alchichica. *Mexico Facies*, **57**, 543-570.

Kempe S., Kazmierczak J., Landmann G. et al. (1991) Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature*, **349**, 605-608. https://doi.org/10.1038/349605a0

Khairullina G.Z., Shevelev A.I., Krutikov V.F., Urasin M.A., Rusina L.P. (1990) Shadow stromatolite structures of magnesites – results of recrystallization processes. *Mineralogical crystallography, crystallogenesis, crystallosynthesis.* (Information materials). Syktyvkar, UrO RAN Publ., 70-71. (In Russ.)

Krauskopf K. (1958) Sedimentary deposits of rare metals. *Problems of ore deposits.* Moscow, Inostrannaya literature Publ., 375-478. (In Russ.)

Krupenin M.T. (2005) Application of REE for genetic interpretation of formations of crystalline magnesite deposits in Northern Eurasia. *Tr. IGG UrO RAN*, vyp. 152, 215-222. (In Russ.)

Krylov I.N., Tikhomirova N.S., Orleanskii V.K. (1988) Toward the formation of siliceous microfossils. *Paleontol. Zhurnal*, (3), 249-259. (In Russ.)

Kuznetsov V.G. (2004) Relation of cyanophyte evolution and stratigraphic placement of magnesites. *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geologiya i Razvedka*, (4), 30-35. (In Russ.)

Lein A.Y., Moskalev L.I., Bogdanov Y.A., Sagalevich A.M. (2000) Ocean hydrothermal systems and life. *Priroda*, (5), 47-55. (In Russ.)

Levitskii V.I., Reznitskii L.Z., Levitskii I.V. (2019) Geochemistry of carbonate rocks of Early Precambrian Phanerozoic metamorphic complexes of Eastern Siberia, Northwest Siberia, and Pamir. *Geochimiya*, **64**(4), 409-426. (In Russ.)

Manukovskii S.V., Belyaev V.I. (2000) To the question of bacterial-algal nature of some types of phosphorites of yolk phosphorites and phosphorite-bearing placers. *Vestnik Voronezh. Universiteta. Geologiya*, **5**(10), 41-47. (In Russ.)

Maslov A.V. (2016) Neoproterozoic-Cambrian phosphorites and paleoceanography: data on the distribution of rare-earth elements. *Tr IGG UrO RAN*, vyp. 163, 102-107. (In Russ.)

Moiseenko V.G., Kuimova N.G., Makeeva T.B., Pavlova L.M. (1999) Formation of biogenic gold by mycelial fungi. *Dokl. Earth Sci.*, **364**(4), 535-537. (In Russ.)

Möller P. (1989) Nucleation processes of magnesite. (Ed. P. Möller). *Magnesite*, 287-292. Geology, mineralogy, geochemistry, formation of Mg-carbonates. Berlin, Stuttgart, Borntraeger, 300 p.

Neskoromnykh V.V. (2012) Designing wells for solid minerals. Krasnoyarsk, SFU Publ., 294 p. (In Russ.)

Nikiforov A.V. (2003) Report on exploration of Khalilovskoye deposit of amorphous magnesite in the Gaisky district of the Orenburg region in 1999–2002. Orsk, 315 p. (In Russ.)

Novikov V.M., Bortnikov N.S., Boeva N.M., Zhukhlistov A.P., Zhegallo E.A., Soboleva S.V., Novakova A.A. (2017) Biogenic iron oxide nanominerals in the weathering crusts of basalts of continental margins of East Asia on the example of the Russian Far East and Vietnam. Article 3. Magnetite. *Vestnik VGU. Ser.: Geol.*, (2), 61-65. (In Russ.)

Novoselov A.K., Lim A., Goetschl A., Loiko K., Mavromatis S.V., Pokrovsky O. (2019) Mg-Rich Authigenic Carbonates in Coastal Facies of the Vtoroe Zasechnoe Lake (Southwest Siberia): First Assessment and Possible Mechanisms of Formation. *Minerals*, **9**(12), 763. https://doi.org/10.3390/min9120763

Okishev K.Y. (2007) Crystallochemistry and defects of crystal structure. Chelyabinsk, YuUrGU Publ., 97 p. (In Russ.)

Pal'gova A.Y. (2015) Review of the world reserves of magnesia raw materials. *Molodoi Uchenyi*, **3**(83), 193-196. (In Russ.)

Pinevich A.V. (2005) Microbiology of iron and manganese. St.Petersburg, St.Petersburg University Publ., 374 p. (In Russ.)

Pokrovsky O.S., Schott J. (1999) Processes at the Magnesium-Bearing Carbonates/Solution Interface. II. Kinetics and Mechanism of Magnesite Dissolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**(6), 881-897. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00013-7

Power I.M., Harrison A.L., Dipple G.M., Shaun S.W., Barker L.L., Fallon S.J. (2019). Magnesite formation in playa environments near Atlin, British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **255**, 1-24. https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.04.008

Power I.M., Kenward P.A., Dipple G.M., Raudsepp M. (2017) Room Temperature Magnesite Precipitation. *Cryst. Growth Des*., **17**(11), 5652-5659. https://doi.org/10.1021/acs.cgd.7b003

Power I., Wilson S., Thom J., Dipple G., Gabites J., Southam G. (2009) The hydromagnesite playas of Atlin, British Columbia, Canada: A biogeochemical model for CO(2) sequestration. *Chem. Geol.*, **260**(3-4), 286-300. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.01.012

Power I.M., Wilson S., Thom J.M., Dipple G.M., Southam G. (2007) Biologically induced mineralization of dypingite by cyanobacteria from an alkaline wetland near Atlin, British Columbia, Canada. *Geochem. Trans*., **8**(1), 13. https://doi.org/10.1186/1467-4866-8-13. PMID: 18053262; PMCID: PMC2213640

Renaut R.W. (1993) Morphology, distribution, and preservation potential of microbial mats in the hydromagnesite-magnesite playas of the Cariboo Plateau, British-Columbia, Canada. *Hydrobiologia*, **267**, 75-98. https://doi.org/10.1007/BF00018792

Renaut R.W., Long P.R. (1989) Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada. *Sediment. Geol.*, **64**(4), 239-264. https://doi.org/10.1016/0037-0738(89)90051-1

Rozanov A.Y. (2002) Fossil bacteria, sedimentation and oreogenesis. *Bacterial Paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 107-114. (In Russ.)

Rozanov A.Y., Astaf'eva M.M., Zaitseva L.V., Alfimova N.A., Felitsyn S.B. (2016) Cyanobacteria (?) in ferruginous quartzites of the Kursk Magnetic Anomaly. *Dokl. Earth Sci.*, **470**(3), 1-3. (In Russ.)

Rozanov A.Y., Zhegallo E.A. (1989) To the problem of genesis of ancient phosphorites of Asia. *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 67-82. (In Russ.)

Saldi G.D., Jordan G., Schott J., Oelkers E.H. (2009) Magnesite growth rates as a function of temperature and saturation state. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**(19), 5646-5657. https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.06.035

Samoilov Y.V. (1921) Agronomic ores. Moscow, Gosizdat Publ., 23 p. (In Russ.)

Samoilov Y.V. (1921) Bioliths as an instrument of comprehension of life of former geologic epochs. *Priroda*, (1-3), 25-44. (In Russ.)

Samoilov Y.V. (1929) Bioliths. Posthumous collection of articles. Leningrad, Nauchkhimtekhizdat Publ., 140 p. (In Russ.)

Santos H. (2023) Mechanisms of Mg carbonates precipitation and implications for CO_2 capture and utilization/storage. University of Oulu, Fibre and Particle Engineering Research Unit. https://doi.org/10.23729/75e78ff4-9f77-4d7a-93e2-983ccb7e1bfd

Sanz-Montero M.E., Cabestrero Ó., Sánchez-Román M. (2019) Microbial Mg-rich Carbonates in an Extreme Alkaline Lake (Las Eras, Central Spain). *Front Microbiol*., **7**(10), 148. https://doi.org/10.3389/fmicb.2019.00148. PMID: 30800103; PMCID: PMC6376964

Sanz-Montero M., Rodríguez-Aranda J. (2012) Magnesite formation by microbial activity: Evidence from a Miocene hypersaline lake. *Sediment. Geol.*, **263-264**, 6-15. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.08.004

Sayles F.L., Fyfe W.S. (1973) The Crystallization of Magnesite from Aqueous Solution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**(1), 87-99. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90246-9

Scherbakova T.A. (2018) Magnesite formation in Cenozoic sedimentary complexes. Doct. geol. and min. sci. diss. Kazan, KFU Publ., 266 p. (In Russ.)

Shatrov V.A. (2007) Lanthanides as indicators of sedimentation settings (based on the analysis of reference sections of the Proterozoic and Phanerozoic of the East European Platform). Doct. geol. and min. sci. diss. Moscow, VSU Publ., 36 p. (In Russ.)

Shatrov V.A., Voitsekhovsky G.V. (2013) Lanthanides and highly mobile elements in sedimentary and meta-sedimentary formations as indicators of basement tectonic activity in platform conditions. *Geochemistry*, (3), 245-255.

Shirokova L.S., Mavromatis V., Bundeleva I.A. et al. (2013) Using Mg Isotopes to Trace Cyanobacterially Mediated Magnesium Carbonate Precipitation in Alkaline Lakes. *Aquat. Geochem.*, **19**, 1-24. https://doi.org/10.1007/s10498-012-9174-3

Shkol'nik E.L., Tang Tianfu, Eganov E.A., Rozanov A.Y., Baturin G.N., Zhegallo E.A., Xue Yaosong, Yu Qunliu, Jel K., Piner D., Medrano M. (1999) The nature of phosphate grains and phosphorites of the largest basins of the world. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 207 p. (In Russ.)

Shkol'nik E.L., Zhegallo E.A., Bogatyrev B.A., Bugel'skii Y.Y., Slukin A.D., Novikov V.M., Eganov E.A., Georgievskii A.F., Zhukov V.V., Myskin V.I., Odokii B.N. (2004) Biomorphic structures in bauxites (based on the results of electron-microscopic study). Moscow, Eslan Publ., 3-13. (In Russ.)

Slukin A.D., Boeva N.M., Zhegallo E.A., Zaitseva L.V. (2016) Biominerals of lateritic bauxites – new data based on the results of electron microscopic study. *Novye Dannye o Mineralakh*, vyp. 51, 52-61. (In Russ.)

Slukin A.D., Bortnikov N.S., Novikov V.M., Zhegallo E.A., Boeva N.M., Shkol'nik E.L. (2013) Biominerals of lateritic weathering crusts as products of life activity of fossil organisms. *Organic Mineralogy*. Chernogolovka, IPFKh RAN Publ., 139-142. (In Russ.)

Sorokovikova E.G. (2008) Cyanobacteria from thermal

springs of the Baikal rift zone and their role in silica deposition as model objects for the study of microfossils. Cand. biol. sci. diss. Irkutsk, Limnological Institute, SB RAS, 18 p. (In Russ.)

Southam G., Lengke M., Fairbrother L., Reith F. (2009) The Biogeochemistry of Gold. *Elements*, **5**(5), 303-307. https://doi.org/10.2113/gselements.5.5.303

Starostin V.I., Sakia D.R. (2015) Evolution of views on the origin of the Witwatersrand gold deposit. *Vestn. Moskovskogo Universiteta. Ser. 4. Geol.*, (2), 32-38. (In Russ.)

Tikhomirova N.S., Orleanskii V.K. (1994) Modeling of phosphate deposition in laboratory cultures of cyanobacteria. *Litol. Polez. Iskop.*, (1), 135-140. (In Russ.)

Toner J.D., Catling D.C. (2020) A carbonate-rich lake solution to the phosphate problem of the origin of life. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **117**(2), 883-888. https://doi.org/10.1073/pnas.1916109117

Toporski J.K., Steele A., Westall F., Thomas-Keprta K.L., McKay D.S. (2002) The simulated silicification of bacteria – new clues to the modes and timing of bacterial preservation and implications for the search for extraterrestrial microfossils. *Astrobiology*, **2**(1), 1-26. https://doi.org/10.1089/153110702753621312. PMID: 12449852

Valdiya K.S. (1968) Origin of the magnesite deposits of southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India. *Econ. Geol.*, **63**(8), 924-934. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.8.924

Voitkevich G.V., Miroshnikov A.E., Povarennykh A.S., Prokhorov V.G. (1977) Brief reference book on geochemistry. Moscow, Nedra Publ., 184 p. (In Russ.)

Vandeginste V. (2021) Effect of PH Cycling and Zinc Ions on Calcium and Magnesium Carbonate Formation in Saline Fluids at Low Temperature. *Minerals*, **11**(7), 723. https://doi.org/10.3390/MIN11070723

Xu J., Yan C., Zhang F., Konishi H., Xu H., Teng H.H. (2013) Testing the cation-hydration effect on the crystallization of Ca-Mg-CO_3 systems. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, **110**(44), 17750-5. https://doi.org/10.1073/pnas.1307612110

Zavarzin G.A., Zhilina T.N. (2000) Soda lakes – a natural model of the ancient biosphere of the continents. *Priroda*, (2), 45-55. (In Russ.)

Zeng L.Q., Yi H.S., Xia G.Q. et al. (2019) Palaeoenvironmental setting of lacustrine stromatolites in the Miocene Wudaoliang Group, northern Tibetan Plateau. *J. Palaeogeogr.*, **8**(18), 1-15. https://doi.org/10.1186/s42501-019-0033-7

Zhegallo E.A., Rozanov A.Y. (2002) Tomtor rare-earth-niobium ores. *Bacterial paleontology.* Moscow, PIN RAN Publ., 111-115. (In Russ.)

Zhegallo E.A., Rozanov A.Yu., Ushatinskaya G.T. (2002) Phosphorites. *Bacterial paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 97-102. (In Russ.)

Zhegallo E.A., Zaitseva L.V., Karpov G.A., Samylina O.S. (2021) Modern fossilization and geyserites of Kamchatka. *Bacterial paleontology*. Moscow, PIN RAN Publ., 27-37. (In Russ.)

Zhou H., Gao D., Huang L., Zhu G., Zhang T., Liu J., Zhai X., Xiong R., Wang S., Zhang Y. (2023) Characteristics and genesis of dolomite in the lower Cambrian Xiaoerbulake Formation of the western Tarim Basin, China. *Front. Earth Sci.*, **10**, 1075941. https://doi.org/10.3389/feart.2022.1075941

ЛИТОСФЕРА Том 25 № 4

Июль–Август 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 133 Дата выхода в свет 25.08.2025 Усл. печ. л. 39,25 Уч.-изд. л. 39,25

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 25 No. 4

July–August 2025

ISSN 2500-302X (Online)

Founder
The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate El No. FS77-87191 from April 27, 2024
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 133 Signed in print 25.08.2025 Cond. print. sh. 39,25 Found.-publ. sh. 39,25

Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110