

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

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

ЛИТОСФЕРА

Том 22 № 2 2022 Март–Апрель

Основан в 2001 году
Выходит 6 раз в год

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 22 No. 2 2022 March–April

Founded in 2001
Issued 6 times a year

Литосфера, 2022. Том 22, № 2

Научный журнал. Выходит 6 раз в год
Основан в 2001 году

Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии им. акад. 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, минерогенеза 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

Главные редакторы 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; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, 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, ИГГ 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; В. Кучеров, Королевский технологический институт, Департамент энергетических технологий, Стокгольм, Швеция; 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, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, 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, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционный совет: А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.С. Иванов, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Н. Кашубин, ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия; С.В. Корнилов, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; К.Н. Малич, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Е.В. Пушкарёв, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, 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. акад. 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), 2022. Volume 22, No. 2

Scientific journal. Issued 6 times a year
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

Editors-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, Syktывkar, Russia); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, 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 Selmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir Kutcherov (Royal Institute of Technology, Department of Energy, Stockholm, Sweden); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martysheko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Viktor N. Puchkov (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); Kirill S. Ivanov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St. Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, 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

СОДЕРЖАНИЕ

Том 22, № 2, 2022

Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород <i>А. В. Маслов</i>	153
Диагенез обломочных руд Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): минералого-геохимические данные и термодинамическое моделирование <i>И. Ю. Мелекесцева, В. В. Масленников, Г. А. Третьяков</i>	179
Геология, минералогия, геохимия и условия формирования золотокварцевого месторождения Тукан (Худолазовская мульда, Южный Урал) <i>И. Р. Рахимов, Д. Е. Савельев, Е. С. Шагалов, Н. Н. Анкушева, Е. А. Панкрушина</i>	200
Отражение в гравитационном поле геодинамического воздействия Урала на соляную толщу Предуральского прогиба <i>Г. П. Щербинина, Г. В. Простолупов, С. Г. Бычков</i>	219
Относительная деформация материи на микро- и макроуровне в условиях изменяющейся космической погоды <i>А. В. Зубков, С. В. Сентябов, К. В. Селин</i>	228
Оценка фазовых соотношений между тепловыми потоками и температурой земной поверхности в суточном цикле по результатам мониторинга на ОГМС “Верхнее Дуброво” <i>Д. Ю. Демежко, А. А. Горностаева, А. Н. Антипин</i>	239
Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья <i>В. И. Радомская, Д. В. Юсупов, Л. М. Павлова, С. М. Радомский, В. А. Демчук, Н. В. Моисеенко, Т. В. Кезина, Т. Н. Веклич, С. Я. Кулик</i>	251

Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2022 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге “Почта России” – ПР857)

Contents

Volume 22, No. 2, 2022

Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices <i>A. V. Maslov</i>	153
Diagenesis of clastic ores of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit (Southern Urals): Mineralogical-geochemical data and thermodynamic modeling <i>I. Yu. Melekestseva, V. V. Maslennikov, G. A. Tret'yakov</i>	179
Geology, mineralogy, geochemistry and conditions of forming the Tukan gold-quartz deposit (Khudolaz trough, South Urals) <i>I. R. Rakhimov, D. E. Saveliev, E. S. Shagalov, N. N. Ankusheva, E. A. Pankrushina</i>	200
Reflection in the gravitational field of the geodynamic impact of the Urals on the salt strata of the Pre-Ural trough <i>G. P. Shcherbinina, G. V. Prostolupov, S. G. Bychkov</i>	219
Relative deformation of matter at the micro- and macrolevel under the conditions of changing space weather <i>A. V. Zubkov, S. V. Sentyabov, K. V. Selin</i>	228
An assessment of phase relationships between heat fluxes and ground surface temperatures in a diurnal cycle based on monitoring studies at the <i>Verkhnee Dubrovo</i> meteorological station <i>D. Yu. Demezhko, A. A. Gornostaeva, A. N. Antipin</i>	239
Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of <i>Lake Peschanoe</i> in the southern part of the Amur-Zeya interfluve <i>V. I. Radomskaya, D. V. Yusupov, L. M. Pavlova, S. M. Radomskii, V. A. Demchuk, N. V. Moiseenko, T. V. Kezina, T. N. Veklich, S. Ya. Kulik</i>	251

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

Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород

А. В. Маслов

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15, e-mail: amas2004@mail.ru

Поступила в редакцию 20.12.2021 г., принята к печати 09.02.2022 г.

Объект исследования. Глинистые породы серебрянской и сыльвицкой серий венда западного склона Среднего Урала. **Материал и методы.** Материалом для исследований явились данные о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах (аргиллиты, глинистые сланцы, мелкозернистые глинистые алевролиты, всего около 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. %. Указанные сведения получены в начале 2000-х гг. рентгенофлуоресцентным методом в ИГГ УрО РАН. По ним рассчитаны средние, минимальные и максимальные значения различных индексов выветривания. Отбор образцов выполнен из естественных обнажений в бассейнах рек Чусовая, Серебрянка, Сыльвица, Межевая Утка, Усьва и Койва. **Результаты.** Установлено, что осадочные последовательности серебрянской и сыльвицкой серий, в которых диамиктиты присутствуют на нескольких уровнях, не обладают заметной контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводосборах. Так, например, с учетом величин стандартных отклонений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для всех девяти свит венда являются статистически сопоставимыми. Это же свойственно средним для глинистых пород разных свит значениям CIA, CIW, PIA, ICV и MIA(o). Вариации средних величин CPA показывают, что с учетом $\pm 1\sigma$ только породы старопечнинской, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися. С учетом $\pm 1\sigma$ глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит. Глинистые породы танинской и керносской свит обладают слабой или умеренной положительной корреляцией между отношением TiO_2/Al_2O_3 и индексами Ракстона, PIA, ICV и гидролизатным модулем. Это предполагает зависимость перечисленных индикаторов интенсивности выветривания от состава пород на палеоводосборах. **Выводы.** Полученные сведения позволяют считать, что при осреднении на уровне свит (даже если в составе свит достаточно много несомненно гляциогенных образований) мы, по-видимому, не фиксируем специфический вклад последних и в итоге получаем в существенной степени иную картину, чем для других неопротерозойских отложений, включающих в себя диамиктиты, ленточные глины и интервалы с дропстоунами.

Ключевые слова: глинистые породы, венд, Средний Урал, литохимия, палеоклиматические реконструкции

Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации АААА-А18-118053090044-1)

Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices

Andrey V. Maslov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Acad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: amas2004@mail.ru

Received 20.12.2021, accepted 09.02.2022

Research subject. The clayey rocks of the Vendian Serebryanka and Sylvitsa groups on the western slope of the Middle Urals. **Material and methods.** The research materials comprised data on the content of main rock-forming oxides in clayey rocks (mudstones, shales, fine-grained clayey siltstones, ≈ 180 samples in total) with the values of losses on ignition < 6 wt %. This information, obtained at the beginning of 2000 by the X-ray fluorescence method at the Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of RAS, was used to calculate the average, minimum and maximum values of various weathering indices. Samples were taken from natural outcrops in the basins of the Chusovaya, Serebryanka, Sylvitsa, Mezhevaya Utkha, Usva and Koiva rivers. **Results.** It was established that the sedimentary sequences of the Serebryan-

Для цитирования: Маслов А.В. (2022) Венд Среднего Урала: палеоклиматические реконструкции на основе химических индексов изменения состава пород. *Литосфера*, 22(2), 153–178. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-153-178>

For citation: Maslov A.V. (2022) Vendian of the Middle Urals: Paleoclimatic reconstructions based on chemical weathering indices. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 153–178. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-153-178>

ka and Sylivitsa groups, in which diamictites are present at several levels, do not exhibit a noticeable contrast in the values of various chemical indices of weathering. For example, taking into account the values of standard deviations ($\pm 1\sigma$), the values of the Ruxton coefficient for all nine Vendian formations are statistically comparable. The same is characteristic of the average values of CIA, CIW, PIA, ICV and MIA(o) for clayey rocks of different formations. Variations in the average CPA values show that, taking into account $\pm 1\sigma$, only the rocks of the Starye Pechi, Garevka and Perevalok formations can be considered statistically different. Taking into account $\pm 1\sigma$, the clayey rocks of the Buton Formation differ significantly from the fine-grained clastic rocks of the Garevka and Kernos formations in terms of the average value of the Mg-index. The clayey rocks of the Tanin and Kernos formations have a weak or moderate positive correlation between the $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio and the Ruxton, PIA, ICV indices and the hydrolyzate modulus. This suggests the dependence of the listed indicators of the intensity of weathering from the composition of rocks in paleocatchments. *Conclusions.* The data obtained suggest that, when averaging at the level of formations (even if the formations include quite a lot of undoubtedly glaciogenic deposits), we apparently do not record the specific contribution of the latter and, as a result, we obtain a substantially different picture than that which emerges for other Neoproterozoic deposits, including diamictites, varved clays, and intervals with dropstone.

Keywords: clayey rocks, Vendian, Middle Urals, lithochemistry, paleoclimatic reconstructions

Funding information

The studies were carried out in accordance with the theme of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. AAAA-A18-118053090044-1)

Acknowledgements

The author is sincerely grateful to the reviewers, whose work with the manuscript contributed to its improvement, as well as to N.S. Glushkova, who completed all the illustrations for this work.

ВВЕДЕНИЕ

Конец рифея и венд ознаменованы рядом ярких геобиологических событий, к числу которых принадлежат обширные покровные оледенения, связанное с ними существенное падение уровня океана, последующие потепление и крупномасштабная трансгрессия, накопление мелководных шельфовых терригенных и карбонатных отложений, начинающихся во многих случаях типичные плитные комплексы. Они знаменуют начало фанерозойского этапа эволюции нашей планеты, и именно с ними связано “самое яркое биотическое явление” венда – его специфическая бесскелетная фауна (Вендская система..., 1985). Исследования последних 10–15 лет позволяют думать, что многие важные биотические события (увеличение размеров живых организмов, появление активного образа передвижения, биотурбации и карбонатной биоминерализации) конца докембрия–начала фанерозоя были обусловлены возрастанием содержания O_2 в атмосфере и/или широким распространением оксигенизированных океанических вод. Вместе с тем существующие в литературе оценки редокс-обстановок эдиакарско-раннекембрийских океанов, особенно их глубоких частей, все еще противоречивы (Маслов, Подковыров, 2018 и ссылки в этой работе). Ряд исследователей допускает масштабную оксигенизацию атмосферы и океана в самом конце протерозоя (возможное свидетельство этого – отрицательная аномалия $\delta^{13}\text{C}$ Шурам-Вонока), тогда как другие считают возможным существование бескислородных океанов вплоть до середины палеозоя.

Климат, столь ярко и резко менявшийся на протяжении второй половины позднего рифея и венда, является одним из основных факторов, определяющих общий облик осадочных ассоциаций (Н.М. Страхов, В.М. Сеницын, Н.А. Ясаманов, В.Н. Холодов, П.П. Тимофеев, В.Г. Кузнецов и др.). Однако в случае докембрийских отложений расшифровка климатических обстановок сталкивается со значительными трудностями. Многие авторы считают поэтому, что для их достоверной реконструкции необходимо использование как литологических, так и литогеохимических методов. Краткий обзор некоторых из них представлен в работах (Маслов и др., 2003; Юдович, Кетрис, 2011).

В большинстве предшествующих публикаций при палеоклиматических реконструкциях мы оперировали преимущественно значениями химического индекса изменения (CIA (Nesbitt, Young, 1982)), тогда как в литературе есть много других индикаторов интенсивности выветривания и палеоклимата (WIP (Parker, 1970), CIW (Harnois, 1988), PIA (Fedot et al., 1995), ICV (Cox et al., 1995), CPA (Buggle et al., 2011), MIA (Babechuk et al., 2014) и мн. др.). При этом важно иметь в виду, что они отражают синтетическую историю выветривания комплексов пород того или иного водосбора, а не характер процессов выветривания во время формирования каких-то конкретных отложений (Shao, Yang, 2012; Guo et al., 2018). В случаях крупных водосборов, объединяющих разнообразные породы-источники тонкой алюмосиликокластики, даже накапливающиеся внутри таких водосборов отложения (в частности, речные) представлены преимущественно материалом, состав которого отража-

ет параметры и современного, и предшествующего выветривания (Gaillardet et al., 1999; Dellinger et al., 2014; Garzanti, Resentini, 2016; Guo et al., 2018). В морских же обстановках климатический сигнал часто теряется даже в тонкозернистых осадках, так как разделение минералов по размеру и удельному весу, поступление аллохтонного материала из областей иного климата, а также аутигенное минералообразование могут существенно изменить состав глинистых осадков (Dinis et al., 2020).

В настоящей работе проанализированы результаты реконструкции палеоклимата на водосборах, полученные с помощью ряда химических индексов изменения состава пород/индексов химического выветривания на примере хорошо литологически дифференцированных отложений венда западного склона Среднего Урала (серебрянская и сылвицкая серии), накапливавшиеся, по мнению авторов публикаций (Аблизин и др., 1982; Вендская система..., 1985; Чумаков, Сергеев, 2004; Чумаков, 2015), как в холодных (ледниковых), так и более теплых климатических обстановках.

НЕКОТОРЫЕ ИНДЕКСЫ/ИНДИКАТОРЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПАЛЕОВОДОСБОРАХ

В публикациях (Irfan, 1999; Duzgoren-Aydin et al., 2002; Price, Velbel, 2003; Ban et al., 2017; Ceryan, 2018; Nadhonek, Bojakowska, 2018; Marques et al., 2020; Heidari et al., 2022) проанализировано несколько десятков химических индексов выветривания, часть из которых, особенно те, что предложены в первой половине XX в., имеют исторический интерес, а часть предназначена для использования при инженерно-геологических работах. В настоящей работе мы рассматриваем только некоторые из них.

Один из известных индикаторов палеоклимата – коэффициент Ракстона (R) (Al/Si или Al_2O_3/SiO_2) – предложен в публикации (Ruxton, 1968). Рассчитывается он по молекулярным количествам оксидов. Для не измененных процессами выветривания магматических пород значения R находятся в пределах 0.12 (архейские гранитоиды)–0.18 (раннепротерозойские известково-щелочные базальты), для сильно измененных отложений – достигают 0.56 (каолинитовые глины Нигерии). Считается, что этот индекс лучше всего подходит для исследования кор выветривания на породах кислого и среднего состава. Использование индекса R имеет ряд ограничений, например, при его расчете трудно оценить добавку к осадкам эолового кремнезема (Sheldon, Tabor, 2009).

Химический индекс изменения (Chemical index of alteration, CIA = $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)$) введен в оборот в публикации (Nesbitt, Young, 1982). CaO^* – оксид кальция, содержащий-

ся в силикатной фракции породы. В случае отсутствия данных о содержании в исследуемых породах CO_2 поправка на карбонатный Ca делается в соответствии с предположением о том, что молекулярное отношение CaO/Na_2O в силикатном материале, не содержащем карбонатов, не превышает 1 (McLennan, 1993). Рассчитывается по молекулярным количествам оксидов. Индекс CIA позволяет получить количественную оценку степени выветривания калиевых полевых шпатов и плагиоклазов на основе соотношения накапливающегося в остаточных продуктах выветривания Al с количеством удаляемых из кор выветривания Na, Ca и K. Значения CIA от 45 до 55 указывают на практически полное отсутствие выветривания, тогда как величина 100 – результат интенсивного выветривания с полным удалением щелочных и щелочно-земельных элементов (McLennan, 1993; Sheldon, Tabor, 2009; Li, Yang, 2010). Рециклированные/многократно переотложенные образования могут иметь значения CIA 60–70, дополнительное выветривание таких пород ведет к еще более высоким величинам индекса CIA. Данный индекс широко используется для оценки химического выветривания пород различных водосборных бассейнов (McLennan, 1993; Ehrmann, 1998; Hessler et al., 2017; Dinis et al., 2020; и др.). В то же время он не применим для оценки изменений на поздних стадиях выветривания (латеритизация и др.), так как в этом случае доминирует вынос кремнезема, а в формуле CIA SiO_2 отсутствует (Babechuk et al., 2014). Для минимизации влияния гранулометрического состава пород на величину CIA для ее расчета следует использовать только данные о валовом химическом составе тонкозернистых обломочных/глинистых пород.

По мнению ряда специалистов, в формулах индексов выветривания не следует использовать K_2O , так как поведение калия при выветривании различно (Harnois, 1988; и др.). В случае слабого выветривания он накапливается в остаточных продуктах, а при интенсивном выветривании выступает как подвижный компонент. Решить указанные проблемы в какой-то мере позволяет химический индекс выветривания (Chemical index of weathering, CIW = $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O + CaO)$) (Harnois, 1988), рассчитываемый по молекулярным количествам оксидов. Пределы изменения его значений для невыветрелых и сильно выветрелых отложений составляют (50–60)...≈100. Считается, что, как и индекс CIA, данный индикатор отражает процесс преобразования полевых шпатов в глины (Nesbitt, Young, 1989; Fedo et al., 1995). По данным (Irfan, 1996, 1999), индекс CIW не дает хороших результатов при исследовании процессов выветривания гранитоидов.

Для терригенных пород с высоким содержанием оксида кальция в публикации (Cullers, 2000)

использован модифицированный индекс CIW' , в формуле которого отсутствует CaO . Во избежание путаницы с индексом CIW его было предложено именовать химическим индикатором изменения (Chemical Proxy of Alteration, $CRA = 100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Na_2O)$). Расчет CRA ведется по молекулярным количествам оксидов. Для слабо измененных процессами химического выветривания отложений значения индекса CRA составляют 60–70, для сильно измененных – достигают 100. Так как в формуле CRA нет CaO , то данный индекс свободен от неопределенностей, связанных с вычислением CaO^* (Buggle et al., 2011). Кроме того, в формуле CRA нет и K_2O , поведение которого в корях выветривания в значительной степени варьирует.

Для характеристики процессов выветривания Mg -содержащих минералов в работе (Maunard, 1992) использован Mg -индекс ($100Al_2O_3/(Al_2O_3 + MgO)$). Рассчитывается Mg -индекс по молекулярным количествам оксидов. Для невыветрелых базальтов его значения ≈ 50 . Отложения гумидного тропического климата характеризуются величинами Mg -индекса ≈ 100 . Данный индикатор в основном применяется для обстановок умеренного выветривания.

В статье (Fedo et al., 1995) для установления особенностей палеоклимата предложен индекс изменения плагиоклаза (Plagioclase Index of Alteration, $PIA = 100(Al_2O_3 - K_2O)/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O)$). Он рассчитывается по молекулярным количествам оксидов. Высокие его значения указывают на сильное химическое выветривание.

Для оценки степени зрелости поступающей в область седиментации тонкой алюмосиликокластики в публикации (Cox et al., 1995) использован индекс химической вариации (Index of Chemical Variation, $ICV = (Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2)/Al_2O_3$). Рассчитывается он по мас. % оксидов. Незрелые глинистые породы с высоким содержанием неглинистых силикатных минералов или смектита и серицита (они характерны для тектонически активных обстановок и отложений первого седиментационного цикла) имеют значения $ICV > 1$. Более зрелые глинистые породы с большим количеством собственно глинистых минералов или породы с преобладанием минералов группы каолинита (они присутствуют в разрезах осадочных толщ, накапливавшихся в спокойных (платформенных) тектонических обстановках при активном рециклировании кластики, но могут формироваться и при интенсивном химическом выветривании петрогенного материала (Barshad, 1966)) характеризуются величинами $ICV < 1$.

В работе (Юдович, Кетрис, 2000) и более ранних публикациях Я.Э. Юдовича одним из показателей степени химического выветривания пород на палеоводосборах (степени “химической зрелости” осадочных образований) выступает гидроли-

затный модуль ($ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$), рассчитываемый по мас. % оксидов. Он позволяет разделять породы, содержащие продукты гидролиза (каолинит, оксиды Al , Fe , Mn), и породы, в составе которых преобладает кремнезем. Чем выше величина $ГМ$, тем более сильное выветривание претерпели исходные комплексы пород в областях размыва и тем выше зрелость осадочных образований.

По результатам исследования кор выветривания на платобазальтах Индии в публикации (Babechuk et al., 2014) предложен мафический индекс изменения (Mafic Index of Alteration, MIA). Этот индекс позволяет оценить потерю Ca , Mg , Na , K и $\pm Fe$ относительно считающихся немобильными $Al \pm Fe$. Различное поведение Fe при выветривании в окислительных (о) и восстановительных (R) обстановках учитывается формулами – $MIA(o)$ и $MIA(R)$. Так как в окислительных обстановках Fe устойчиво к выветриванию, то его общее количество ($Fe_2O_3^*$) считается вместе с Al_2O_3 ($MIA(o) = 100(Al_2O_3 + Fe_2O_3^*)/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$). В восстановительных обстановках Fe может быть подвижным и выщелачиваться вместе с Mg (Babechuk et al., 2014; см также ссылки в работе). Формула $MIA(R)$ для таких условий имеет вид: $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3^* + MgO + CaO^* + Na_2O + K_2O)$. В обоих случаях для более измененных процессами выветривания пород свойственны более высокие значения индексов. При $MIA = 100$ мобильные элементы удалены полностью. Рассчитывается индекс MIA по молекулярным количествам оксидов.

Примеров несомненных гляциогенных образований и отложений жаркого гумидного климата в геологической летописи много. Ниже мы приведем только те, для которых имеется представительная литохимическая информация.

Гляциогенные отложения. Среди отложений верхнеархейской надсерии Витватерсранд (Южная Африка) известно несколько уровней диамиктитов в разрезах формаций Промиз, Коронейшн и Африкандер (Smith, 2007; Маслов, 2010а). Например, диамиктиты формации Коронейшн содержат до 30–40%, а в ряде случаев 75% обогащенного слоистыми минералами матрикса, в котором присутствуют преимущественно фрагменты осадочных пород. Рассчитанные нами по данным, приведенным в работе (Huber et al., 2001), значения индексов R , CIA , CIW и CRA для диамиктитов формации Коронейшн составляют соответственно 0.10, 73, 81 и 97. Величина $ГМ$ равна 0.29.

В разрезах палеопротерозойской надсерии Гурон (Северная Америка) также присутствуют три ледниковых горизонта – формации Рамзай Лейк, Брюс и Гоуганда. Последняя представлена массивными диамиктитами и аргиллитами с друпстоунами и тонкой, напоминающей слоистость плей-

стоценовых ленточных глин полосчатостью (Lindsey, 1969; Young, Nesbitt, 1985). Величины индекса Ракстона и ГМ для аргиллитов формации Гоуганда заметно выше, чем для диамиктитов формации Коронейшн, тогда как значения индексов CIA, CIW, CPA и ряда других ниже. В публикации (Young, 2001) приведен также химический состав ленточных глин плейстоцена, перекрывающих породы надсерии Гурон. Рассчитанное по этим данным значение индекса CIA составляет 47, а величины ГМ и ICV равны соответственно 0.31 и 1.35.

Другим примером гляциогенных образований в Северной Америке является неопротерозойская формация Минерал Форк (Ojakangas, Matsch, 1980; Young, 2002). Нижняя ее часть сложена преимущественно массивными диамиктитами с глинистым и песчаным матриксом, содержащими различные по размеру включения, среди которых преобладают осадочные образования. Верхняя часть формации содержит значительное количество варвоподобных аргиллитов с градиационными текстурами. Средние значения индекса CIA для диамиктитов и аргиллитов сопоставимы (58 и 60), тогда как величины Mg-индекса и индекса ICV существенно разнятся (соответственно 58 и 88, 1.40 и 1.01).

Гляциогенные образования неопротерозоя известны также в Северном и Южном Омани (Brasier et al., 2000; Kellerhals, Matter, 2003; Rieu et al., 2006, 2007a, б). В Северном Омани надсерия Хьюф включает в себя серии Абу Махара, Нафун и Ара. В разрезах первой из них гляциогенные отложения характерны для формаций Губрах и Фик. По данным (Rieu et al., 2007a), в породах формации Фик наблюдаются значительные вариации химического состава и, соответственно, величин индекса CIA (рис. 1), осредненных в целом как для гляциогенных и негляциогенных образований, так и для индивидуальных образцов. Здесь присутствует три уровня диамиктитов и тонкослоистых алевроито-глинистых образований с дропстоунами, характеризующиеся относительно низкими значениями CIA (CIA_{cp} для диамиктитов всех уровней составляет 67 ± 2 , тогда как среднее значение CIA для пред- и межгляциальных отложений равно 75 ± 3 , т. е. статистически эти два типа образований различны). Они интерпретируются как образования, сформированные во время существенного ослабления процессов выветривания на палеоводосборах. Окончание ледниковой эпохи маркируется резким увеличением значений CIA (до >80) в породах нижней части формации Масира Бэй. Отрицательная корреляция между CIA и отношениями Th/Sc, Al/Ti и Zr/Ti указывает на то, что наблюдаемые в разрезе формации Фик изменения CIA не контролировались составом пород на палеоводосборах. Рассчитанные нами средние значения индексов Ракстона, CIW, PIA и ICV для диамиктитов Северного Омани составляют соответственно 0.16, 84, 50 и 0.90. Параметр ГМ_{cp} ра-

вен 0.39. В Южном Омани две гляциальные толщи, разделенные морскими терригенными отложениями мощностью около 1 км, описаны в составе серии Мирбат (Kellerhals, Matter, 2003; Rieu et al., 2006, 2007a). Параметр CIA_{cp} для аргиллитов и матрикса диамиктитов гляциальных эпох равен здесь 59 ± 4 , а для аргиллитов межгляциальной эпохи он составляет 75 ± 4 . Средние величины индексов R, Mg, ICV и модуля ГМ в диамиктитах Северного и Южного Омани сопоставимы, тогда как средние значения CIA, CIW, CPA, PIA и MIA(o) заметно различаются.

По значениям индекса CIA в тонкозернистых обломочных породах апта–плиоцена Антарктического полуострова авторами работы (Dingle, Lavelle, 1998) реконструировано несколько циклов изменения процессами выветривания состава пород в областях сноса. Так, отложения апта–альба, сантона–позднего маастрихта и позднего палеоцена–среднего эоцена характеризуются величинами $CIA > 70$. В разрезах среднего кампана и раннего маастрихта, а также сантона и раннего палеоцена присутствуют отложения с низкими (≈ 60) и высокими (> 70) значениями CIA. Гляциальные и межгляциальные постэоценовые отложения обладают достаточно сходными величинами CIA (соответственно 50–65 и ≈ 60).

Таким образом, гляциогенные образования не имеют каких-либо специфических литохимических характеристик, которые однозначно свидетельствовали бы в пользу формирования их в условиях холодного климата (Маслов, 2010a, б). Свойственные им значения индекса CIA в существенной мере варьируют и контролируются преимущественно локальными факторами.

В условиях **жаркого и влажного гумидно-тропического и субтропического** климата с обильным количеством органики и на фоне вялого тектонического режима процессы выветривания приводят к формированию значительных по мощности кор выветривания с каолинитом (наиболее типичный глинистый минерал экваториальной зоны) и элювиальными бокситами (Кузнецов, 2011). Разрушение этих кор способствует накоплению каолинитсодержащих отложений в континентальных (старичных, озерных, озерно-болотных и др.) водоемах (Бортников и др., 2016). Хорошо изученными примерами такого типа образований являются огнеупорные глины Латненского и ряда других месторождений Центральной России, каолины и каолинитовые глины США, Малайзии, Нигерии, Тайланда и Саудовской Аравии (Mohsen, El-Maghraby, 2010; Бортников и др., 2016; Au, Leong, 2016; Yahaya et al., 2017; Shaaibu et al., 2020; и др.). Рассчитанные нами по приведенным в указанных публикациях аналитическим данным значения индекса Ракстона варьируют от 0.28 до 0.56, индекса CIA – от 86 до 100, величины индексов CIW и

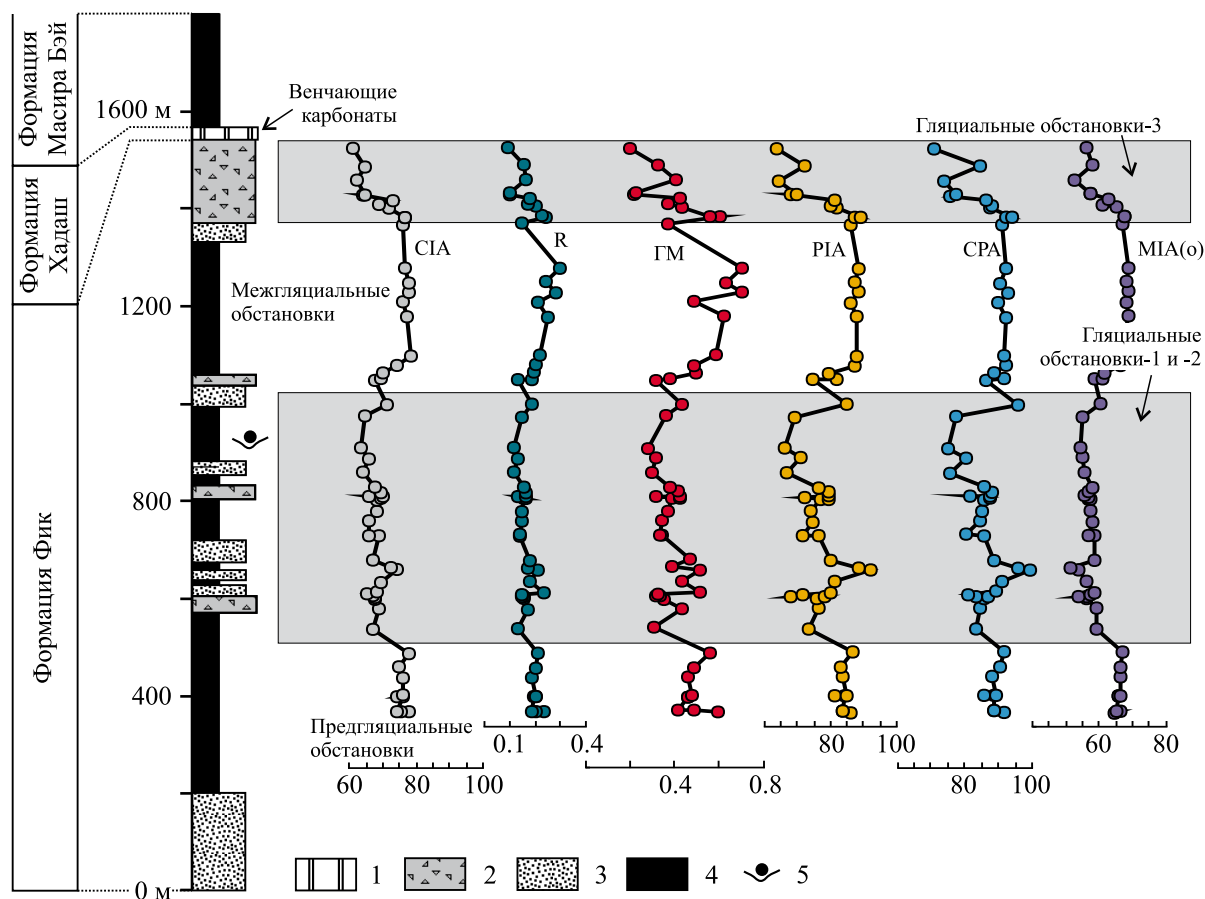


Рис. 1. Вариации величин ряда химических индексов изменения состава пород на палеоводосборах в отложениях неопротерозойской формации Фик, Северный Оман.

1 – венчающие карбонаты; 2 – диамиктиты; 3 – песчаники; 4 – глинистые сланцы, алевролиты, тонкозернистые песчаники; 5 – дропстоуны.

Все значения индексов и модуля ГМ рассчитаны по аналитическим данным, приведенным в работе (Rieu et al., 2007b). Для индекса CIA показаны не откорректированные на предполагаемые изменения, связанные с К-метасоматозом, величины.

Fig. 1. Variations in the values of a number of chemical indices of weathering in the sediments of the Neoproterozoic Fiq Formation, Northern Oman.

1 – cap carbonates; 2 – diamictites; 3 – sandstones; 4 – shales, siltstones, fine-grained sandstones; 5 – dropstones.

All values of the indices and GM modulus were calculated according to the analytical data given in (Rieu et al., 2007b). For the CIA index, values are shown uncorrected for the assumed changes associated with K-metasomatism.

СРА – в пределах 97–100 и 98–100. Значения Mg-индекса и индексов PIA и ICV находятся в интервалах соответственно 95–100, 72–100 и 0.06–0.78. Значения ГМ достигают 0.63–1.05, а индекса MIA(o) – 86–100. Показательно также, что по данным (McLennan, 1993; González-Álvarez, Kerrich, 2012), величины индекса CIA для тонкой взвеси приустьевых частей современных рек гумидного тропического климата, таких как Амазонка, Конго, Ориноко и Парана, отвечают интервалу значений от 74 до 90, а в тонкой взвеси современных рек умеренного климата (пр. Дунай, Миссисипи) они составляют от 53 до 62.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ И КЛИМАТ ВЕНДА ЗАПАДНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

На западном склоне Среднего Урала (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий) вендский возраст имеют преимущественно терригенные и вулканогенные отложения серебрянской и сylvицкой серий (Аблизин и др., 1982; Вендская система..., 1985; Гражданкин, Маслов, 2015). Серебрянская серия включает в себя танинскую, гаревскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты (рис. 2). Танинская свита (мощность до 800 м) складывается диамиктитами с прослоями полевошпатово-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых

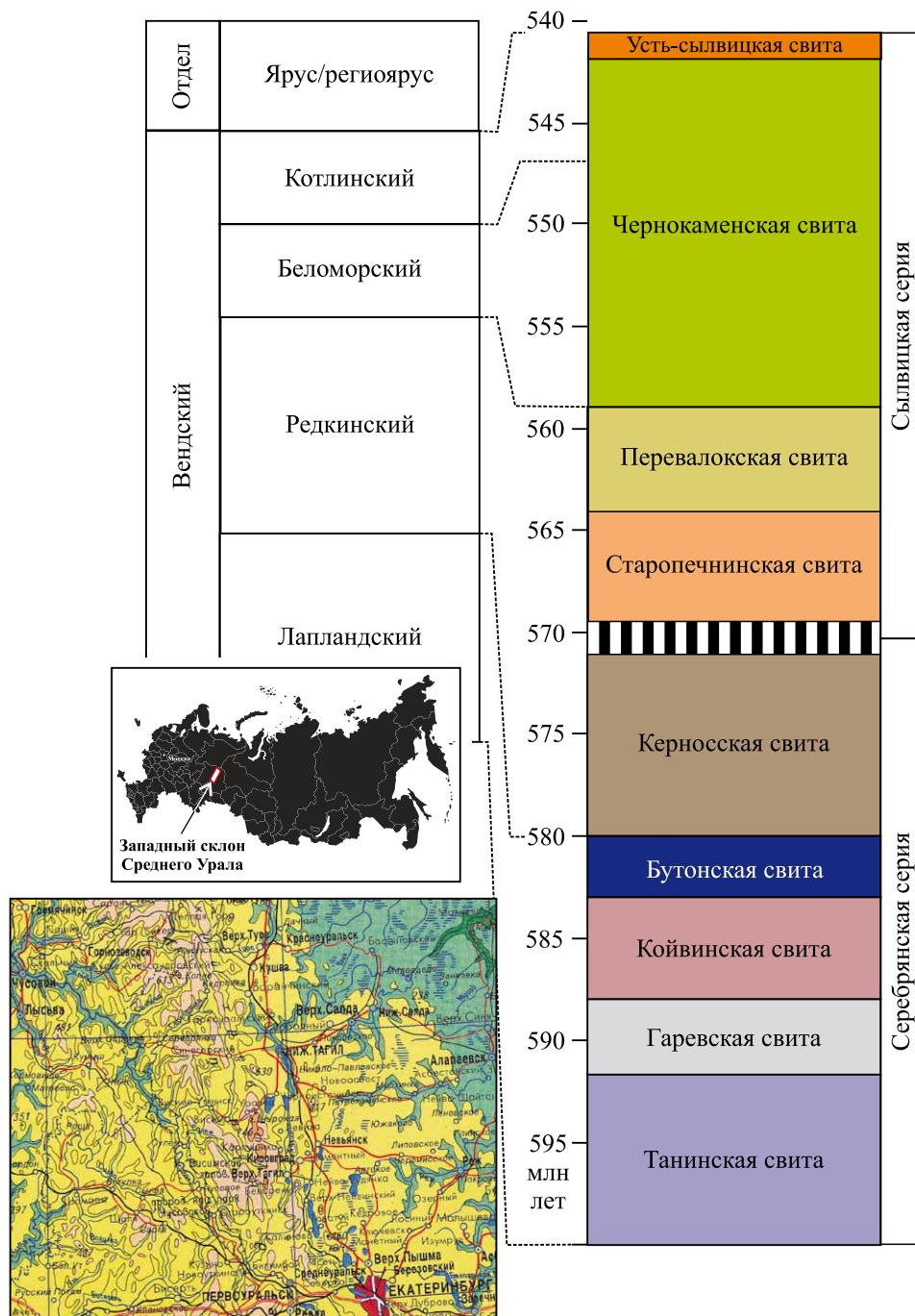


Рис. 2. Обзорные схемы и сводный разрез венда западного склона Среднего Урала, по (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010).

Вертикальная штриховка в стратиграфической колонке – перерыв в осадконакоплении.

Обзорная схема России заимствована с сайта <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>. Фрагмент географической карты Среднего Урала приведен по данным (Географический атлас России, 1997).

Fig. 2. Survey schemes and summary stratigraphic column of the Vendian of the western slope of the Middle Urals after (Ablizin et al., 1982; Grazhdankin et al., 2010).

Vertical shading in the stratigraphic column indicates a hiatus in sedimentation.

The overview map of Russia is borrowed from the site <https://sklyarov.studio/projects/vector-map-russia>. A fragment of the geographic map of the Middle Urals is given according to the data (Geographic..., 1997).

сланцев. U-Pb возраст цирконов, выделенных из покровов базальтов, присутствующих в нижней части танинской свиты в бассейне р. Усьвы, 598 ± 6 млн лет (Маслов и др., 2013а). Гаревская свита (мощность 200–750 м) объединяет песчаники и тонкополосчатые (ленточные?) глинистые сланцы. Койвинская свита (мощность 250–300 м) сложена филлитовидными сланцами и алевролитами с прослоями и пачками пестроцветных известняков, в некоторых ее разрезах присутствуют пачки диамиктитов. Бутонская свита (мощность 300–350 м) объединяет темно-серые низкоуглеродистые глинистые сланцы с прослоями алевролитов. Завершающая разрез серебрянской серии керноская свита (мощность 200–350 м) представлена песчаниками и филлитовидными глинистыми сланцами. В некоторых разрезах в ее составе также наблюдаются диамиктиты (Аблизин и др., 1982).

Сылвицкая серия объединяет старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую свиты. Старопечнинская свита (мощность до 500 м) в нижней части представлена диамиктитами, а в верхней – песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. На подстилающих отложениях серебрянской серии породы старопечнинской свиты залегают с перерывом (Аблизин и др., 1982; Гражданкин и др., 2010). Перевалокская свита (мощность около 300 м) сложена преимущественно глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками, подчиненную роль в ее разрезах играют гравелиты. Изотопный U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов, присутствующих в разрезе свиты в скале Крутая Гора на р. Усьва, равен 567 ± 4 млн лет (Гражданкин и др., 2011). Чернокаменная свита (мощность до 1300 м) представляет собой последовательность мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Изотопный U-Pb возрастов цирконов из вулканических туфов, присутствующих вблизи подошвы чернокаменной свиты, составляет 557 ± 13 млн лет (Ронкин и др., 2006). Усть-сылвицкая свита (мощность 500–600 м) включает в себя песчаники с маломощными прослоями аргиллитов. Предположительно относимые к этой свите вулканические туфы имеют U-Pb-изотопный возраст цирконов 564 ± 4 млн лет (Кузнецов и др., 2017).

Вся серебрянская серия с двумя мощными ледниковыми толщами (танинская и койвинская свиты) и нижняя (с диамиктитами) часть старопечнинской свиты сылвицкой серии отнесены Н.М. Чумаковым (2004, 2015) к лапландскому гляциогоризонту нижнего венда. Предполагается, что указанные образования отвечают нескольким ледниковым эпохам лапландского ледникового периода. В каждой из эпох могут быть выделены ледниковые века с соответствующими комплексами отложений, они включают в себя ряд пачек диамиктитов, чередующихся с мариногляциальными отложениями (Чу-

маков, 2004). Накопление этой сложнопостроенной последовательности происходило в зоне чередования дистальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и айсберговых отложений (Чумаков, Сергеев, 2004).

В соответствии с представлениями Н.М. Чумакова и В.Н. Сергеева (2004), выводные ледники ледникового щита, располагавшегося на Восточно-Европейской платформе, спускались в морской бассейн, существовавший на месте современного западного склона Урала, где накапливались мощные мариногляциальные толщи. По преобладающим фациям с запада на восток в этом ранневендском бассейне намечаются: 1) зона преобладания проксимальных отложений шельфовых ледников (чурочинская свита Полудова кряжа); 2) зона дистальных отложений шельфовых ледников, находившихся на плаву и айсберговых отложений (танинская, часть койвинской и старопечнинской свит) с терригенными и иногда карбонатными межледниковыми отложениями (конусы выноса подледных рек, турбидиты с песчаными пачками в дистальной части подводного конуса). Кроме эратических, принесенных с запада, среди ледниковых камней здесь наблюдаются и камни, предполагающие размыв местных источников сноса; 3) зона преобладания турбидитов и подчиненных им айсберговых отложений (вилевинская свита).

Выполненный нами ранее анализ литогеохимических особенностей тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии (Маслов и др., 2011) позволил установить, что, несмотря на присутствие в разрезах серии нескольких уровней диамиктитов, значения индекса CIA их матрикса достаточно высокие (65–77). Это дало основание предполагать поступление в область седиментации в основном зрелого (неоднократно переотложенного) литогенного материала и считать, что климат серебрянского времени был близок к семиаридному-семигумидному.

Исходя из характерных для глинистых сланцев и алевроаргиллитов сылвицкой серии значений ГМ (0.33–0.48) был также сделан вывод, что слагающая их тонкая алюмосиликокластика испытала перед окончательным захоронением неоднократное переотложение (рециклирование) или представляет собой продукт размыва в основном осадочных образований. Этот вывод согласуется с преобладанием среди глинистых пород сылвицкой серии разностей со значениями $K_2O/Al_2O_3 < 0.3$. Определенных тенденций в изменении ГМ в разрезе сылвицкой серии не наблюдается (Гражданкин и др., 2010). В распределении снизу вверх по разрезу этой серии значений CIA в тонкозернистых обломочных породах также нет какой-либо определенного тренда. Медианная величина CIA для алевроаргиллитов старопечнинской свиты, непосредственно перекрывающих диамиктиты, а также перевалокской свиты

составляет ≈ 70 . Алевроаргиллиты различных под-свит чернокаменской, а также усть-сылвицкой свит имеют медианные значения CIA от 67 до 71. Таким образом, если интерпретировать полученные величины CIA без каких-либо оговорок, то климат сылвицкого времени был близок к семиаридному–семигумидному (Гражданкин и др., 2010; Маслов и др., 2013б). Для тонкозернистого матрикса диамиктитов основания старопечнинской свиты характерен широкий разброс значений CIA – (49–50)–(70–74). Это может указывать на вовлечение в размыв в начале сылвицкого времени различного по степени преобразования процессами выветривания материала (Гражданкин и др., 2010). Положение фигуративных точек глинистых пород крутихинской подсвиты чернокаменской свиты на диаграмме K/Al–Mg/Al (Turgeon, Brumsack, 2006), как и собственные им значения ГМ и CIA, позволяют предполагать слабую преобразованность слагающей их тонкой алюмосиликоккластики процессами химического выветривания. В пользу такого предположения свидетельствует и распределение точек аргиллитов на диаграмме K_2O/Al_2O_3 –Ga/Rb (Roy, Roser, 2013), где они локализованы в поле образований холодного/сухого климата (Маслов, 2014).

В публикации (Маслов, 2011) для реконструкции палеоклиматических обстановок формирования верхневендских осадочных последовательностей Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория и ряда других регионов использованы диаграммы CIA_{mol} – K_2O/Na_2O и CIA_{mol} – Al_2O_3 , где $CIA_{mol} = Al_2O_{3mol}/(CaO_{mol} + Na_2O_{mol} + K_2O_{mol})$, так как считается (Goldberg, Humayun, 2010), что CIA_{mol} является более чувствительным индикатором степени химического выветривания, чем индекс CIA. В результате установлено, что максимальный разброс величин CIA_{mol} (47–94) характерен для тонкозернистых обломочных пород серебрянской серии. Это может свидетельствовать в пользу предположений о присутствии в разрезах данного уровня слабо или не преобразованных процессами химического выветривания (ледниковых?) образований.

На составленных Н.М. Чумаковым (Чумаков, Сергеев, 2004) на основе реконструкций (Smith, 2001; Smith, Pickering, 2003) палеогеографических схемах Северо-Восточная Европа (Балтика) в раннем (лапландское/варангерское время) и среднем (редкинско-котлинское время) венде расположена вблизи Южного полюса, а в позднем венде (немакит-далдынский, начало томотского века) смещается примерно на 25–30° в сторону экватора. Блок Аравия в раннем и среднем венде располагался примерно посередине между экватором и Южным полюсом, а в позднем венде перемещается чуть ближе к последнему. Однако на всем протяжении венда Аравия на указанных реконструкциях находится в более низких широтах, чем Балтика.

В работе (Li et al., 2013) указано, что около 580 млн лет назад (по Н.М. Чумакову и В.Н. Сергееву, это начало среднего венда) Балтика располагалась примерно посередине между Южным полюсом и экватором, тогда как Аравийско-Нубийский блок – практически на экваторе. Через 40 млн лет (≈ 540 млн лет назад, середина позднего венда Н.М. Чумакова) Балтика располагалась между 30° и 60° ю. ш., а Аравийско-Нубийский блок – между экватором и 30° ю. ш.

Все перечисленные реконструкции в существенной, если не исключительной, мере основываются на палеомагнитных данных, однако при подготовке их в руках у названных авторов не было данных по осадочным последовательностям верхнего венда западного склона Южного Урала. Их появление для зиганской свиты ашинской серии (Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013) произвело небольшую сенсацию: среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности обломочных пород названной свиты соответствует палеошироте $7.8 \pm 2.5^\circ$ ($10 \pm 3^\circ$) северного или южного полушария, т. е. в конце венда/эдиакария Балтика находилась, по всей видимости, в приэкваториальных широтах.

Мы не будем анализировать иные глобальные палеогеографические реконструкции, основывающиеся на идеях тектоники плит. Не являясь экспертом ни в том, ни в другом, трудно оценить достоверность предлагаемых реконструкций, однако и на примере уже рассмотренных выше некоторых из них хорошо видна тенденция заметного изменения положения тех или иных террейнов и блоков в разных работах. Связано это как с появлением новых данных, так и с изменением методик и подходов к интерпретации уже имеющихся материалов. А с учетом того, что иногда одним из аргументов отнесения тех или иных осадочных толщ к отложениям высоких широт является наличие в них тиллитовидных конгломератов и ленточных сланцев с дропстоунами(?), большинство подобных реконструкций, по всей видимости, еще достаточно далеко от совершенства.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ЕГО ОБСУЖДЕНИЕ

Для исследования особенностей поведения различных индексов выветривания в разрезе венда западного склона Среднего Урала нами использованы данные о содержании основных породообразующих оксидов в глинистых породах (всего около 180 образцов) с величинами потерь при прокаливании менее 6 мас. %. Эти сведения получены в разные годы рентгенофлуоресцентным методом в ИГТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитики – Н.П. Горбунова, О.А. Березикова, Г.М. Ятлук, В.П. Власов, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева). Отбор образцов аргиллитов и глинистых сланцев

выполнен из естественных обнажений в бассейнах рр. Чусовая, Серебрянка, Сылвица, Межевая Утка, Усьва и Койва М.Т. Крупениным и автором данной статьи.

Содержание SiO_2 в глинистых породах рассматриваемой нами выборки варьирует от ≈ 61 до ≈ 71 мас. % (табл. 1). Среднее содержание Al_2O_3 состав-

ляет 17.6 мас. % (минимум – 13.1, максимум – 26.8 мас. %). Минимальное содержание суммарного железа (Fe_2O_3^*) равно 7.2 мас. %, максимальное достигает 12.2 мас. %. Среднее содержание оксидов магния и кальция соответственно 2.4 ± 0.4 и 0.5 ± 0.3 мас. %. Среднее содержание Na_2O равно 1.5 ± 0.7 мас. %, величина $\text{K}_2\text{O}_{\text{cp}}$ составляет $4.2 \pm$

Таблица 1. Средние, минимальные и максимальные содержания основных породообразующих оксидов (мас. %) в тонкозернистых обломочных/глинистых породах венда западного склона Среднего Урала и свойственные им значения ряда палеоклиматических индексов и модулей

Table 1. Average, minimum and maximum contents of main rock-forming oxides (wt %) in fine-grained clastic/clayey rocks of the Vendian of the western slope of the Middle Urals and their characteristic values of a number of paleoclimatic indices and modules

Компонент, индекс, модуль	Свиты				
	Танинская	Гаревская	Койвинская	Бутонская	Керноская
SiO_2	<u>61.64±4.77</u> 54.96–71.18	<u>64.21±3.43</u> 59.12–66.38	<u>60.37±3.58</u> 51.65–66.18	<u>60.26±5.21</u> 54.54–65.72	<u>61.61±2.87</u> 57.16–65.79
TiO_2	<u>0.82±0.16</u> 0.60–1.26	<u>0.96±0.19</u> 0.71–1.17	<u>0.78±0.14</u> 0.63–1.29	<u>0.82±0.14</u> 0.63–0.94	<u>0.79±0.09</u> 0.67–0.95
Al_2O_3	<u>17.33±2.26</u> 13.28–20.60	<u>16.14±1.19</u> 14.89–17.75	<u>18.52±3.05</u> 13.05–26.75	<u>19.26±2.13</u> 16.63–21.33	<u>17.88±1.53</u> 14.96–21.39
Fe_2O_3^*	<u>7.19±1.94</u> 3.24–12.21	<u>6.95±1.33</u> 5.09–8.04	<u>6.88±1.74</u> 1.86–10.28	<u>6.88±2.72</u> 4.33–10.29	<u>6.92±2.50</u> 2.57–9.90
MnO	<u>0.04±0.02</u> 0.01–0.13	<u>0.04±0.02</u> 0.01–0.07	<u>0.05±0.02</u> 0.01–0.11	<u>0.04±0.05</u> 0.01–0.11	<u>0.07±0.05</u> 0.02–0.20
CaO	<u>0.38±0.32</u> 0.12–1.38	<u>0.25±0.21</u> 0.14–0.56	<u>0.47±0.45</u> 0.15–2.16	<u>0.39±0.25</u> 0.18–0.76	<u>0.31±0.17</u> 0.15–0.76
MgO	<u>2.32±0.74</u> 1.22–3.62	<u>2.24±0.30</u> 1.89–2.61	<u>2.19±0.36</u> 1.74–3.42	<u>1.77±0.24</u> 1.52–2.10	<u>2.08±0.30</u> 1.44–2.49
Na_2O	<u>1.75±1.16</u> 0.50–5.34	<u>2.00±0.41</u> 1.50–2.50	<u>1.34±0.57</u> 0.50–2.50	<u>2.52±0.97</u> 1.12–3.33	<u>1.71±0.78</u> 0.25–3.10
K_2O	<u>4.01±1.38</u> 1.30–6.36	<u>3.39±0.59</u> 2.64–4.03	<u>4.57±1.49</u> 2.66–9.63	<u>3.92±1.13</u> 3.01–5.50	<u>4.39±1.09</u> 2.96–7.88
P_2O_5	<u>0.22±0.17</u> 0.06–0.86	<u>0.16±0.07</u> 0.09–0.25	<u>0.17±0.11</u> 0.08–0.60	<u>0.33±0.13</u> 0.16–0.45	<u>0.15±0.11</u> 0.05–0.55
П.п.п.	<u>3.75±0.56</u> 2.71–4.93	<u>3.65±0.48</u> 3.10–4.10	<u>3.84±0.58</u> 2.90–5.10	<u>4.19±0.69</u> 3.50–5.14	<u>3.69±0.41</u> 3.00–4.30
n	21	4	34	4	18
R	<u>0.17±0.03</u> 0.11–0.21	<u>0.15±0.02</u> 0.13–0.18	<u>0.18±0.04</u> 0.12–0.30	<u>0.19±0.04</u> 0.15–0.23	<u>0.17±0.02</u> 0.14–0.21
CIA	<u>69±3</u> 62–77	<u>69±3</u> 65–73	<u>70±6</u> 55–77	<u>68±1</u> 67–70	<u>69±3</u> 59–73
CIW	<u>83±7</u> 66–93	<u>82±3</u> 78–84	<u>86±8</u> 65–94	<u>80±5</u> 77–87	<u>84±6</u> 71–97
CRA	<u>86±7</u> 67–96	<u>83±2</u> 81–86	<u>89±5</u> 76–96	<u>82±7</u> 79–92	<u>87±6</u> 76–98
Mg-индекс	<u>75±6</u> 63–84	<u>74±2</u> 72–77	<u>77±5</u> 67–86	<u>81±2</u> 79–83	<u>77±3</u> 70–84
PIA	<u>52±5</u> 43–60	<u>53±4</u> 49–59	<u>51±6</u> 39–62	<u>53±2</u> 50–55	<u>51±4</u> 42–56
ICV	<u>0.95±0.14</u> 0.72–1.29	<u>0.98±0.08</u> 0.86–1.05	<u>0.90±0.18</u> 0.49–1.31	<u>0.84±0.11</u> 0.70–0.97	<u>0.92±0.18</u> 0.58–1.18
ГМ	<u>0.42±0.09</u> 0.27–0.57	<u>0.38±0.05</u> 0.33–0.45	<u>0.44±0.07</u> 0.31–0.59	<u>0.46±0.12</u> 0.34–0.60	<u>0.42±0.06</u> 0.34–0.51
MIA(o)	<u>61±4</u> 52–68	<u>61±2</u> 59–63	<u>63±5</u> 49–69	<u>63±2</u> 61–66	<u>62±2</u> 55–65

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент, индекс, модуль	Свиты			
	Старопечнинская	Перевалокская	Чернокаменная	Усть-сылвицкая
SiO ₂	<u>59.60±2.61</u> 56.72–63.70	<u>60.41±0.66</u> 59.64–61.91	<u>60.95±1.86</u> 55.50–65.46	62.82
TiO ₂	<u>0.76±0.05</u> 0.69–0.82	<u>0.84±0.04</u> 0.77–0.91	<u>0.87±0.07</u> 0.67–1.10	0.76
Al ₂ O ₃	<u>18.59±2.03</u> 15.32–20.87	<u>17.57±1.20</u> 15.18–18.87	<u>17.05±1.03</u> 14.59–20.76	17.23
Fe ₂ O ₃ *	<u>7.94±0.57</u> 7.19–8.49	<u>8.04±0.35</u> 7.31–8.53	<u>7.33±0.76</u> 5.77–9.91	5.31
MnO	<u>0.05±0.02</u> 0.03–0.08	<u>0.09±0.03</u> 0.05–0.16	<u>0.09±0.05</u> 0.03–0.32	0.03
CaO	<u>0.58±0.58</u> 0.12–1.47	<u>0.52±0.36</u> 0.19–1.22	<u>0.51±0.18</u> 0.14–0.98	0.25
MgO	<u>2.28±0.08</u> 2.15–2.34	<u>2.75±0.17</u> 2.51–3.03	<u>2.48±0.23</u> 1.83–2.96	2.18
Na ₂ O	<u>1.16±0.42</u> 0.70–1.70	<u>1.82±0.20</u> 1.50–2.15	<u>1.40±0.42</u> 0.60–2.40	1.80
K ₂ O	<u>4.62±0.94</u> 3.13–5.71	<u>3.63±0.33</u> 2.97–4.07	<u>4.12±0.49</u> 2.80–5.81	4.42
P ₂ O ₅	<u>0.23±0.19</u> 0.11–0.55	<u>0.16±0.04</u> 0.10–0.21	<u>0.17±0.03</u> 0.11–0.26	0.11
П.п.п.	<u>4.00±0.24</u> 3.70–4.30	<u>3.94±0.29</u> 3.50–4.30	<u>4.48±0.52</u> 3.30–5.70	4.50
n	5	9	82	1
R	<u>0.19±0.03</u> 0.14–0.22	<u>0.17±0.01</u> 0.14–0.18	<u>0.16±0.01</u> 0.13–0.22	0.16
CIA	<u>70±2</u> 67–73	<u>69±3</u> 64–74	<u>69±2</u> 63–75	68
CIW	<u>86±5</u> 79–91	<u>82±4</u> 74–86	<u>84±3</u> 76–91	83
CRA	<u>91±3</u> 87–94	<u>85±2</u> 83–88	<u>88±3</u> 82–94	85
Mg-индекс	<u>76±2</u> 72–79	<u>71±2</u> 68–74	<u>73±2</u> 70–79	76
PIA	<u>51±2</u> 49–54	<u>54±3</u> 50–59	<u>51±3</u> 45–62	49
ICV	<u>0.94±0.07</u> 0.88–1.05	<u>1.01±0.08</u> 0.91–1.18	<u>0.98±0.06</u> 0.82–1.15	0.85
ГМ	<u>0.46±0.06</u> 0.37–0.52	<u>0.44±0.02</u> 0.39–0.47	<u>0.42±0.03</u> 0.32–0.52	0.37
MIA(o)	<u>63±2</u> 60–66	<u>60±2</u> 56–63	<u>61±2</u> 56–64	60

Примечание. В числителе – среднее арифметическое и стандартное отклонение, в знаменателе – минимальное и максимальное содержание/значение; n – число проанализированных образцов.

Note. The numerator is the arithmetic mean and standard deviation, the denominator is the minimum and maximum content/value; n is the number of analyzed samples.

± 1.0 мас. %. Содержание оксида фосфора в глинистых породах варьирует от 0.05 до 0.86 мас. %. Приведенные данные использованы для расчета средних, минимальных и максимальных значений ряда индикаторов химического изменения пород на палеоводосборах.

На диаграмме (Na₂O + K₂O)/Al₂O₃–(Fe₂O₃* + MgO)/SiO₂ (диаграмма НКМ–ФМ (Юдович, Кетрис, 2000)) точки состава глинистых пород серебрянской и сылвицкой серий локализованы преимущественно в поле V (хлорит-сметит-иллитовые глины) (рис. 3).

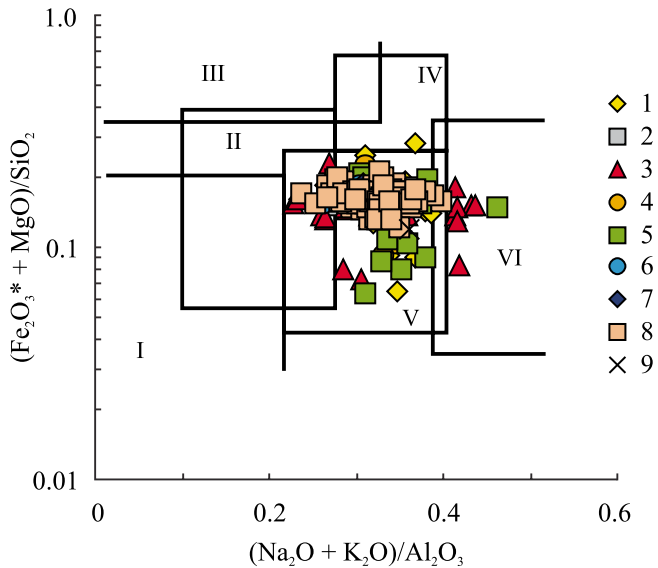


Рис. 3. Положение фигуративных точек глинистых пород венда западного склона Среднего Урала на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Свиты: 1 – танинская, 2 – гаревская, 3 – койвинская, 4 – бутонская, 5 – керноская, 6 – старопечнинская, 7 – перевалокская, 8 – чернокаменная, 9 – усть-сылвицкая. Глины: I – преимущественно каолиновые, II – преимущественно смектитовые с примесью каолинита и иллита, III – преимущественно хлоритовые с примесью Fe-иллита, IV – хлорит-иллитовые, V – хлорит-смектит-иллитовые, VI – иллитовые со значительной примесью тонкорастертых полевых шпатов.

Fig. 3. The position of the data points of the Vendian clayey rocks of the western slope of the Middle Urals on the diagram $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})/\text{SiO}_2$.

Formations: 1 – Tany, 2 – Garevka, 3 – Koiva, 4 – Buton, 5 – Kernos, 6 – Starye Pechi, 7 – Perevalok, 8 – Chernyi Kamen, 9 – Ust-Sylvitsa.

Clays: I – mainly kaolinite, II – mainly smectite with an admixture of kaolinite and illite, III – mainly chlorite with an admixture of Fe-illite, IV – chlorite-illite, V – chlorite-smectite-illite, VI – illite with a significant admixture of finely ground feldspars.

Средние для глинистых пород танинской, гаревской, керносской, перевалокской, чернокаменной и усть-сылвицкой свит венда западного склона Среднего Урала значения индекса Ракстона (R)¹ составляют менее 0.18 и сопоставимы со средними величинами этого параметра в диамиктитах Северного Южного Омана и породах формации Гоуганда. Тонкозернистые обломочные породы койвинской, бутонской и старопечнинской свит обла-

дают несколько более высокими средними значениями R, но и они не достигают 0.20 (рис. 4). С учетом величин стандартных отклонений значения коэффициента R для всех подразделений рассматриваемого разреза можно считать сопоставимыми. На это же указывают и свойственный им разброс минимальных и максимальных значений R. Все в целом позволяет считать, что слагающая разреза венда Среднего Урала тонкая алюмосиликокластика характеризуется достаточно слабым преобразованием процессами выветривания на палеоводосборах, а принципиальные различия между интервалами с признаками влияния на процессы осадконакопления гляциогенных обстановок и лишенными таких признаков отсутствуют. Единственное значимое различие характерно для танинского уровня: средняя величина коэффициента R для глинистых пород составляет здесь 0.17 ± 0.03 , а для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов – 0.10 ± 0.004 .

Средние для глинистых пород различных свит венда значения индекса CIA несколько меньше 70 (рис. 5), что сближает их с диамиктитами Северного Омана. Значения CIA_{cp} для диамиктитов формации Коронейшн несколько больше, а для аргиллитов формации Гоуганда (как и гляциогенных образований Южного Омана, формации Минерал Форк и плейстоценовых ленточных глин, залегающих на породах формации Гоуганда) несколько меньше, чем для тонкозернистых обломочных пород западного склона Среднего Урала. Собственно, как показано выше, и постэоценовые гляциальные, и межгляциальные отложения Антарктического полуострова обладают величинами индекса CIA в интервале от 50 до 65 (Dingle, Lavelle, 1998). С учетом значений стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин индекса CIA осадочные последовательности серебрянской (в том числе глинистые породы танинской свиты и тонкозернистый матрикс тиллитовидных конгломератов этого уровня) и сылвицкой серий представляются вполне сопоставимыми.

Используя свойственные тонкозернистым обломочным породам венда западного склона Среднего Урала значения CIA, можно реконструировать палеоклимат также на основе подхода, предложенного в публикации (González-Álvarez, Kerrich, 2012). Авторы указанной работы сопоставили значения данного индикатора, характерные глинистым породам надсерии Белт-Перселл (Северная Америка), с присущими тонкозернистым осадкам современных крупных рек. Ранее нами (Маслов, 2020) показано, что формирование осадочных последовательностей серебрянской и сылвицкой серий происходило под влиянием рек, сходных по своим характеристикам с современными реками категории 1 (крупные реки/world's major rivers) и категории 2 (реки, дренирующие осадочные образования/rivers draining

¹ Величины всех обсуждаемых индикаторов палеоклимата рассчитаны в соответствии с подходами, изложенными в разделе “Некоторые индексы/индикаторы...”.

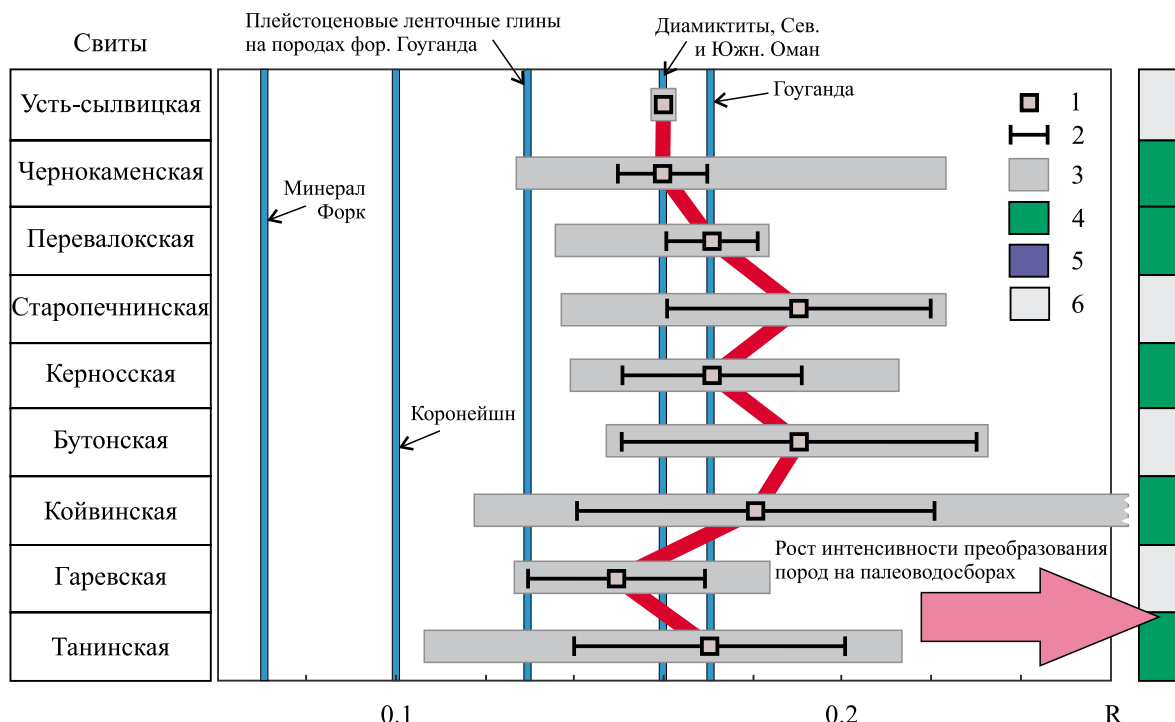


Рис. 4. Вариации средних, минимальных и максимальных величин коэффициента Ракстона для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

1 – среднее арифметическое; 2 – $\pm 1\sigma$; 3 – диапазон между минимальным и максимальным значениями; 4 – значения индикатора, контролируемые в основном климатом на палеоводосборах; 5 – значения индикатора, контролируемые преимущественно составом комплексов пород на палеоводоразделах; 6 – недостаточно данных для выводов.

Fig. 4. Variations in the average, minimum and maximum values of the Ruxton coefficient for clay rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

1 – arithmetic mean; 2 – $\pm 1\sigma$; 3 – range between minimum and maximum values; 4 – the indicator values are controlled mainly by the climate in the paleocatchment areas; 5 – indicator values are controlled mainly by the composition of rock complexes at paleocatchment areas; 6 – insufficient data for conclusions.

“mixed/sedimentary” formations), следовательно, и к рассматриваемым нами отложениям можно использовать подход, опробованный в (González-Álvarez, Kerrich, 2012).

В итоге распределение средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA в глинистых породах серебрянской и сылвицкой серий (рис. 6) дает основание предполагать, что климатические обстановки времени формирования слагающих их осадочных пород были в какой-то мере сходны с характерными в настоящее время для сухого и гумидного субтропического климата. Однако при интерпретации этих данных следует помнить, что, используя величины CIA, свойственные тем или иным осадочным ассоциациям, мы оперируем неким “интегральным палеоклиматическим сигналом”, в который вложена информация о трудноопределимом количестве осадочных циклов, пройденных осадочным материалом. И каждый из таких циклов мог способствовать росту данного параметра независимо от существовавших на последних по счету па-

леоводосборах климатических условиях. В какой-то мере микшировать эти трудности может анализ корреляционных взаимосвязей между индексом CIA и индикаторами состава пород на палеоводосборах (отношения $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, Th/Sc , Th/Cr , La/Sc и др.). В нашем случае для всех посчитанных выборок с числом проанализированных образцов более 10 (танинская, койвинская, керноская, перевалокская и чернокаменская свиты) коэффициент корреляции между индексом CIA и отношением $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ имеет отрицательные значения, варьирующие между -0.71 и -0.15 , что как будто бы предполагает принадлежность основной массы глинистых пород венда Среднего Урала к отложениям с преобладанием петрогенного (первого седиментационного цикла) материала. Это, соответственно, дает нам определенные основания считать, что свойственные им величины индекса CIA и других индикаторов интенсивности выветривания действительно отражают климат, существовавший на палеоводосборах во время их накопления.

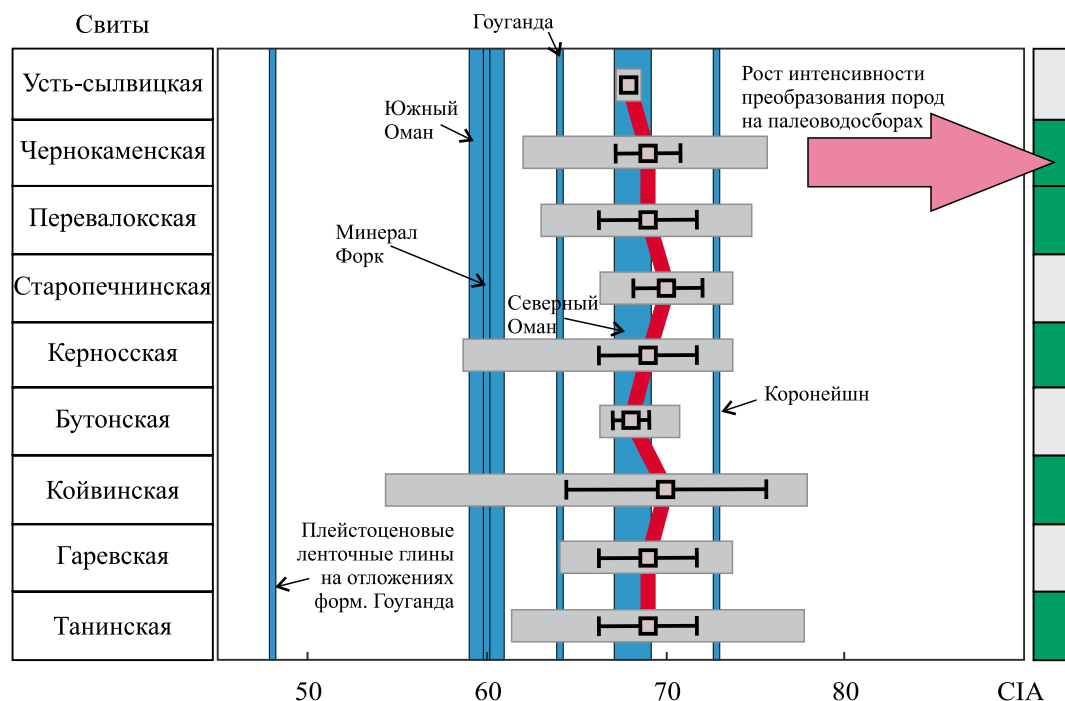


Рис. 5. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 5. Variations in the average, minimum and maximum values of the CIA index for clay rocks of various Vendian formations in the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

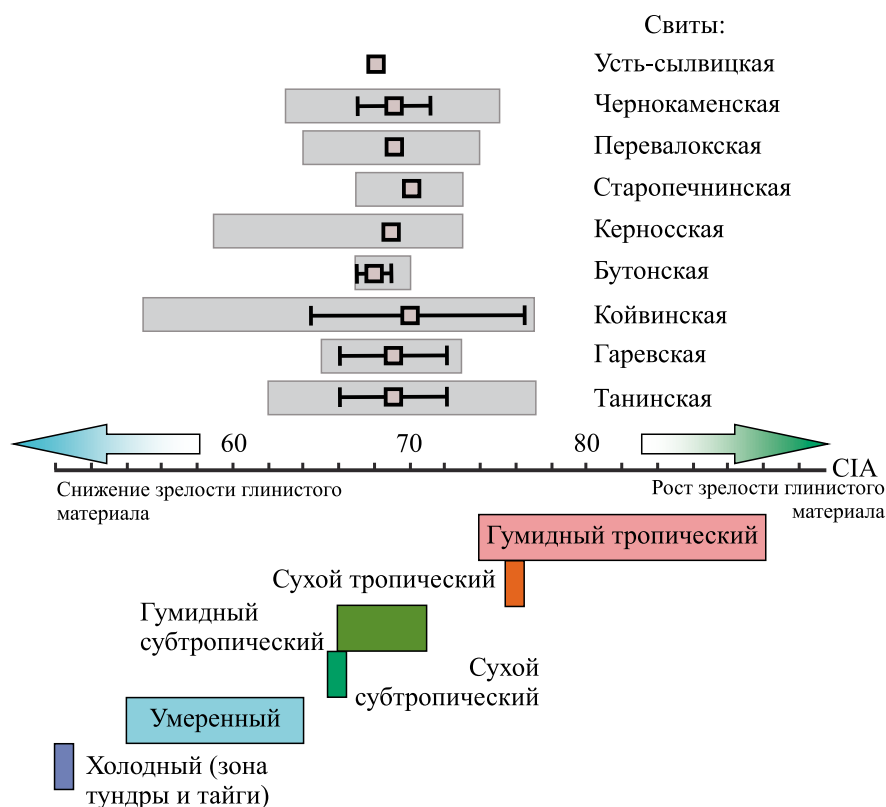


Рис. 6. Распределение средних, минимальных и максимальных величин индекса CIA для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала на фоне данных о значениях этого индикатора, свойственных тонкой терригенной взвеси ряда современных крупных рек.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Distribution of the average, minimum and maximum values of the CIA index for clayey rocks of various Vendian formations in the Middle Urals against the background of data on the values of this indicator characteristic of thin terrigenous suspension of a number of modern large rivers.

Legend – see Fig. 4.

Характерные тонкозернистым обломочным породам венда Среднего Урала средние величины индекса CIW примерно сопоставимы с присущими породам формации Коронейшн и диамиктитам Северного Омана. Гляциогенные породы формаций Гоуганда и Минерал Форк имеют заметно более низкие значения индекса CIW, как и диамиктиты Южного Омана. Какой-либо выраженный тренд значений CIW для рассматриваемых нами осадочных последовательностей не характерен. С учетом стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин индекса CIW глинистые породы серебрянской и сылвицкой серий представляются достаточно сопоставимыми.

Средние для глинистых пород венда Среднего Урала значения индекса CPA варьируют от ≈ 82 до ≈ 92 , что как будто бы указывает на участие в их составе заметно преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластике. Однако для диамиктитов формации Коронейшн среднее значение CPA составляет ≈ 97 (а для огнеупорных глин Латненского месторождения этот параметр равен 100), для гляциогенных отложений формации Минерал Форк $CPA_{cp} = 88$, для диамиктитов Северного Омана $CPA_{cp} = 87$. В целом вариации средних для тонкозернистых обломочных пород величин CPA различных свит рассматриваемого разреза показывают, что с учетом стандартных отклонений только породы, с одной стороны, старопечнинской свиты, а с другой, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различающимися. Все остальные свиты характеризуются вполне сопоставимыми друг с другом средними значениями CPA. Тонкозернистые обломочные породы танинской свиты обладают средним значением $CPA = 86 \pm 7$, для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов данного уровня разреза CPA_{cp} составляет 85 ± 6 . Для глинистых пород танинской, койвинской, керносской и перевалокской свит свойственна отрицательная корреляция между TiO_2/Al_2O_3 и величинами индекса CPA. Это дает основание считать, что для указанных уровней разреза значения названного параметра отражают изменения климата на палеоводосборах. Для тонкозернистых обломочных пород чернокаменской свиты корреляция между TiO_2/Al_2O_3 и CPA слабая положительная ($r = 0.13$), что указывает на контроль величин CPA со стороны состава слагающих палеоводосборы комплексов пород.

Вариации средних значений Mg-индекса несколько иные, чем те, что характерны для большинства рассмотренных выше индикаторов палеоклимата. Так, глинистые породы танинской, гаревской, керносской, перевалокской и чернокаменской свит обладают средними величинами этого индикатора, сопоставимыми со свойственными диамиктитам Северного и Южного Омана или немного ни-

же их (рис. 7). Глинистые породы койвинской, бутонской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит имеют более высокие, чем все используемые нами в данной работе как референтные отложения гляциогенных обстановок. Но если в разрезах койвинской и старопечнинской свит диамиктиты есть, то в разрезах бутонской (породы этой свиты характеризуются повышенным содержанием рассеянного органического вещества) и усть-сылвицкой свит индикаторы гляциогенных обстановок отсутствуют. С учетом величин стандартных отклонений можно считать, что глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит, а также всей сылвицкой серии. Из сказанного можно сделать вывод, что названный уровень сложен наиболее преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластикой.

Рассчитанные нами средние для глинистых пород всех литостратиграфических единиц разреза венда западного склона Среднего Урала значения индекса PIA с учетом величин стандартных отклонений являются статистически не отличимыми друг от друга (для глинистых пород танинской свиты $PIA_{cp} = 79 \pm 7$, для матрикса тиллитовидных конгломератов этой свиты – 71 ± 8). Это же хорошо видно и по свойственным им разбросам минимальных и максимальных значений PIA: в подавляющем большинстве случаев они отвечают всему интервалу значений данного индикатора, рассчитанных нами для плейстоценовых ленточных глин, перекрывающих породы формации Гоуганда, а также гляциогенных образований формаций Минерал Форк, Гоуганда и Коронейшн и диамиктитов Северного и Южного Омана. Корреляция между PIA и отношением TiO_2/Al_2O_3 в тонкозернистых обломочных породах танинской и керносской свит отсутствует ($r = 0.05$ и 0.08), в таких же по гранулометрическому составу породах койвинского уровня, перевалокской и чернокаменской свит она умеренная отрицательная ($r = -0.46$, -0.65 и -0.45). Это предполагает, что значения PIA, свойственные глинистым породам койвинской, перевалокской и чернокаменской свит, определяются в основном климатом на палеоводосборах, а не составом слагающих их комплексов пород.

Свойственные глинистым породам различных свит серебрянской и сылвицкой серий средние значения индекса ICV в основном отвечают диапазону значений данного параметра, характерному для диамиктитов Северного и Южного Омана (рис. 8). Для гляциогенных образований формаций Коронейшн и Гоуганда величины ICV заметно выше, что, кроме всего прочего, указывает на доминирование в их составе тонкорастертого неглинистого (типично ледникового) материала. С учетом величин стандартного отклонения ни одно из ли-

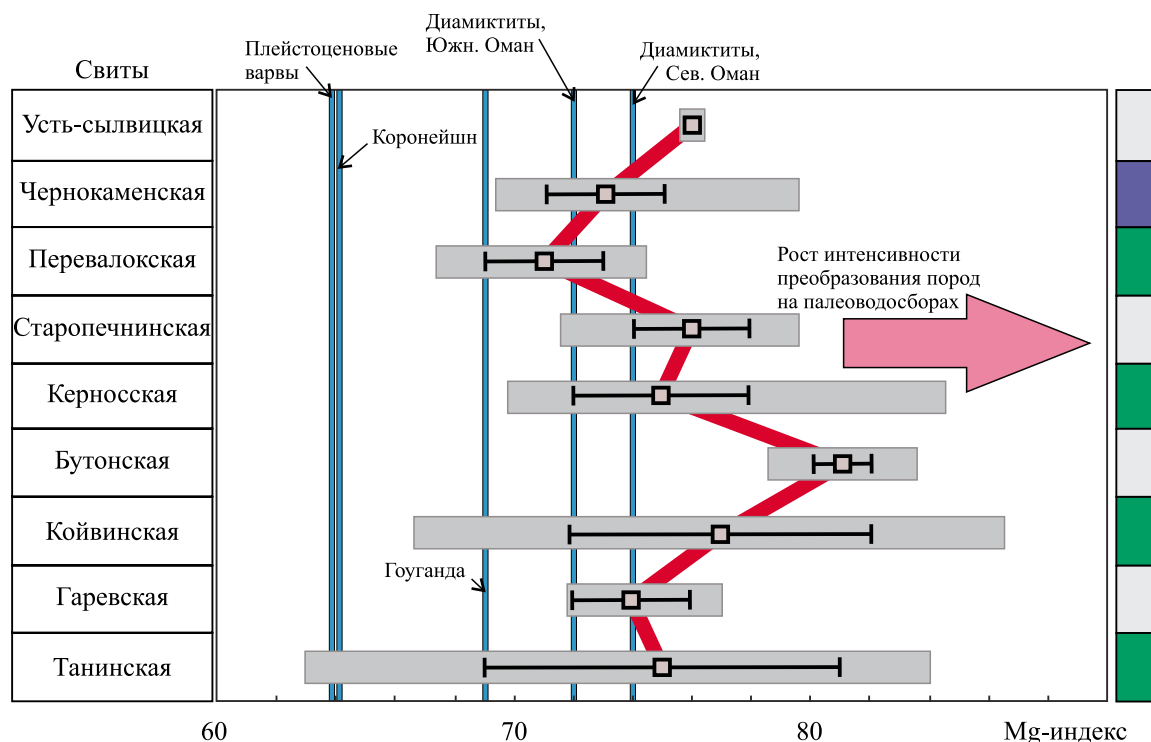


Рис. 7. Вариации средних, минимальных и максимальных величин Mg-индекса для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 7. Variations in the average, minimum and maximum values of the Mg-index for clay rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

тостратиграфических подразделений венда не является сложным каким-либо специфическим типом тонкой алюмосиликокластики, что нашло бы отражение в свойственных ему значениях индекса ICV.

Средние для тонкозернистых обломочных пород различных свит венда Среднего Урала величины ГМ отвечают интервалу значений данного параметра, характерному для диамиктитов Южного Омана и гляциогенных образований формации Гоуганда (рис. 9). Для плейстоценовых ленточных глин, перекрывающих породы формации Гоуганда, а также гляциогенных пород формаций Коронейшн и Минерал Форк величины ГМ заметно ниже, чем у рассматриваемых нами осадочных последовательностей. В целом с учетом величин стандартных отклонений глинистые породы литостратиграфических подразделений с признаками влияния на процессы осадконакопления ледникового климата (танинская, койвинская, керноская и старопечнинская свиты) не отличаются по свойственным им значениям модуля ГМ от не имеющих таких признаков тонкозернистых обломочных образований. Средняя величина ГМ для глинистых по-

род танинской свиты составляет 0.42 ± 0.09 , для тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов $ГМ_{ср} = 0.25 \pm 0.01$. Глинистые породы танинской, переваловской и чернокаменной свит обладают слабовыраженной положительной корреляцией между отношением TiO_2/Al_2O_3 и гидролизатным модулем ($r = 0.06, 0.12$ и 0.04), что предполагает зависимость последнего, скорее, от состава пород на палеоводосборах, чем от климата. Тонкозернистые обломочные породы койвинской и переваловской свит, напротив, имеют умеренную или сильную отрицательную корреляцию между указанными параметрами; таким образом, свойственные им значения ГМ определяются параметрами палеоклимата.

По значениям индекса $МІА(o)_{ср}$ глинистые породы рассматриваемых нами осадочных последовательностей с учетом величин стандартных отклонений принципиально не отличаются друг от друга (рис. 10). Если оперировать только средними значениями данного индикатора, то представляется возможным выделить две группы тонкозернистых обломочных пород. К первой, значения $МІА(o)_{ср}$ для которых сопоставимы или близки значениям дан-

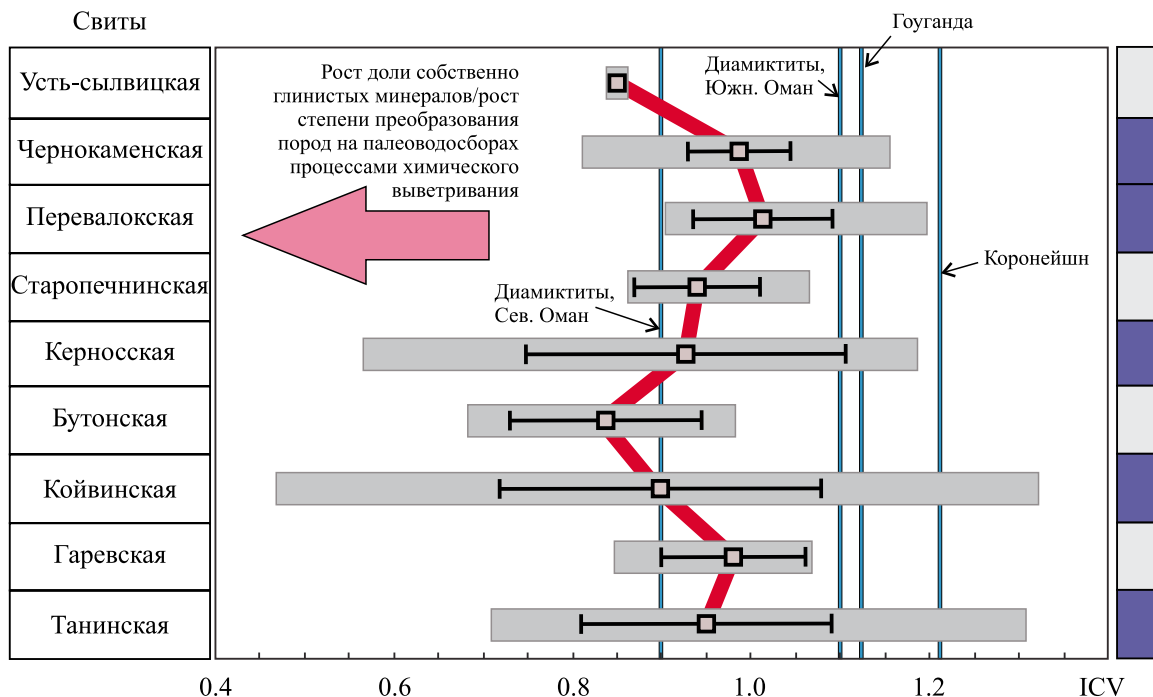


Рис. 8. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса ICV для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 8. Variations in the average, minimum and maximum values of the ICV index for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

ного параметра для гляциальных пород формации Коронейшн и диамиктитов Северного Омана, принадлежат глинистые сланцы и аргиллиты танинской, гаревской, переваловской, чернокаменной и усть-сылвицкой свит. Очевидно, что в данную группу попали как породы из интервалов разреза венда Среднего Урала с признаками влияния на процессы осадконакопления ледового климата, так и те, в которых такие признаки отсутствуют. К другой группе (значения $MIA(o)_{cp}$ в ней несколько выше тех, что свойственны гляциогенным образованиям формации Коронейшн) относятся глинистые породы койвинской, бутонской, керносской и старопечнинской свит, т. е. опять же образования из интервалов с признаками влияния на процессы седиментации ледовых обстановок (койвинская, керноская и старопечнинская свиты) и интервалов, где таких признаков нет (бутонская свита). Между параметром $MIA(o)$ и индикатором состава пород на палеоводосборах – отношением TiO_2/Al_2O_3 в глинистых породах танинской, койвинской и переваловской свит – наблюдается выраженная отрицательная корреляция ($r = -0.77, -0.62$ и -0.84), выступающая индикатором палеоклиматических обстановок. Глинистые породы керносской и черно-

каменной свит, напротив, обладают слабой положительной или слабой отрицательной корреляцией между обеими указанными выше величинами ($r = 0.15$ и -0.02). По всей видимости, свойственные глинистым породам данных уровней разреза венда Среднего Урала значения $MIA(o)$ индикаторами климата на палеоводоразделах керносского и чернокаменского времени не являются. Средние значения $MIA(o)$ для глинистых пород и тонкозернистого матрикса тиллитовидных конгломератов танинского уровня статистически сопоставимы (61 ± 5 и 59 ± 5).

Вариации средних для глинистых пород ряда свит венда западного склона Среднего Урала и индивидуальных (для отдельных образцов) значений индексов CIA, R, PIA, CPA, $MIA(o)$ и гидролизатного модуля в сводном разрезе серебрянской и сылвицкой свит приведены на рис. 11. Сопоставление его с рис. 1 показывает, что, несмотря на присутствие среди осадочных последовательностей венда Среднего Урала нескольких уровней с тиллитовидными конгломератами, форма кривых изменения перечисленных индикаторов палеоклимата существенно отличается от формы аналогичных кривых для Северного Омана.

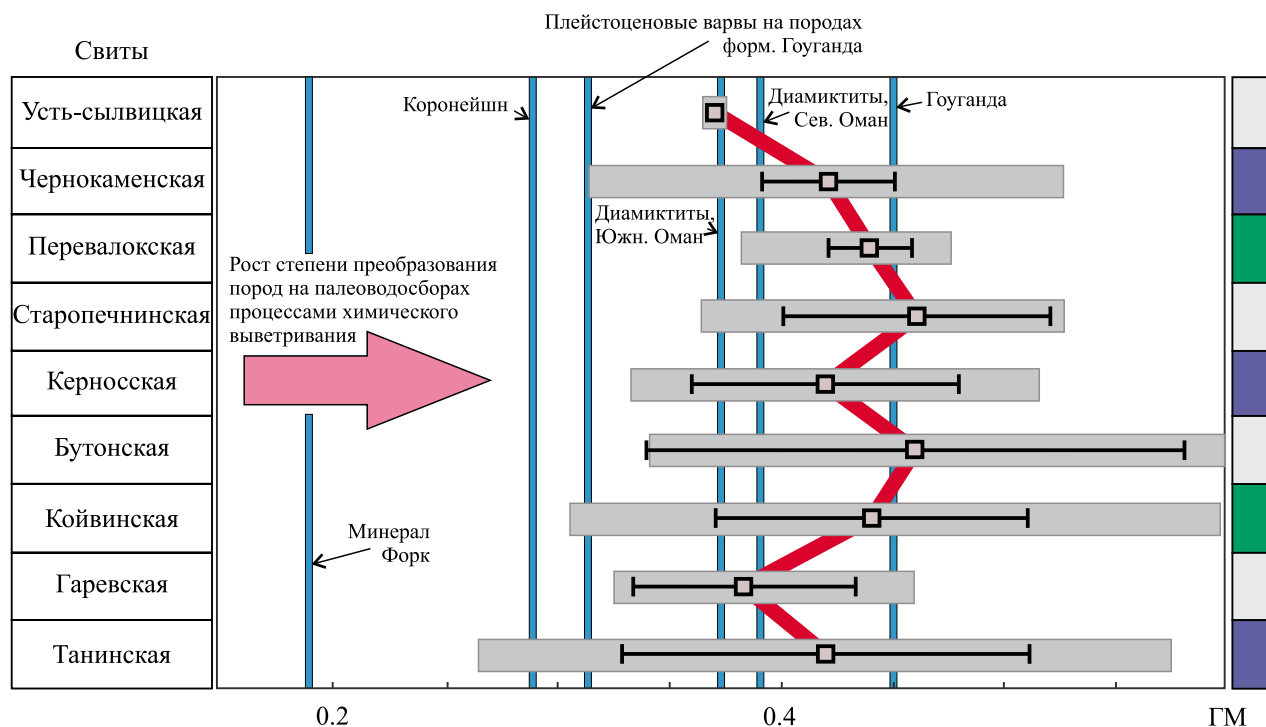


Рис. 9. Вариации средних, минимальных и максимальных величин ГМ для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 9. Variations of average, minimum and maximum values of GM for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

ВЫВОДЫ

Анализ особенностей изменения величин различных химических индексов выветривания в разрезе неопротерозоя Северного Омана показывает, что присутствующие здесь гляциогенные и негляциогенные терригенные породы (аргиллиты и тонкозернистый матрикс диамиктитов) достаточно хорошо могут быть разграничены по присущим им значениям индекса CIA (соответственно в среднем 67 ± 2 и 75 ± 3 , это хорошо показано в работе (Rieu et al., 20076)), а также PIA (74 ± 5 и 85 ± 4), CPA (83 ± 5 и 91 ± 3) и MIA(o) (57 ± 2 и 65 ± 4). Несколько менее успешно это позволяют сделать гидролизатный модуль (соответственно 0.35 ± 0.07 и 0.50 ± 0.10) и индекс Ракстона (0.15 ± 0.03 и 0.20 ± 0.04).

Осадочная последовательность серебрянской и сылвицкой серий, в которой диамиктиты также присутствуют на нескольких уровнях, не обладает описанной выше контрастностью значений различных химических индексов изменения пород на палеоводосборах при осреднении на уровне свит. Так, например, с учетом величин стандартных откло-

нений ($\pm 1\sigma$) значения коэффициента Ракстона для всех литостратиграфических подразделений венда западного склона Среднего Урала можно считать сопоставимыми. Это же свойственно средним для глинистых пород различных свит значениям CIA, по которым с учетом стандартных отклонений и разброса минимальных и максимальных величин осадочные последовательности серебрянской и сылвицкой серий представляются вполне сопоставимыми. Средние величины индекса CIW для глинистых пород различных свит венда примерно сопоставимы с теми, что присущи гляциогенным глинистым породам формации Коронейшн и диамиктитов Северного Омана. Гляциогенные породы формаций Гоуганда и Минерал Форк, как и диамиктиты Южного Омана, имеют заметно более низкие значения индекса CIW, чем тонкозернистые обломочные породы венда Среднего Урала. С учетом значений $\pm 1\sigma$ и разброса минимальных и максимальных величин индексов CIW, PIA, ICV и MIA(o) глинистые породы обеих серий (т. е. как те, что включают в себя гляциогенные отложения, так и лишенные их) представляются статистически не различающимися. Вариации средних

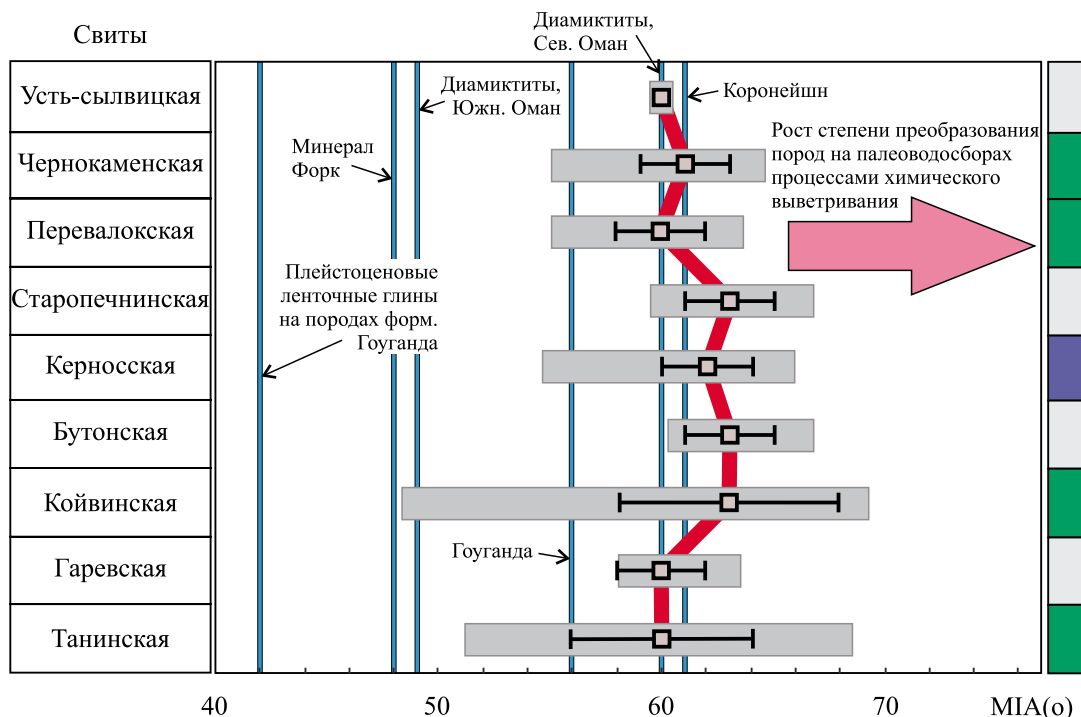


Рис. 10. Вариации средних, минимальных и максимальных величин индекса MIA(o) для глинистых пород различных свит венда Среднего Урала.

Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 10. Variations in the average, minimum and maximum values of the MIA(o) index for clayey rocks of various Vendian formations of the Middle Urals.

Legend – see Fig. 4.

для тонкозернистых обломочных пород различных свит венда величин СРА показывают, что с учетом $\pm 1\sigma$ только породы старопечнинской, гаревской и перевалокской свит можно считать статистически различными. Также с учетом величин $\pm 1\sigma$ глинистые породы бутонской свиты по среднему значению Mg-индекса значительно отличаются от тонкозернистых обломочных пород гаревской и керносской свит, а также всей сылвицкой серии. По-видимому, можно считать, что названный уровень серебрянской серии сложен в отношении Mg-индекса наиболее преобразованной процессами химического выветривания на палеоводосборах тонкой алюмосиликокластикой.

Глинистые породы ряда свит венда Среднего Урала обладают слабовыраженной или умеренной положительной корреляцией между отношением $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и индексами Ракстона, PIA, ICV и гидролизатным модулем, что предполагает определенную зависимость их от состава пород на палеоводосборах. Для тонкозернистых обломочных пород чернокаменской свиты это характерно в отношении подавляющего большинства рассмотренных нами палеоклиматических индикаторов, за исключением индексов CIA и PIA. Аналитические выбор-

ки для глинистых пород гаревской, бутонской, старопечнинской и усть-сылвицкой свит являются в этом отношении непредставительными, так как содержат данные о небольшом числе образцов.

В целом приведенные выше материалы позволяют считать, что при осреднении на уровне свит, даже если в разрезах свит достаточно много несомненно гляциогенных образований, мы в большинстве случаев, по-видимому, не улавливаем/не фиксируем специфические характеристики последних и получаемая нами картина в существенной степени отличается от той, что описана для неопротерозойских отложений Северного Омана и других регионов, для которых есть детальная литохимическая информация. В нашем распоряжении, за исключением сылвицкой серии (Гражданкин и др., 2010), такой информации все еще нет, и, скорее всего, в силу ряда объективных причин (залесенность территории и, соответственно, фрагментарность разрезов почти всех крупных литостратиграфических единиц/свит разреза), получить ее в ближайшем будущем затруднительно, если не невозможно. По-видимому, это звучит несколько пессимистично, но, как представляется, следует из приведенных выше выкладок. Хотя, несомненно, и в



Рис. 11. Вариации величин ряда химических индексов изменения состава пород на палеоводосборах, поставивших тонкую алюмосиликокластику в область осадконакопления, существовавшую на территории современного западного склона Среднего Урала в венде.

Для танинской, гаревской, бутонской и керносской свит показаны средние арифметические значения, для остальных – значения для индивидуальных образцов. Серый фон – интервалы разреза, где присутствуют тиллитовидные конгломераты.

Цифрами в колонках слева показаны свиты: 1 – бутонская, 2 – керноская, 3 – старопечнинская, 4 – переваловская, 5 – усть-сыльвицкая.

1, 3–10 – глинистые породы свит (1 – танинской, 3 – гаревской, 4 – койвинской, 5 – бутонской, 6 – керносской, 7 – старопечнинской, 8 – переваловской, 9 – чернокаменской, 10 – усть-сыльвицкой); 2 – тонкозернистый матрикс тиллитовидных конгломератов танинской свиты; 11 – величины стандартного отклонения ($\pm 1\sigma$).

Fig. 11. Variations in the values of chemical indices of changes in the composition of rocks in paleowatersheds that supplied fine-grained aluminosiliciclastics to the sedimentation area that existed on the territory of the modern western slope of the Middle Urals in the Vendian.

Arithmetic mean values are shown for the Tany, Garevka, Buton, and Kernos formations; for the rest, the values for individual samples. The gray background shows the intervals of the section, where tillite-like conglomerates are present.

The numbers in the columns on the left show the formations: 1 – Buton, 2 – Kernos, 3 – Starye Pechi, 4 – Perevalok, 5 – Ust-Sylvitsa.

1, 3–10 – clayey rocks of formations (1 – Tany, 3 – Garevka, 4 – Koiva, 5 – Buton, 6 – Kernos, 7 – Starye Pechi, 8 – Pereval, 9 – Chernyi Kamen, 11 – Ust-Sylvitsa); 2 – fine-grained matrix of tillite-like conglomerates of the Tany Formation; 10 – standard deviation ($\pm 1\sigma$) values.

сказанном нами найдутся положения для критики. Так, свойственные глинистым породам разных свит венда Среднего Урала средние величины РІА варьируют в интервале 49–54, что более свойственно отложениям современных перигляциальных зон, а для диамиктитов Северного Омана среднее значение данного индикатора равно 75. Но по средним величинам СІА (68–70) глинистые породы всех свит венда Среднего Урала вполне сопоставимы с диамиктитами (67 ± 2) Северного Омана.

В итоге остается пользоваться “широкими мазками”, к числу которых относится, на наш взгляд, подход к реконструкции палеоклимата, предложенный в публикации (González-Álvarez, Kerrich, 2012). Однако при таком подходе получается, что значения индекса СІА в глинистых породах венда западного склона Среднего Урала дают основание предполагать сходство климатических обстановок названной эпохи с характерными в настоящее время для сухого и гумидного субтропического климата, что несколько странно.... Поэтому, если мы оперируем “интегральным палеоклиматическим сигналом”, то это не препятствует сделать при его интерпретации “один шаг назад” и думать, что на палеоводосборах венда существовал в основном семигумидный/семиаридный климат. Это представляется как будто более разумным, но отвечает ли истине, особенно если вспомнить, что, по палеомагнитным данным (Levashova et al., 2013; Федорова и др., 2013), в самом конце венда Восточно-Европейская платформа находилась в приэкваториальных широтах.

Благодарности

Автор искренне признателен рецензентам, работа которых с рукописью статьи способствовала ее улучшению, а также Н.С. Глушковой, выполнившей все иллюстрации к данной публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. (1982) Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 140 с.
- Бортников Н.С., Савко А.Д., Новиков В.М., Боева Н.М., Соболева С.В., Жегалло Е.А., Дмитриев Д.И., Крайнов А.В., Жухлисов А.П., Бушуева Е.Б. (2016) Латенское месторождение огнеупорных глин (Центральная Россия). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 487–500.
- Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. (1985) Т. 2. Стратиграфия и геологические процессы. М.: Наука, 238 с.
- Географический атлас России. (1997) М.: Картография, 164 с.
- 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. (2015) Место венда в

- международной стратиграфической шкале. *Геология и геофизика*, **56**(4), 703-717.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. (2010) Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 280 с.
- Кузнецов В.Г. (2011) Литология. Основы общей (теоретической) литологии. М.: Науч. мир, 360 с.
- 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 сыльвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы. *Докл. АН*, **473**(3), 341-345.
- Маслов А.В. (2010а) Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 1. Поздний архей, протерозой. *Литология и полез. ископаемые*, (4), 423-445.
- Маслов А.В. (2010б) Гляциогенные и связанные с ними осадочные образования: основные литохимические особенности. Сообщение 2. Палеозой, кайнозой. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 496-518.
- Маслов А.В. (2011) Вендские осадочные последовательности и индикаторы палеоклимата: новые данные. *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Мат-лы науч. чтений памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 14*. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 93-99.
- Маслов А.В. (2014) К реконструкции палеоклиматических обстановок формирования отложений крутинской подсвиты чернокаменной свиты (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*. Вып. 161, 70-71.
- Маслов А.В. (2020) Категории водосборов-источников тонкой алюмосиликокластики для отложений серебрянской и сыльвицкой серий венда (Средний Урал). *Литосфера*, **20**(6), 751-770.
- 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., Крупенин М.Т., Киселева Д.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых алюмосиликокластических пород серебрянской серии венда Среднего Урала. *Геохимия*, (10), 1032-1062.
- 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. (2013а) Новые данные о возрасте ледниковых отложений венда Среднего Урала. *Докл. АН*, **449**(3), 322-327.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н. (2018) Редокс-статус океана 2500–500 млн лет назад: современные представления. *Литология и полез. ископаемые*, (3), 207-230.
- Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Федоров Ю.Н., Гареев Э.З. (2013б) Некоторые литогеохимические особенности тонкозернистых обломочных пород складчатой и нескладчатой молассы венда (западная мегазона Южного и Среднего Урала, восток и северо-восток Русской платформы). *Литосфера*, (1), 17-35.
- Ронкин Ю.Л., Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Миценс 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 чернокаменной свиты сыльвицкой серии венда (Средний Урал). *Докл. АН*, **411**(3), 354-359.
- Федорова Н.М., Левашова Н.М., Баженов М.Л., Меерт Дж.Дж., Сергеева Н.Д., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Кузнецов Н.Б., Кадыров А.Ф., Хидиятов М.М. (2013) Восточно-Европейская платформа в конце эдиакария: новые палеомагнитные и геохронологические данные. *Геология и геофизика*, **54**(11), 1782-1794.
- Чумаков Н.М. (2004) Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. М.: Наука, 259-270.
- Чумаков Н.М. (2015) Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 160 с.
- Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. (2004) Проблема климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события. *Климат в эпохи крупных биосферных перестроек*. М.: Наука, 271-289.
- 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.
- Au P.-I., Leong Y.-K. (2016) Surface Chemistry and reology of Slurries of Kaolinite and Montmorillonite from Different Sources. *KONA Powder Particle J.*, (33), 17-32.
- 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.
- Ban J.-D., Moon S.-W., Lee S.-W., Lee J.-G., Seo Y.-S. (2017) Physical and Chemical Weathering Indices for Biotite Granite and Granitic Weathered Soil in Gyeongju. *J. Eng. Geol.*, **27**, 451-462.
- Barshad I. (1966) The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf.*, Jerusalem, 167-173.
- Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. (2000) New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**, 175-178.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. (2011) An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quat. Int.*, **240**, 12-21.
- Ceryan S. (2018) Weathering Indices Used in Evaluation of the Weathering State of Rock Material. *Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology*. IGI Global, 132-186.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J., Calmels D., Galy V., Hilton R.G., Louvat P., France-Lanord C. (2014) Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion. *Earth*

- Planet. Sci. Lett.*, **401**, 359-372.
- Dingle R.V., Lavelle M. (1998) Late Cretaceous–Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **141**, 215-232.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Sci. Rev.*, 201, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- 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**, 99-119.
- Ehrmann W. (1998) Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **139**, 213-231.
- 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**, 921-924.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*, **159**, 3-30.
- Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.*, **336**, 81-95.
- Goldberg K., Humayun M. (2010) The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **293**, 175-183.
- González-Álvarez 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. *Precamb. Res.*, **208-211**, 174-196.
- Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z. (2018) Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **227**, 48-63.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Heidari A., Osat M., Konyushkova M. (2022) Geochemical indices as efficient tools for assessing the soil weathering status in relation to soil taxonomic classes. *Catena*, **208**, 105716. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105716>
- Hessler A.M., Zhang J., Covault J., Ambrose W. (2017) Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, **45**, 911-914.
- Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. (2001) Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(12), 2007-2016.
- Irfan T.Y. (1996) Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **29**, 5-35.
- Irfan T.Y. (1999) Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **32**, 317-348.
- Kellerhals P., Matter A. (2003) Facies analysis of a glaciomarine sequence, the Neoproterozoic Mirbat Sandstone Formation, Sultanate of Oman. *Eclog. Geol. Helvetiae*, **96**, 49-50.
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- 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.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P. (2013) Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment. Geol.*, **294**, 219-232.
- Lindsey D.A. (1969) Glacial sedimentation of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *GSA Bull.*, **80**, 1685-1704.
- Marques E.A.G., Amaral Vargas E.Jr., Leao M.F. (2020) Weathering of Rocks in Brazil. *Soft Rock Mechanics and Engineering*. Springer Nature Switzerland AG, 251-290.
- Maynard J.B. (1992) Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, **100**, 279-289.
- McLennan S.M. (1993) Weathering and global denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303.
- Mohsen Q., El-Maghraby A. (2010) Characterization and assessment of Saudi clays raw material at different area. *Arab. J. Chem.*, (3), 271-277.
- Nadłonek W., Bojakowska I. (2018) Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland). *Appl. Ecol. Environ. Res.*, **16**, 2453-2473.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1989) Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, **97**, 129-147.
- Ojakangas R.W., Matsch C.L. (1980) Upper Precambrian (Eocambrian) Mineral Fork Tillite of Utah: A continental glacial glaciomarine sequence. *GSA Bull.*, **91**, 495-501.
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504.
- Price J.R., Velbel M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.*, **202**, 397-416.
- Rieu R., Allen P.A., Etienne J.L., Cozzi A., Wiechert U. (2006) A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and “atypical” cap carbonate associated with bedrock paleovalleys, Mirbat area, southern Oman. *Basin Res.*, **18**, 471-496.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007a) Compositional and mineralogical variations in a Neoproterozoic glacially influenced succession, Mirbat area, south Oman: Implications for paleoweathering conditions. *Precamb. Res.*, **154**, 248-265.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007b) Climatic cycles during a Neoproterozoic “snowball” glacial epoch. *Geology*, **35**, 299-302.
- Roy D.K., Roser B.P. (2013) Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. *Gondw. Res.*, **23**, 1163-1171.
- Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical

- Weathering of Rocks. *J. Geol.*, **76**, 518-527.
- Shaaibu S., Abdullahi A.U., Sadiq Y.O., Odey O.A. (2020) Physio-Chemical and Thermal Properties of Alkaline Kaolin, Bauchi State, Nigeria for Ceramics Applications. *FUTY J. Environ.*, **14**(1), 60-68.
- Shao J.Q., Yang S.Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 1178-1187.
- Sheldon N.D., Tabor N.J. (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Sci. Rev.*, **95**, 1-52.
- Smith A.G. (2001) Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time. *The ecology of the Cambrian radiation*. N. Y.: Columbia University press, 11-16.
- Smith A.G., Pickering K.T. (2003) Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth. *J. Geol. Soc. (London)*, **160**, 337-340.
- Smith A.J.B. (2007) The paleo-environmental significance of the Iron-formations and Iron-rich mudstones of the Mesoarchean Witwatersrand-Mozaan basin, South Africa. Magister Sci. dissertation. University of Johannesburg. South Africa, 208 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.
- Yahaya S., Jikan S.S., Badarulzaman N.A., Adamu A.D. (2017) Chemical Composition and Particle Size Analysis of Kaolin. *Traektoriâ Nauki = Path of Science*, **3**(10), 1001-1004.
- Young G.M. (2001) Comparative Geochemistry of Pleistocene and Paleoproterozoic (Huronian) Glaciogenic Laminated Deposits: Relevance to Crustal and Atmospheric Composition in the Last 2.3 Ga. *J. Geol.*, **109**, 463-477.
- Young G.M. (2002) Geochemical investigation of a Neoproterozoic glacial unit: The Mineral Fork Formation in the Wasatch Range, Utah. *GSA Bull.*, **114**, 387-399.
- Young G.M., Nesbitt H.W. (1985) The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada: stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precamb. Res.*, **29**, 265-301.
- Barshad I. (1966) The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf.*, Jerusalem, 167-173.
- Bortnikov N.S., Savko A.D., Novikov V.M., Boeva N.M., Soboleva S.V., Zhukhlistov A.P., Dmitriev D.I., Krainov A.V., Zhegallo E.A., Bushueva E.B. (2016) The Latenskoe refractory clay deposit (Central Russia). *Lithol. Miner. Resour.*, **51**(6), 425-438.
- Brasier M., McCarron G., Tucker R., Leather J., Allen P., Shields G. (2000) New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Gubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**, 175-178.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. (2011) An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quat. Int.*, **240**, 12-21.
- Ceryan S. (2018) Weathering Indices Used in Evaluation of the Weathering State of Rock Material. *Handbook of Research on Trends and Digital Advances in Engineering Geology. IGI Global*, 132-186.
- Chumakov N.M. (2004) Glacial and ice-free climate in the Precambrian. *Climate in the Epochs of Major Biospheric Transformations*. Moscow, Nauka Publ., 259-270. (In Russ.)
- Chumakov N.M. (2015) Glaciation of the Earth: History, stratigraphic and biospheric significance. Moscow, GEOS Publ., 160 p. (In Russ.)
- Chumakov N.M., Sergeev V.N. (2004) The problem of climatic zoning in the Late Precambrian. Climate and biosphere events. *Climate in the Epochs of Major Biospheric Transformations*. Moscow, Nauka Publ., 271-289. (In Russ.)
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995) The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 2919-2940.
- Cullers R.L. (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- Dellinger M., Gaillardet J., Bouchez J., Calmels D., Galy V., Hilton R.G., Louvat P., France-Lanord C. (2014) Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **401**, 359-372.
- Dingle R.V., Lavelle M. (1998) Late Cretaceous–Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **141**, 215-232.
- Dinis P.A., Garzanti E., Hahn A., Vermeesch P., Cabral-Pinto M. (2020) Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Sci. Rev.*, **201**, 103039. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103039>
- Duzgoren-Aydin N.S., Aydin A., Malpas J. (2002) Reassessment of chemical weathering indices: case study of pyroclastic rocks of Hong Kong. *Eng. Geol.*, **63**, 99-119.
- Ehrmann W. (1998) Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **139**, 213-231.
- Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. (1995) Unraveling

REFERENCES

- the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23**, 921-924.
- Fedorova N.M., Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Sergeeva N.D., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Kuznetsov N.B., Kadyrov A.F., Khidiyatov M.M. (2013) The East European Platform in the Late Ediacaran: new paleomagnetic and geochronological data. *Russ. Geol. Geophys.*, **54**(11), 1392-1401.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P., Allègre C.J. (1999) Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem. Geol.*, **159**, 3-30.
- Garzanti E., Resentini A. (2016) Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sediment. Geol.*, **336**, 81-95.
- Geographical Atlas of Russia. (1997) Moscow, Cartography Publ., 164 p. (In Russ.)
- Goldberg K., Humayun M. (2010) The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **293**, 175-183.
- González-Álvarez 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. *Precamb. Res.*, **208-211**, 174-196.
- 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.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2015) The room for the Vendian in the International Chronostratigraphic Chart. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 549-559.
- Grazhdankin D.V., Maslov A.V., Krupenin M.T., Ronkin Yu.L. (2010) Sedimentary systems of the Sylviska Group (Upper Vendian of the Middle Urals). Ekaterinburg, UB RAS Publ., 280 p. (In Russ.)
- Guo Y., Yang S., Su N., Li C., Yin P., Wang Z. (2018) Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **227**, 48-63.
- Harnois L. (1988) The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, **55**, 319-322.
- Heidari A., Osat M., Konyushkova M. (2022) Geochemical indices as efficient tools for assessing the soil weathering status in relation to soil taxonomic classes. *Catena*, **208**, 105716. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105716>
- Hessler A.M., Zhang J., Covault J., Ambrose W. (2017) Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America. *Geology*, **45**, 911-914.
- Huber H., Koeberl C., McDonald I., Reimold W.U. (2001) Geochemistry and petrology of Witwatersrand and Dwyka diamictites from South Africa: Search for an extraterrestrial component. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**(12), 2007-2016.
- Irfan T.Y. (1999) Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **32**, 317-348.
- Irfan T.Y. (1996) Mineralogy, fabric properties and classification of weathered granites in Hong Kong. *Quart. J. Eng. Geol.*, **29**, 5-35.
- Kellerhals P., Matter A. (2003) Facies analysis of a glaciomarine sequence, the Neoproterozoic Mirbat Sandstone Formation, Sultanate of Oman. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **96**, 49-50.
- Kuznetsov N.B., Romanyuk T.V., Belousova E.A., Krupenin M.T., Maslov A.V. (2017) The results of geochronological and isotope-geochemical study of zircons from tuff of the Sylviska 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.
- Kuznetsov V.G. (2011) Lithology. Foundations of general (theoretical) lithology. Moscow, Nauchnyi mir Publ., 360 p. (In Russ.)
- Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals. *Precamb. Res.*, **236**, 16-30.
- 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.
- Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P. (2013) Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sediment. Geol.*, **294**, 219-232.
- Lindsey D.A. (1969) Glacial sedimentation of the Precambrian Gowganda Formation, Ontario, Canada. *GSA Bull.*, **80**, 1685-1704.
- Marques E.A.G., Amaral Vargas E.D. Jr., Leao M.F. (2020) Weathering of Rocks in Brazil. *Soft Rock Mechanics and Engineering*. Springer Nature Switzerland AG, 251-290.
- Maslov A.V. (2020) Categories of Vendian catchments – sources of fine-grained aluminosiliciclastic materials for the Serebryanka and Sylviska group deposits (Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, **20**(6), 751-770. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-751-770>
- Maslov A.V. (2010a) Glaciogenic and related sedimentary rocks: main lithochemical features. Communication 1. Late Archean and Proterozoic. *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(4), 377-397.
- Maslov A.V. (2010b) Glaciogenic and related sedimentary rocks: main lithochemical features. Communication 2. The Paleozoic and Cenozoic. *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(5), 443-464.
- Maslov A.V. (2011) Vendian sedimentary sequences and paleoclimate indicators: new evidence. *Problems of mineralogy, petrography and metallogeny. Scientific materials. readings in memory of P.N. Chirvinsky*. Iss. 14. Perm', Perm' University Publ., 93-99. (In Russ.)
- Maslov A.V. (2014) On the reconstruction of the paleoclimatic conditions of the formation of deposits of the Krutikha Subformation of the Chernyi Kamen Formation (Middle Urals). *Tr. IGG UB RAS*. Vyp. 161, 70-71. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical, and geochemical indicators of paleoclimate: evidence from Riphean of the Southern Urals. *Litol. Polezn. Iskop.*, **38**(5), 427-446. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Kiseleva D.V. (2011) Litho-geochemistry of the fine-grained siliciclastic rocks of the Vendian Serebryanka group of the Central Urals. *Geochem. Int.*, **49**(10), 974-1001.
- Maslov A.V., Meert J., Levashova N.M., Ronkin Yu.L., Grazhdankin D.V., Kuznetsov N.B., Krupenin M.T., Fedorova N.M., Ipat'eva I.S. (2013a) New constraints for the age of Vendian glacial deposits (Central Urals). *Dokl.*

- Earth Sci.*, **449**(1), 303-308.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N. (2018) Ocean redox state at 2500–500 Ma: modern concepts. *Lithol. Miner. Resour.*, **53**(3), 190-211.
- Maslov A.V., Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Fedorov Yu.N., Gareev E.Z. (2013b) Some lithogeochemical characteristics of fine-grained clastic rocks in folded and unfolded Vendian molasses (western megazone of the South and Middle Urals, eastern and north-eastern regions of Russian Platform). *Lithosphere (Russia)*, (1), 17-35. (In Russ.)
- Maynard J.B. (1992) Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. *J. Geol.*, **100**, 279-289.
- McLennan S.M. (1993) Weathering and global denudation. *J. Geol.*, **101**, 295-303.
- Mohsen Q., El-Maghraby A. (2010) Characterization and assessment of Saudi clays raw material at different area. *Arab. J. Chem.*, (3), 271-277.
- Nadłonek W., Bojakowska I. (2018) Variability of chemical weathering indices in modern sediments of the Vistula and Odra rivers (Poland). *Appl. Ecol. Environ. Res.*, **16**, 2453-2473.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1989) Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.*, **97**, 129-147.
- Ojakangas R.W., Matsch C.L. (1980) Upper Precambrian (Eocambrian) Mineral Fork Tillite of Utah: A continental glacial glaciomarine sequence. *GSA Bull.*, **91**, 495-501.
- Parker A. (1970) An index of weathering for silicate rocks. *Geol. Mag.*, **107**, 501-504.
- Price J.R., Velbel M.A. (2003) Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chem. Geol.*, **202**, 397-416.
- Rieu R., Allen P.A., Etienne J.L., Cozzi A., Wiechert U. (2006) A Neoproterozoic glacially influenced basin margin succession and “atypical” cap carbonate associated with bedrock paleovalleys, Mirbat area, southern Oman. *Basin Res.*, **18**, 471-496.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007a) Compositional and mineralogical variations in a Neoproterozoic glacially influenced succession, Mirbat area, south Oman: Implications for paleoweathering conditions. *Precamb. Res.*, **154**, 248-265.
- Rieu R., Allen P.A., Plötze M., Pettke T. (2007b) Climatic cycles during a Neoproterozoic “snowball” glacial epoch. *Geology*, **35**, 299-302.
- 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 beds in the Chernokamen Formation, Vendian Sylvis Group (Central Urals). *Dokl. Earth Sci.*, **411A**(9), 1341-1345.
- Roy D.K., Roser B.P. (2013) Climatic control on the composition of Carboniferous–Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. *Gondw. Res.*, **23**, 1163-1171.
- Ruxton B.P. (1968) Measures of the Degree of Chemical Weathering of Rocks. *J. Geol.*, **76**, 518-527.
- Shaaibu S., Abdullahi A.U., Sadiq Y.O., Odey O.A. (2020) Physio-Chemical and Thermal Properties of Alkaline Kaolin, Bauchi State, Nigeria for Ceramics Applications. *FUTY J. Environ.*, **14**(1), 60-68.
- Shao J.Q., Yang S.Y. (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin. Sci. Bull.*, **57**, 1178-1187.
- Sheldon N.D., Tabor N.J. (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Sci. Rev.*, **95**, 1-52.
- Smith A.G. (2001) Paleomagnetically and tectonically based global maps for Vendian to Mid-Ordovician time. *The ecology of the Cambrian radiation*. N. Y., Columbia University press, 11-16.
- Smith A.G., Pickering K.T. (2003) Oceanic gateways as a critical factor to initiate icehouse Earth. *J. Geol. Soc. (Lond.)*, **160**, 337-340.
- Smith A.J.B. (2007) The paleo-environmental significance of the Iron-formations and Iron-rich mudstones of the Mesoarchean Witwatersrand-Mozaan basin, South Africa. Master Sci. dissertation. University of Johannesburg. South Africa, 208 p.
- The Vendian System. V. 2. Regional Geology. (1990) Berlin Heidelberg, Springer, 273 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.
- Yahaya S., Jikan S.S., Badarulzaman N.A., Adamu A.D. (2017) Chemical Composition and Particle Size Analysis of Kaolin. *Traektoriâ Nauki = Path of Science*, **3**(10), 1001-1004.
- Yasamanov N.A. (1985) Ancient Climates of the Earth. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 294 p. (In Russ.)
- Young G.M. (2001) Comparative Geochemistry of Pleistocene and Paleoproterozoic (Huronian) Glaciogenic Laminated Deposits: Relevance to Crustal and Atmospheric Composition in the Last 2.3 Ga. *J. Geol.*, **109**, 463-477.
- Young G.M. (2002) Geochemical investigation of a Neoproterozoic glacial unit: The Mineral Fork Formation in the Wasatch Range, Utah. *GSA Bull.*, **114**, 387-399.
- Young G.M., Nesbitt H.W. (1985) The Gowganda Formation in the southern part of the Huronian outcrop belt, Ontario, Canada: stratigraphy, depositional environments and regional tectonic significance. *Precamb. Res.*, **29**, 265-301.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) Fundamentals of lithochemistry. St. Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2011) Geochemical indicators of lithogenesis (lithological geochemistry). Syktyvkar, Geoprint Publ., 742 p. (In Russ.)

УДК 553.435:549.3(470.5)

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-2-179-199

Диагенез обломочных руд Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): минералого-геохимические данные и термодинамическое моделирование

И. Ю. Мелекесцева, В. В. Масленников, Г. А. Третьяков

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.07.2021 г., принята к печати 30.11.2021 г.

Объект исследования. Преобразованные обломочные руды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, залегающего в серпентинитах Главного Уральского разлома. **Материалы и методы.** Исследованы текстуры и структуры руд, методом LA ICP MS определены содержания элементов-примесей в сульфидах и оксидах, в программе Selektor проведено физико-химическое моделирование диагенетического образования аксессуарных арсенидов. **Результаты.** Обломочные руды представлены преобразованными гравелитами, содержащими угловатые и округлые обломки серпентинитов, сульфидов и хромита в псаммитовой матрице такого же минерального состава. Гидротермальные минералы в обломках не сохранились; они замещены кристаллическим пиритом-2, пористым пиритом-3, ксеноморфным пиритом-4, пирротин, халькопиритом, магнетитом. Халькопирит и магнетит замещают все сульфиды, сульфиды арсенидов, хромит, а также нерудные минералы. Хромит присутствует в серпентинитовых обломках и представлен отдельными обломками кристаллов. В матрице наблюдаются идиоморфные кристаллы кобальтина с включениями никелина, герсдорфита и самородного золота. Кристаллический пирит-2 характеризуется повышенными содержаниями Mn, Co, Ni, Cu и Zn. Пористый пирит-3 содержит повышенные концентрации Co, Cu и Se. Ксеноморфный пирит-4 обогащен большинством элементов-примесей по сравнению с другими сульфидами и другими генерациями пирита. Халькопирит характеризуется повышенными содержаниями Zn и Se. Пирротин содержит самые высокие концентрации Ni (1770 г/т) и повышенные – Co (407 г/т). **Выводы.** Главные элементы-примеси руд месторождения (Co и Ni), а также Cu, Zn и Mn присутствуют не только в сульфидах, но и в оксидах: хромит содержит Zn и Ni, а магнетит – Mn и Cu. Селен содержится в сопоставимых количествах во всех сульфидах. Теллур главным образом концентрируется в пирите-4. По сравнению с другими колчеданными месторождениями серпентинит-сульфидные гравелиты Ишкининского месторождения были преобразованы не выше стадии диагенеза. Диагенетическое преобразование обломочных руд привело к формированию аутигенных кобальтина, герсдорфита, никелина и самородного золота в результате высвобождения элементов-примесей из первичных гидротермальных сульфидов, что отразилось на общем низком уровне содержаний элементов-примесей в позднедиагенетических минералах. Термодинамическое моделирование показало возможность образования As-содержащих фаз (в частности, никелина) при температурах до 200°C и ниже.

Ключевые слова: сульфиды, пирит, пирротин, халькопирит, оксиды, магнетит, хромит, элементы-примеси, физико-химическое моделирование, Ишкининское месторождение, Главный Уральский разлом, Южный Урал

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственной бюджетной темы № АААА-А18-118060890054-0

Diagenesis of clastic ores of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit (Southern Urals): Mineralogical-geochemical data and thermodynamic modeling

Irina Yu. Melekestseva, Valery V. Maslennikov, Gennady A. Tret'yakov

Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Miass town, Chelyabinsk region 456317, Russia, e-mail: melekestseva-irina@yandex.ru

Received 23.07.2021, accepted 30.11.2021

Для цитирования: Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Третьяков Г.А. (2022) Диагенез обломочных руд Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (Южный Урал): минералого-геохимические данные и термодинамическое моделирование. *Литосфера*, 22(2), 179-199. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-179-199>

For citation: Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. (2022) Diagenesis of clastic ores of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit (Southern Urals): Mineralogical-geochemical data and thermodynamic modeling. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 179-199. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-179-199>

© И.Ю. Мелекесцева, В.В. Масленников, Г.А. Третьяков, 2022

Research subject. The transformed clastic ores (ore diagenites) of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit hosted by serpentinites of the Main Uralian Fault Zone. **Materials and methods.** The structures and textures of the ores were studied. The trace element contents of sulfides and oxides were determined using LA ICP MS. The physical and chemical modeling of the diagenetic formation of accessory As minerals was conducted using the Selektor program package. **Results.** The clastic ores are transformed gravelites with angular and rounded clasts of serpentinites, sulfides and chromite in the psammitic matrix of the same mineral composition. No hydrothermal minerals remain in gravelites; they are replaced by crystalline pyrite-2, porous pyrite-3, anhedral pyrite-4, pyrrhotite, chalcopyrite and magnetite. Chalcopyrite and magnetite replace all sulfides, sulfarsenides, chromite and gangue minerals. Chromite occurs as fragmented crystals or inclusions into serpentinite clasts. The matrix hosts euhedral cobaltite crystals with nickeline, gersdorffite and native gold inclusions. Crystalline pyrite-2 is characterized by higher Mn, Co, Ni, Cu and Zn contents. Porous pyrite-3 exhibits higher Co, Cu and Se contents. Anhedral pyrite-4 is enriched in most trace element contents in comparison with other sulfides and pyrite generations. Chalcopyrite is characterized by higher contents of Zn and Se. Pyrrhotite contains the highest Ni and higher Co contents. **Conclusions.** The main trace elements in the ores of the deposit (Co and Ni), as well as Cu, Zn and Mn, are hosted not only in sulfides, but also in oxides. Thus, chromite contains Zn and Ni, while magnetite contains Mn and Cu. Selenium occurs in all sulfides in similar quantities. Tellurium is mostly concentrated in pyrite-4. A comparative analysis of our results with those reported on other massive sulfide deposits showed that the serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit had been intensely transformed during diagenesis, which resulted in low trace element contents in diagenetic sulfides. The diagenetic alteration of clastic ores led to the formation of authigenic cobaltite, gersdorffite, nickeline and native gold as a result of trace element release from primary hydrothermal minerals. Thermodynamic modeling showed the possibility of formation of As-bearing minerals (in particular, nickeline) at temperatures of 200°C and below.

Keywords: sulfides, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, oxides, magnetite, chromite, trace elements, physical and chemical modeling, Ishkinino deposit, Main Uralian fault, South Urals

Funding information

This work was supported by the state contract No. AAAA-A18-118060890054-0

Acknowledgments

The authors are grateful to R. Large and L. Danyushevsky for the possibility of analytical works, [S.P. Maslennikova] for recalculation of LA ICP MS analyses, N.R. Ayupova and N.P. Safina for discussion the results. The authors express their appreciation to the anonymous reviewer for valuable criticism, which allowed us to improve the manuscript.

ВВЕДЕНИЕ

Многие колчеданные месторождения представляют собой рудокластические залежи с реликтами гидротермальных построек либо преобразованные пластообразные или лентовидные тела с преобладанием мелкообломочных рудокластитов и продуктов их придонного преобразования (Масленников, 2012). В последнее время при изучении колчеданных месторождений больше внимания уделяется изучению постседиментационных преобразований обломочных руд (Maslennikov et al., 2019; Аюпова и др., 2019; Safina et al., 2020; Мелекесцева и др., 2020). Диа- и катагенетические процессы изменяют минеральный и геохимический состав обломочных руд, ведут к образованию разнообразной аутигенной минерализации и перераспределению элементов-примесей (ЭП) между минералами. Изучение распределения ЭП в сульфидах колчеданных месторождений крайне важно, поскольку сульфиды часто концентрируют в себе полезные попутные компоненты (Au, Ag, Co, Te, Se и т.д.). Нередко ЭП мешают успешному обогащению руд, а некоторые теряются в отходах производства и хвостохранилищах, поэтому определение формы их нахождения в сульфидах необходимо для разработки эффективных методов их извлечения из колчеданных руд. Кроме того, полезные ЭП могут быть сконцентрированы не только в сульфидах, но и в других мине-

ралах колчеданных руд, что также может снижать степень их извлечения.

Ранее нами были изучены минералого-геохимические особенности сульфидов обломочных руд Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения на Южном Урале (Мелекесцева и др., 2020). Настоящая работа продолжает исследования месторождений этого типа и посвящена преобразованным обломочным рудам соседнего Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, которые, помимо сульфидов, содержат хромит и магнетит (Зайков и др., 2009). Целью работы стало выяснение преобразований обломочных руд и перераспределения ЭП между минералами Ишкининского месторождения в результате диагенетических трансформаций на основе минералого-геохимических исследований и термодинамического моделирования.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ишкининское месторождение находится в пределах Оренбургской области на южном фланге зоны Главного Уральского разлома и приурочено к антиформе из тектонических пластин, сложенных серпентинитами, вулканитами и кремнями (рис. 1, 2) (Зайков и др., 2009). Рудные зоны располагаются на крыльях и в центре серпентинитовой пла-

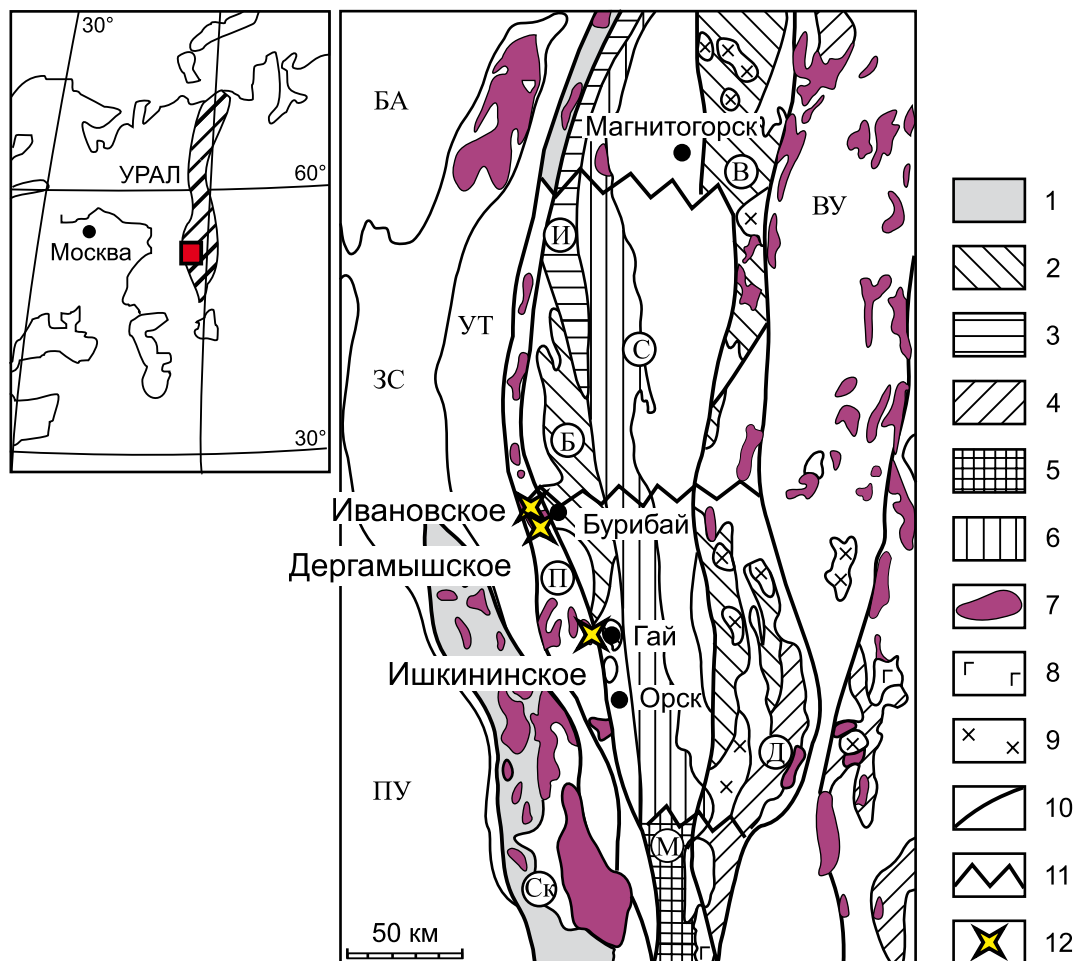


Рис. 1. Положение кобальт-медноколчеданных месторождений на схеме палеовулканологического районирования Южного Урала, по (Зайков, 2006; Melekestseva et al., 2013) с упрощениями.

1 – океанические и островодужные базальты; 2 – островодужные базальты и риолиты, включая бониниты Баймак-Бурибайской зоны; 3 – островодужные базальты и андезитобазальты; 4 – островодужные базальты с подчиненным развитием андезитобазальтов и риолитов; 5 – базальты, андезиты, риолиты и вулканокластические и терригенные породы междугорного бассейна; 6 – базальты, андезиты, риолиты междугорного бассейна; 7 – серпентиниты, дуниты и гарцбургиты офиолитовых комплексов; 8 – габбро; 9 – тоналиты, плагиограниты, гранодиориты; 10 – контуры тектоно-стратиграфических зон; 11 – скрытые поперечные дислокации; 12 – кобальт-медноколчеданные месторождения. Тектоно-стратиграфические зоны: Ск – Сакмарская, П – Присакмарская (Главный Уральский разлом), Б – Баймак-Бурибайская, И – Ирендыкская, М – Мугоджарская, С – Сибайская, В – Верхнеуральская, Д – Домбаровская, УТ – Урал-Тав, ВУ – Восточно-Уральская, БА – Башкирский мегантиклинорий, ЗС – Зилаирский синклиниорий, ПУ – Предуральский прогиб.

Fig. 1. Position of Co-bearing massive sulfide deposits on paleovolcanic scheme of the South Urals, simplified after (Zaikov, 2006; Melekestseva et al., 2013).

1 – Oceanic and island arc basalts; 2 – island arc basalts and rhyolites (with boninites of the Baimak-Buribai zone); 3 – island arc basalts and basaltic andesites; 4 – island arc basalts with subordinate andesite-basalts and rhyolites; 5 – basalts, andesites, rhyolites and volcanoclastic and terrigenous rocks (inter-arc basin); 6 – basalts, andesites and rhyolites (inter-arc basin); 7 – serpentinites, dunites and harzburgites of ophiolitic complexes; 8 – gabbro; 9 – tonalites, plagiogranites, granodiorites; 10 – contour of tectono-stratigraphic zones; 11 – hidden transverse dislocation; 12 – Co-bearing massive sulfide deposits. Tectono-stratigraphic zones: Ск – Sakmara zone, П – Priskamara (Main Urals Fault), Б – Baimak-Buribai, И – Irendyk, М – Mugodzhary, С – Sibai, В – Verkhneuralsk, Д – Dombarovka, УТ – Ural-Tau, ВУ – East-Uralian, БА – Bashkirian anticlinorium, ЗС – Zilair sinclinorium, ПУ – Cis-Uralian trough.

стины и сопровождаются карбонатными и тальк-карбонатными апосерпентинитовыми метасоматитами.

Нижняя пластина залегает в ядре антиформы на глубине 300–700 м и слагает тектонические блоки

в северной части рудного поля, разделенные серпентинитовыми протрузиями (см. рис. 2). Пластина сложена базальтами, кремнистыми и углеродистыми сланцами сакмарской свиты и небольшими телами серпентинитов. Средняя пластина пред-

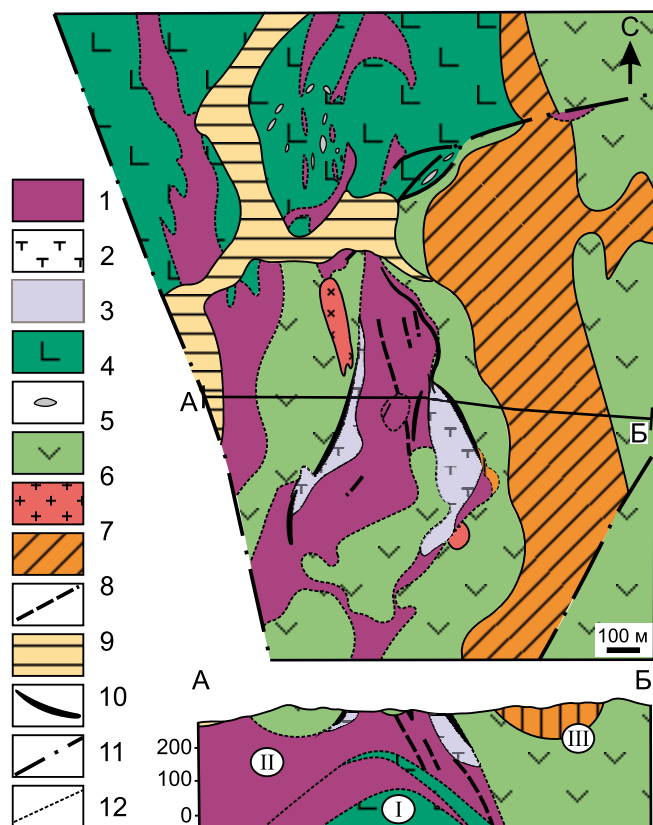


Рис. 2. Схема геологического строения Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения, по (Зайков, 2006; Melekestseva et al., 2013) с упрощениями.

1 – серпентинитовый меланж (по дунитам и гарцбургитам); 2 – зоны тальк-карбонатных пород; 3, 4 – сакмарская свита (силур): 3 – базальты и силициты с дайками диабазов и базальтоидов, 4 – линзы известняков; 5, 6 – баймак-бурибаевская толща (ранний девон): 5 – базальты, андезибазальты, вулканомиктовая олистострома, 6 – диориты, габбро-диориты с дайками базальтоидов; 7 – ишкининская толща (средний девон): силициты и вулканомиктово-кремнистая олистострома; 8 – дайки пегматоидного габбро (худозавский комплекс?); 9 – четвертичные отложения; 10 – рудоносные зоны (внемасштабный знак); 11 – разломы; 12 – границы тектонических пластин.

Fig. 2. Schematic geological map of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposit, simplified after (Zaikov, 2006; Melekestseva et al., 2013).

1 – serpentinite mélange (after dunite and harzburgite); 2 – zones of talc-carbonate rocks; 3, 4 – Sakmara Formation (Silurian): 3 – basalts and cherts with basaltic and diabase dikes, 4 – lenses of limestones; 5, 6 – Baimak-Buribai Formation (Early Devonian): 5 – basalts, basaltic andesites, volcanic-rich olistostrome, 6 – diorites and gabbrodiorites with basaltic dikes; 7 – cherts and volcanic-siliceous olistostrome; 8 – dikes of pegmatoid gabbro (Khudolazovo complex?); 9 – Quaternary sediments; 10 – ore-bearing zones (not to scale); 11 – faults; 12 – boundaries of tectonic sheets.

ставлена меланжированными апогарцбургитовыми серпентинитами в центральной части антиформы и отдельными блоками аподунитовых серпентинитов на крыльях антиформы (см. рис. 2). Зоны меланжа субмеридионального простирания шириной 5–30 м обычно разделяют аподунитовые и апогарцбургитовые разности. Они содержат будины серпентинитов размером до нескольких метров. В кровле пластины ультрамафитов присутствуют тела рудоносных конгломератовидных серпентинитов, которые образуют слои мощностью от 1 до 12 м. Верхняя пластина сложена вулканогенной и осадочной толщами (см. рис. 2). Вулканогенная баймак-бурибайская толща представлена лавокластитам, ксенолавокластитам и эдафогенными олистостромовыми брекчиями. Встречаются также крупные обломки габбро и диоритов до 25 м в поперечнике. Осадочная (ишкининская) толща сложена фтанитами и песчаниками с хромшпинелидами и обломками серпентинитов.

В результате геологоразведочных работ в 1940–1960-х гг. на рудном поле выделены три рудные зоны субмеридионального простирания: Западная, Центральная и Восточная (см. рис. 2). Восточная зона охватывает контакт ультрабазитовой и базальтовой пластин, где развиты конгломератовидные серпентиниты и примыкающие с запада тальк-карбонатные метасоматиты по серпентинитам с прожилково-вкрапленной и брекчиевой сульфидной минерализацией. Протяженность зоны около 800 м при ширине в плане 80–100 м. В ассоциации с конгломератовидными серпентинитами выявлено 15 сплошных линзообразных рудных тел, которые постепенно переходят во вкрапленные. Мощность рудных тел от 0.3 до 2 м, длина по простиранию от 0.5–2 до 30–65 м, по падению – 20–30 м. Падение рудных тел крутое (65–80°) и соответствует контакту пластин. В ассоциации с тальк-карбонатными метасоматитами установлено 26 линзообразных рудных тел (18 с массивной и 8 с вкрапленной сульфидной рудой). Некоторые сплошные рудные тела по простиранию и в забандах переходят во вкрапленные руды. Мощность рудных линз – 0.3–5.5 м, длина по простиранию – 15–163 м, по падению – 13–60 м, глубина залегания – от 25 до 90 м от земной поверхности. В южной части зоны конгломератовидные серпентиниты и тальк-карбонатные метасоматиты разделены линзой аподунитовых серпентинитов. Западная зона расположена в западном крыле антиформы и связана с телом тальк-карбонатных метасоматитов сложной морфологии. Она состоит из северного и южного участков длиной 540 м и шириной 50–60 м. Центральная зона протяженностью 150 м и мощностью несколько метров приурочена к зоне меланжа, разделяющего блоки аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов. Оруденение прослежено до глубины 24 м.

Руды месторождения представлены массивными, обломочными и прожилково-вкрапленными типами (Зайков и др., 2009). Массивные руды состоят из пирит-пирротиновых, халькопирит-пирит-пирротиновых и сульфоарсенидно-сульфидных разностей. Обломочные руды сложены серпентинит-сульфидными (пирит-халькопирит-пирротиновыми) гравелитами, гравелитопесчаниками и песчаниками. Среди прожилково-вкрапленных руд выделяются пирит-пентландит-пирротиновые, халькопирит-пирит-пирротиновые, пирит-халькопирит-пирротиновые и халькопиритовые разновидности. Образцы штучных проб руд, отобранные на месторождении, характеризуются сильно варьирующими содержаниями элементов, %: Cu – 0.45–10.0, Co – 0.01–0.31, Ni – 0.13–0.45, Cr – 0.08–0.45, As – 0.04–26.1; Au – 0.1–16.9 г/т, Ag – 0.8–11.6 г/т, Zn – 2–750 г/т.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Штучные образцы руд отобраны из отвалов разведочных шурфов Восточной рудной зоны Ишкининского месторождения. Оптические исследования проведены на микроскопах Axiolab (Carl Zeiss) и Olympus BX-51 в Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс). Содержания ЭП (Ti^{49} , V^{51} , Cr^{53} , Mn^{55} , Co^{59} , Ni^{60} , Cu^{65} , Zn^{66} , As^{75} , Se^{77} , Mo^{95} , Ag^{107} , Cd^{111} , Sn^{118} , Sb^{121} , Te^{125} , Au^{197} , Tl^{205} , Pb^{208} , Bi^{209} , U^{238}) в сульфидах и оксидах проанализированы методом лазерной абляции с индуктивно-связанной плазмой (LA ICP MS) на приборе NewWave 213-нм с квадрупольным масс-

спектрометром Agilent 4500 в Центре по изучению генезиса рудных месторождений (CODES) Тасманийского университета (г. Хобарт, Австралия). Методика анализа подробно изложена в работе (Maslennikov et al., 2009). Термодинамическое моделирование процессов минералообразования проводилось в программе Selektor (Karpov et al., 1997; Чудненко, 2010). Детали термодинамического моделирования и химический состав исходных веществ описаны в следующем разделе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Текстурно-структурные и минералогические особенности. Обломочные руды характеризуются неравногравийной текстурой, обусловленной присутствием среднесортированных гравийных обломков серпентинитов и сульфидов в псаммитовом цементе (рис. 3). Нерудные обломки нередко имеют округлую форму и сложены чешуйчатым лизардитом с пластинками антигорита, частично или полностью замещенными хлоритом и кальцитом, а также представлены обломками кристаллов пироксена и оливина, замещаемыми серпентином и хлоритом. Рудные обломки чаще характеризуются угловатой (редко округлой и овальной) формой (см. рис. 3). Матрикс представляет собой смесь мелких (≈ 0.1 см) сульфидных и нерудных обломков, которые часто заключены в ксеноморфные халькопиритовые агрегаты (см. рис. 3а). Поздние прожилки кальцита и гидроксидов железа наложены на матрикс и обломки.

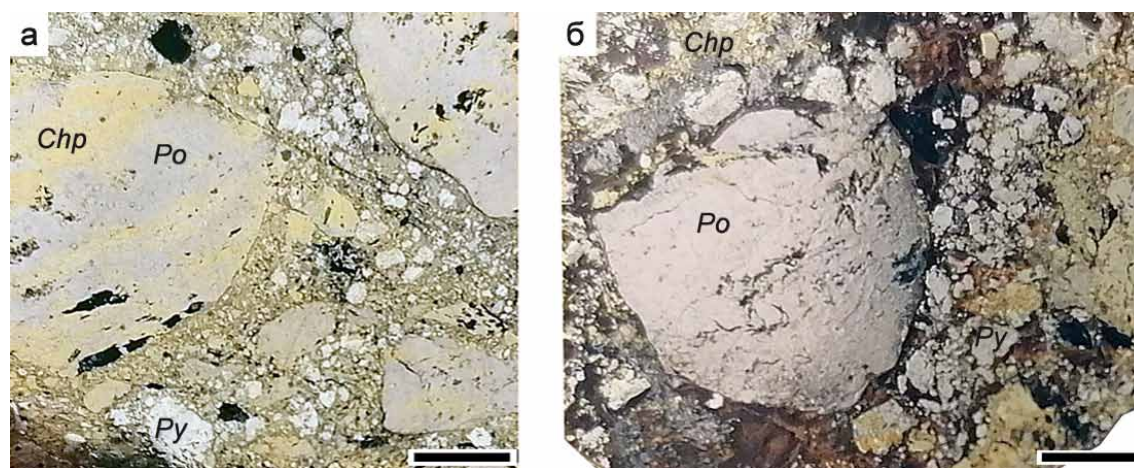


Рис. 3. Фрагменты преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитов Ишкининского месторождения.

а – пирит-пирротин-халькопиритовый гравелит, обр. Р9987, б – халькопирит-пирит-пирротиновый гравелит, обр. 322А. Масштаб 0.5 см. Здесь и далее: Po – пирротин, Chp – халькопирит, Py – пирит. Фото аншлифов.

Fig. 3. Fragments of transformed serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit.

а – pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite gravelite, sample P9987; б – chalcopyrite-pyrite-pyrrhotite gravelite, sample 322A. Scale bar is 0.5 cm. Hereinafter: Po – pyrrhotite, Chp – chalcopyrite, Py – pyrite. Polished section images.

Главные минералы обломочных руд – пирит, пирротин и халькопирит, второстепенные – магнетит, хромит, кобальтин, пентландит, редкие – никелин, герсдорфит, самородное золото. Пирит представлен несколькими генерациями: агрегатами “гладкого” кристаллического пирита-2 (обломочный пирит-1, скорее всего, полностью замещен поздними минералами), пористым пиритом-3, который образует прожилки в пирите-2, и ксеноморфными агрегатами пирита-4, которые интенсивно замещаются чешуйками клинохлора, вследствие чего приобретают “перистую” структуру (рис. 4а–в). Пирит-2 также рассекается прожилками пирротина, халькопирита и магнетита (см. рис. 4а). Смешанные агрегаты пирита-3, -4, в которых сложно выделить одну генерацию от другой, рассекают и образуют кристаллы кобальтина (см. рис. 4в). Пластинчатый пирротин образует обломковидные агрегаты (см. рис. 3б), замещается халькопиритом и магнетитом (см. рис. 4г) и содержит включения субизометричных зерен пентландита. Тонкие прожилки пирротина рассекают все генерации пирита и кобальтина (см. рис. 4а, в). Халькопирит образует ксеноморфные агрегаты и замещает все сульфиды, кобальтин, хромит и нерудные минералы в обломках и цементе (см. рис. 4), часто “затушеванная” обломочную текстуру образцов. Хромит присутствует в виде отдельных кристаллов и зерен в сульфидах и серпентинитовых обломках (см. рис. 4д). Многие зерна хромита имеют сглаженную форму, однако это не всегда заметно из-за обрастания и замещения хромита магнетитом. Последний также образует прожилковидные разномасштабные агрегаты, которые рассекают халькопирит и пластинчатый пирротин (см. рис. 4е). В матриксе наблюдаются идиоморфные кристаллы кобальтина размером до 1 мм с включениями никелина, герсдорфита и самородного золота, хлорита (см. рис. 4в, рис. 5). Клинохлор в виде чешуйчатых зерен и прожилков развивается по всем сульфидам и магнетиту, а в кобальтине присутствует в виде тонких лейст (см. рис. 4б, 5б, в).

Распределение ЭП в минералах. Для удобства описания содержания ЭП в минералах подразделены на высокие (>1000 г/т), повышенные (100–1000 г/т), умеренные (10–100 г/т) и низкие (<10 г/т). Пирит-2 характеризуется повышенными (здесь и далее медианными) содержаниями, г/т: Mn – 115, Co – 468, Ni – 243, Cu – 721, Zn – 140 и умеренными – As – 37.96, Se – 99.82 (табл. 1, рис. 6). Содержания Mn в пирите-2 – самые высокие среди сульфидов. Пирит-3 имеет повышенные концентрации, г/т: Co – 193, Cu – 131, Se – 133 и умеренные – Mn – 52.01, Ni – 42.61. Пирит-4 обогащен большинством ЭП по сравнению с другими сульфидами, а также более ранними генерациями пирита, демонстрируя наибольшее количество Ti, V, Cr, Co, Cu, Zn, As, Se, Sn, Sb, Te, Au, Tl, Bi и U. Пирротин характери-

зуется высокими содержаниями, г/т: Ni – 1770, повышенными – Co – 407 и умеренными – Cr – 55.84, Se – 70.70. Содержание Ni в пирротине – самое высокое по сравнению с другими сульфидами. Халькопирит характеризуется низкими содержаниями большинства ЭП, за исключением повышенных содержаний, г/т: Zn – 370, Se – 122 и умеренных – Ni – 13 (см. табл. 1, рис. 6).

Магнетит и хромит имеют высокие содержания Mn – 3642 и 2140 г/т соответственно, а в хромите отмечаются высокие концентрации, г/т: Ti – 1946, V – 1528, Zn – 1656, а также повышенные – Co – 473, Ni – 659 (табл. 2). Содержания Ni – 659 г/т – в хромите превышают таковые во всех генерациях пирита, содержания остальных ЭП и в хромите, и в магнетите – низкие. Содержания Co в пирите всех генераций сопоставимы с таковыми в хромите (см. табл. 1, 2). Сравнение медианных значений в оксидах показывает, что хромит многократно обогащен Ti, V, Co, Ni и Zn по сравнению с магнетитом, а последний – Cu по сравнению с хромитом.

Термодинамическое моделирование. Ранее было высказано предположение, что арсениды и сульфидарсениды в рудах Ишкининского месторождения образовались из высокотемпературных растворов (>>300°C) во время коллизионных процессов (Мелекесцева, 2007). Результаты новых минералогических наблюдений и сравнение преобразованных обломочных руд с таковыми из других коллизионных месторождений Урала (Maslennikov et al., 2019) позволяют предположить диагенетическое происхождение Co-Ni акцессорной минерализации (см. раздел “Обсуждение”). Для проверки возможности образования As-содержащих минералов при температуре 200°C и ниже (150 и 100°C, соответствующих диагенетическим преобразованиям (Fairbridge, 1983)) проведено термодинамическое моделирование. Целью моделирования стало объяснение появления никелина – одного из основных акцессорных минералов Ni в изученных образцах (расчеты для кобальтина на данный момент невозможны из-за отсутствия достоверных констант для этого минерала в доступных термодинамических базах данных).

Исходный состав модельного рудокластита приблизительно соответствовал среднему составу обломочных руд на Ишкининском месторождении с обломками, об. %: пирита – 30, халькопирита – 25, пирротина – 20, хромита – 15 и серпентинита – 10. Присутствие серпентинитов (а не первичного ультрамафита) совпадает с данными по современным гидротермальным сульфидным полям Атлантического океана, ассоциирующим с ультрамафитами (Fouquet et al., 2010). В этих обстановках неизменные ультрамафиты встречаются крайне редко в отличие от их многочисленных серпентинизированных разновидностей, тальк-карбонатных пород и даже

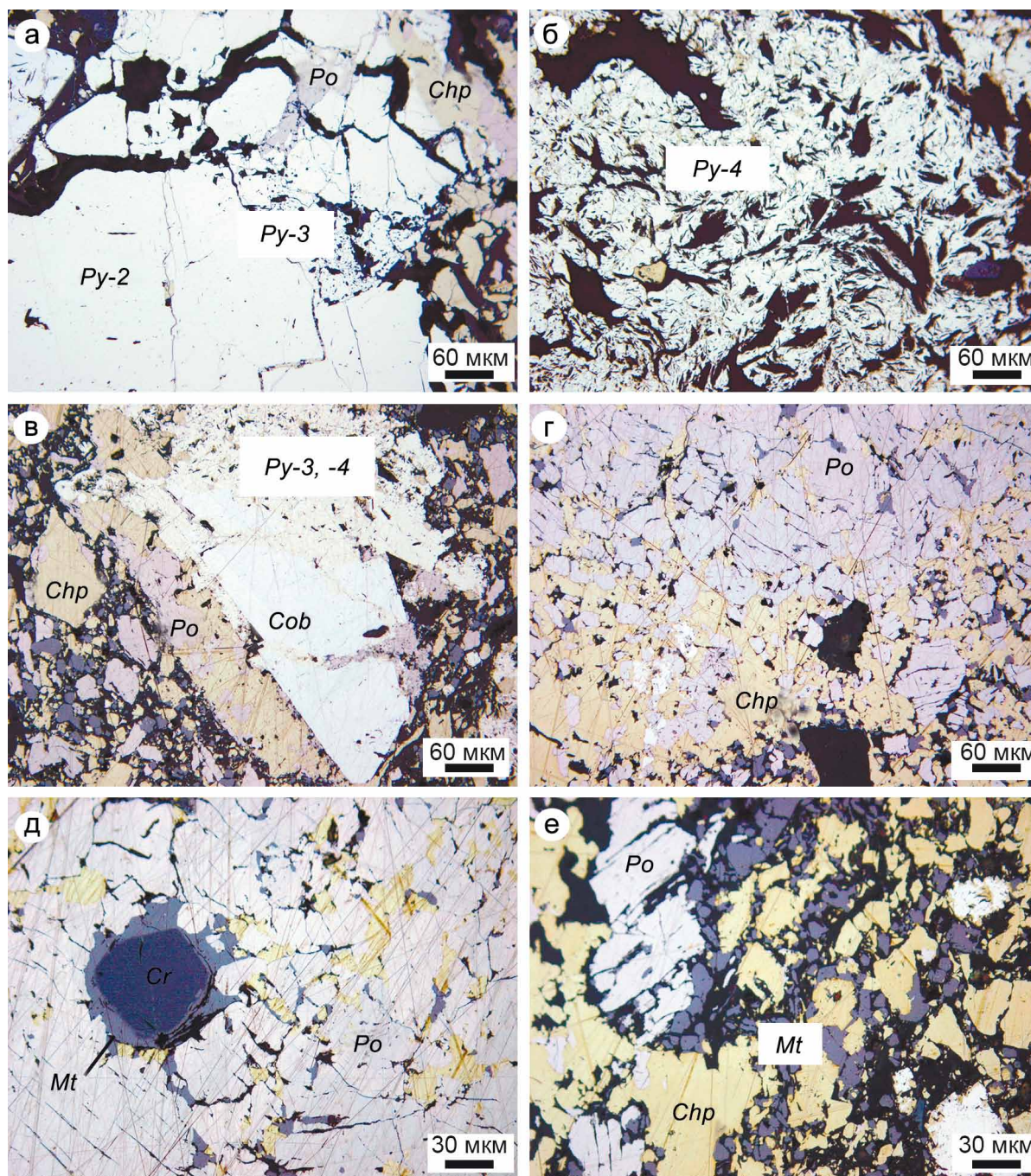


Рис. 4. Взаимоотношения сульфидов и оксидов в преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитах Ишкининского месторождения.

а – прожилки пористого пирита-3 в кристаллическом пирите-2, обр. Р9987; б – агрегат “перистого” пирита-4, замещенный хлоритом, обр. 322А; в – кристаллы кобальтина, рассеченные прожилками пирита поздних генераций и пирротина, обр. Р9987; г – замещение пирротина халькопиритом, обр. 322А; д – обрастание хромита магнетитом в пирротин-халькопиритовом агрегате, обр. Р9987; е – магнетитовые прожилки в пластинчатом пирротине, обр. Р9987. Здесь и далее: Cr – хромит, Mt – магнетит, Cob – кобальтин.

Fig. 4. Interrelationships between sulfides and oxides in transformed serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit.

а – veinlets of porous pyrite-3 in crystalline pyrite-2, sample P9987; б – aggregate of “pinnate” pyrite-4 replaced by chlorite, sample 322A; в – cobaltite crystals cut by late pyrite and pyrrhotite, sample P9987; г – replacement of pyrrhotite by chalcopyrite, sample 322A; д – magnetite rim around chromite crystal in pyrrhotite-chalcopyrite matrix, sample P9987; е – magnetite veinlets in platy pyrrhotite, sample P9987. Hereinafter: Cr – chromite, Mt – magnetite, Cob – cobaltite.

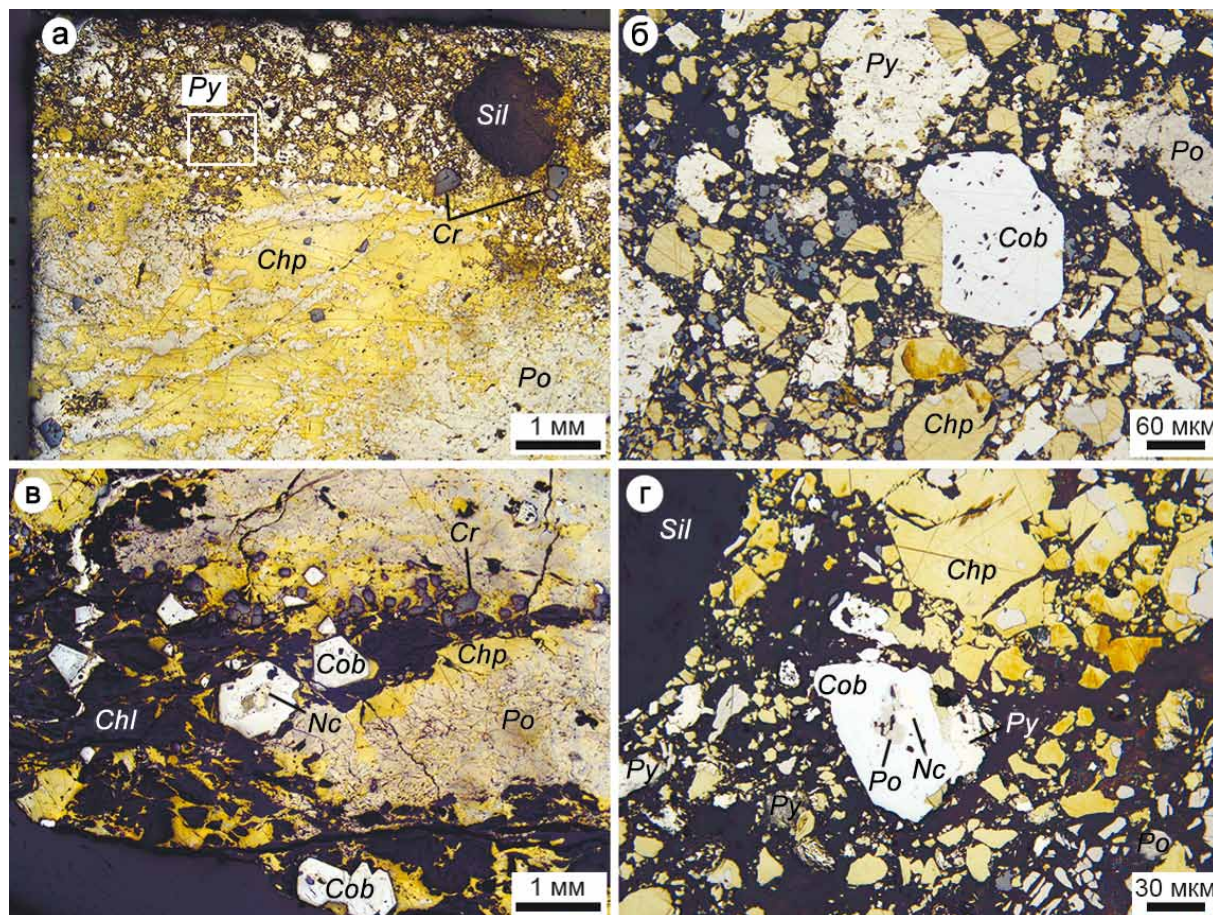


Рис. 5. Позднедиагенетическая акцессорная минерализация в преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитах Ишкининского месторождения.

а – фрагмент разнообломочного пирит-пирротин-халькопиритового диагенита с обломками сульфидов (отмечено белыми точками), силикатов и хромита и новообразованными минералами в цементе, обр. P9987 (белый прямоугольник – фрагмент “б”); б – сросток идиоморфных кристаллов кобальтина в ассоциации с поздним халькопиритом в цементе диагенитов; в, г – кристаллы кобальтина с включениями никелина на контакте с поздним халькопиритом, обр. 334С. *Sil* – силикат, *Chl* – хлорит, *Nc* – никелин.

Fig. 5. Late diagenetic accessory mineralization in transformed serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit.

a – fragment of variously clastic pyrite-pyrrhotite-chalcopyrite diagenite with clasts of sulfides (emphasized by white dots), silicates and chromite and newly formed minerals in matrix, sample P9987 (white rectangle – fragment “b”); б – detail of Fig. a: intergrowth of euhedral cobaltite (*Cob*) crystals in assemblage with late chalcopyrite in matrix of ore diagenites; в, г – cobaltite crystals with nickeline (*Nc*) inclusions at the contact with late chalcopyrite, sample 334C. *Sil* – silicate, *Chl* – chlorite, *Nc* – nickeline.

тальцитов (Marques et al., 2006, 2007; Dias et al., 2010; Перцев и др., 2012). Эти данные позволяют нам утверждать, что изученные обломочные руды Ишкининского месторождения – это продукты разрушения первичных гидротермальных руд и серпентинизированных ультрамафитов.

В качестве порового флюида, циркулировавшего в обломочных рудах, взята морская вода (Steele et al., 2010). Для понимания условий существования никелина в системе в зависимости от соотношения S, Ni и As в непреобразованных рудах также выполнены физико-химические расчеты систем с серпентинитом и пиритом слабопреобразованно-

го Главного рудного тела соседнего Дергамышского месторождения (которое близко по геологической позиции и условиям образования (Мелекесцева, 2007) (рис. 7)), а также двумя типами пирита и пирротинном современного гидротермального сульфидного поля Победа на ультрамафитах в Срединно-Атлантическом хребте (табл. 3). Массовые и объемные проценты и граммы на тонну исходных веществ пересчитывались в атомные количества элементов на 1 кг с учетом плотности. В связи с тем, что обломочный пирит-1 в гравелитах Ишкининского месторождения не сохранился, в расчетах использован состав гидротермального

Таблица 1. Содержание ЭП в сульфидах Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения и сравнение с медианными (М) содержаниями ЭП в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения (Д), г/т

Table 1. Trace element content of sulfides of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposits and comparison with median (M) trace element values of sulfides of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit (Д), ppm

№ п.п.	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U
Пирит-2																					
1	2.43	0.07	8.28	141	2578	2401	1479	140	97.73	186	0.46	15.50	0.43	2.95	106	17.73	0.63	0.88	0.69	141	0.013
2	3.59	0.27	7.80	115	51.97	15.68	268	32.23	63.23	77.42	0.48	1.23	0.23	0.24	1.04	8.02	0.03	0.00	0.06	0.92	0.029
3	4.76	0.70	13.98	84.15	847	283	5597	1017	20.79	162	0.12	3.23	2.95	0.62	15.65	19.74	0.05	0.05	0.06	5.28	0.051
4	2.31	0.01	3.25	180	429	265	446	17.33	3.44	19.83	0.16	3.04	0.07	0.07	0.31	3.92	0.08	0.01	0.14	5.73	0.004
5	1.56	0.04	6.02	58.34	852	243	282	1.20	0.09	183	0.09	1.46	0.01	0.03	0.35	0.01	0.08	0.00	0.02	0.10	0.000
6	4.80	0.87	188.71	117	210	44.25	297	262	223	95.72	0.47	1.66	0.98	1.22	6.10	47.88	0.12	0.04	0.03	3.32	0.113
7	4.98	1.49	191	109	1110	323	9708	513	37.96	99.82	0.09	5.25	1.47	0.69	11.15	7.01	0.24	0.25	0.06	12.71	0.010
8	6.76	0.12	3.33	4.41	1953	4791	3523	612	64.82	292	2.27	6.05	1.73	0.46	13.24	6.88	0.09	0.06	0.13	17.01	0.009
9	10.71	2.63	160	187	467	218	5762	1585	46.16	89.21	1.30	3.17	3.92	1.70	6.25	9.50	0.12	0.12	0.06	10.61	0.106
10	3.02	0.01	0.11	125	456	143	721	2.44	1.81	300	0.02	2.24	0.03	0.22	4.48	0.11	0.14	0.02	0.04	5.41	0.000
11	1.79	0.01	0.08	1.75	220	104	689	2.64	1.34	12.88	1.19	0.56	0.00	1.66	0.19	0.20	0.02	0.01	0.02	0.12	0.006
Ср.	4.25	0.57	53.00	102	834	803	2616	380	50.91	138	0.60	3.95	1.07	0.90	15.01	11.00	0.12	0.01	0.14	0.13	0.12
Ст.	2.67	0.84	82.05	61.27	787	1484	3155	518	65.45	96.89	0.70	4.18	1.33	0.90	30.77	13.90	0.05	0.01	0.17	0.26	0.19
М	3.59	0.12	7.80	115	468	243	721	140	37.96	99.82	0.46	3.04	0.43	0.62	6.10	7.01	0.09	0.04	0.06	5.41	0.01
Д	1.76	0.02	0.29	0.79	798	345	7.00	1.49	26	88	0.59	0.02	0.04	0.01	4.36	0.10	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00
Пирит-3																					
12	2.21	0.01	1.28	76.15	753.12	233	127	1.63	0.23	128	0.09	1.42	0.04	0.02	0.32	0.01	0.09	0.00	0.02	0.08	0.001
13	1.66	0.14	18.09	252	1967	382	398	1.59	0.32	546	0.04	6.16	0.20	0.08	1.91	0.04	0.69	0.01	0.03	2.04	0.001
14	2.14	0.01	8.10	54.08	104	38.34	1.55	0.62	0.16	758	0.00	0.07	0.06	0.01	0.17	0.06	0.07	0.00	0.01	0.01	0.001
15	1.96	0.12	9.10	78.47	235	76.06	132	2.03	10.57	669	0.01	0.36	0.04	0.50	1.04	1.15	0.12	0.00	0.01	2.59	0.009
16	1.76	0.00	0.70	9.34	1.96	1.40	12.86	0.70	0.37	198	0.17	0.01	0.05	0.05	0.01	0.15	0.01	0.00	0.02	0.00	0.000
17	4.34	0.03	7.01	28.43	773	804	131	13.35	66.24	95.67	3.41	19.50	0.13	0.28	2.97	20.26	0.06	0.02	0.12	4.09	0.023
18	2.40	0.00	0.40	25.32	42.63	13.08	37.10	0.52	3.04	56.50	0.02	0.12	0.07	0.02	0.02	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.003
19	3.18	0.35	5.91	170	757	162	544	457	104	133	0.21	1.90	1.39	0.40	0.92	9.89	0.23	0.02	0.01	1.03	0.014
20	1.67	0.01	11.00	28.81	193	42.61	2079	7.58	0.50	67.26	0.05	1.04	0.03	0.84	1.54	0.14	0.03	0.03	0.02	0.09	0.018
21	3.42	0.01	0.25	33.40	32.52	25.24	117	0.78	0.60	244	0.19	0.64	0.05	0.05	0.90	0.07	0.15	0.00	0.04	0.06	0.002
22	1.63	0.02	17.62	52.01	146	38.00	876	229	1605	91.88	0.08	1.28	0.57	0.08	2.85	10.67	0.36	0.15	0.07	1.44	0.010
23	1.92	0.01	0.25	10.12	3.67	6.67	1.37	0.23	0.29	180	0.05	0.36	0.02	0.04	0.04	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001
24	4.17	0.48	226	129	563	565	1026	21.87	2.16	62.99	0.53	0.98	0.05	0.18	3.04	1.05	0.05	0.01	0.01	1.62	0.000
Ср.	2.50	0.09	23.49	72.90	427	184	422	56.69	138	248	0.37	2.60	0.21	0.20	1.21	3.37	0.10	0.01	0.14	0.02	0.03
Ст.	0.96	0.15	61.07	71.52	553	252	602	136	442	244	0.92	5.32	0.38	0.25	1.16	6.31	0.11	0.01	0.19	0.04	0.03
М	2.14	0.01	7.01	52.01	193	42.61	131	1.63	0.60	133	0.08	0.98	0.05	0.08	0.92	0.15	0.07	0.00	0.02	0.09	0.00
Д	1.99	0.13	10	0.97	554	595	37	0.73	440	12	0.89	0.01	0.07	0.02	38	0.07	0.01	0.09	0.05	0.00	0.00

Таблица 1. Продолжение
Table 1. Continuation

№ п.п.	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U
Пирит-4																					
25	6.05	1.28	147	30.06	488	95.43	6687	1159	129	125	0.78	3.88	3.33	1.85	8.54	22.75	0.22	0.08	0.04	6.45	0.055
26	13.22	2.78	299	26.85	916	114	16 831	2519	629	102	0.14	5.44	5.75	3.99	19.56	53.10	0.13	0.19	0.07	12.38	0.106
27	4.91	0.37	33.07	52.25	127	52.29	4960	84.79	15.19	56.51	0.07	2.22	0.27	1.44	6.68	7.58	0.05	0.10	0.08	4.60	0.025
28	16.71	0.97	79.48	40.79	776	108	13 934	2237	374	123	0.42	5.62	6.41	2.55	20.61	41.59	0.24	0.19	0.10	10.46	0.056
29	23.21	27.93	1119	145	651	218	38 631	3992	258	167	0.23	8.12	11.20	3.93	15.57	29.71	0.10	0.70	0.14	10.14	0.097
30	9.96	4.51	382	49.74	2234	1467	69 959	4481	281	74.26	0.76	17.20	15.85	3.45	29.04	37.12	0.24	3.30	0.31	15.95	0.058
31	4.33	0.53	51.89	204	265	182	1232	15.74	21.64	252	0.81	1.17	0.13	0.16	0.93	1.64	0.02	0.01	0.03	0.66	0.003
32	2.15	0.01	0.79	151	391	81.64	148	13.44	0.94	115	0.05	0.99	0.03	0.01	0.20	0.65	0.02	0.00	0.02	0.13	0.002
33	6.45	1.56	122	221	1390	637	2154	33.38	13.59	297	7.11	3.60	0.14	0.35	1.08	0.42	0.16	0.00	0.09	0.99	0.003
Ср.	9.66	4.44	248	102	804	328	17 171	1615	191	146	1.15	5.36	4.79	1.97	11.36	21.62	0.14	0.01	0.13	0.51	0.10
Ст.	6.86	8.92	350	78	656	462	23 147	1776	215	80.17	2.26	5.00	5.65	1.60	10.32	19.95	0.06	0.01	0.09	1.07	0.09
М	6.45	1.28	122	52.25	651	114	6687	1159	129	123	0.42	3.88	3.33	1.85	8.54	22.75	0.13	0.10	0.08	6.45	0.06
Д	1.93	0.02	1.91	0.16	276	998	11	0.05	1056	6.25	0.31	0.01	0.08	0.02	27	0.05	0.09	0.32	0.25	0.00	0.00
Пирротин																					
34	8.95	0.85	55.84	8.68	729	2152	519	11.54	0.31	75.64	0.07	9.95	0.19	1.15	0.22	0.65	0.02	0.06	0.15	1.72	0.043
35	5.70	0.69	43.91	10.30	407	1798	1.77	4.39	0.05	79.70	0.18	4.90	0.06	1.20	0.19	0.22	0.01	0.02	0.09	1.07	0.041
36	5.64	1.04	112	10.64	376	1770	3.17	5.46	0.28	72.79	0.02	2.93	0.35	1.17	0.10	0.15	0.00	0.01	0.08	0.97	0.062
37	1.82	0.15	98.97	8.01	324	1284	253	11.23	127	88.22	0.64	4.24	0.35	1.38	0.97	1.00	0.01	0.14	0.17	1.29	0.018
38	2.30	0.03	2.04	0.00	463	397	0.27	0.21	0.26	136	0.01	4.97	0.26	0.24	0.08	0.44	0.00	0.03	0.11	2.43	0.001
Ср.	4.88	0.55	62.54	7.52	460	1480	155	6.57	25.63	90.54	0.19	5.40	0.24	1.03	0.31	0.49	0.11	0.01	0.01	0.05	0.12
Ст.	2.91	0.44	44.21	4.35	159	680	230	4.82	56.81	26.27	0.26	2.67	0.12	0.45	0.37	0.35	0.12	0.01	0.01	0.05	0.04
М	5.64	0.69	55.84	8.68	407	1770	3.17	5.46	0.28	79.70	0.07	4.90	0.26	1.17	0.19	0.44	0.01	0.03	0.11	1.29	0.04
Д	2.26	0.24	24	7.17	613	690	132	9.05	89	98	2.35	0.84	0.40	0.18	15	0.10	0.09	0.22	0.61	0.00	0.03
Халькопирит																					
39	3.63	0.10	2.68	0.33	1.75	14.77	344 788	455	0.31	138	0.02	5.84	4.47	0.82	1.07	7.43	0.05	0.09	0.06	0.73	0.003
40	0.89	0.004	0.48	0.24	3.04	10.92	343 252	292	1.34	96.88	0.02	6.65	2.49	1.25	1.12	6.32	0.04	0.06	0.04	0.63	0.002
41	0.09	0.05	2.32	1.32	1.78	12.11	333 368	268	0.43	77.70	0.05	4.89	2.55	0.86	1.44	6.63	0.01	0.06	0.07	0.50	0.002
42	0.31	0.02	2.41	0.34	1.85	13.71	348 884	475	1.32	118	0.01	4.77	3.93	1.91	0.97	10.78	0.02	0.05	0.08	0.45	0.008
43	0.50	0.01	0.14	0.13	2.18	9.19	332 019	256	0.35	88.46	0.003	4.16	2.62	0.94	1.49	8.16	0.06	0.11	0.20	0.45	0.007
44	3.09	0.11	21.60	0.20	2.28	10.17	345 615	339	0.25	76.25	0.05	5.74	2.76	1.92	1.12	5.66	0.01	0.08	0.13	0.81	0.005
45	1.85	0.61	80.63	9.31	70.01	48.93	330 954	254	105	97.55	0.07	9.10	2.61	1.88	4.67	4.38	0.03	0.36	0.20	1.01	0.027
45	2.22	0.03	1.15	0.55	4.85	13.56	334 390	418	0.29	101	0.01	9.02	4.31	1.60	1.53	6.09	0.02	0.09	0.09	0.62	0.013
46	3.25	0.00	1.18	0.89	3.51	8.45	336 195	1100	0.26	159	0.05	5.05	3.99	2.75	0.96	18.79	0.04	0.06	0.00	1.73	0.001
47	3.47	0.06	8.83	0.34	2.91	10.79	334 286	826	0.11	167	0.02	4.72	4.03	2.70	1.12	15.16	0.01	0.05	0.00	2.14	0.002
48	1.38	2.47	431	27.14	211	118.65	314 282	2359	0.70	125	0.09	4.41	7.60	1.20	2.43	18.92	0.04	0.25	0.07	1.18	0.011

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

№ п.п.	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U
49	3.25	0.05	3.23	1.01	3.22	14.14	335 927	402	0.24	136	0.01	5.55	2.63	1.23	2.01	13.03	0.03	0.10	0.08	2.67	0.004
50	4.60	0.02	97.58	8.85	170	210	331 669	673	25.86	130	2.02	7.66	4.70	1.84	3.88	11.11	0.07	0.76	0.13	4.20	0.008
51	14.08	1.91	17.72	127	307	527	328 197	160	0.57	166	0.04	4.02	1.34	4.93	4.58	0.33	0.05	0.72	0.27	1.26	0.214
52	7.64	0.58	5.56	37.54	1.86	13.28	332 068	182	0.12	161	0.07	3.88	1.64	1.20	1.81	1.01	0.04	0.32	0.20	0.50	0.083
53	6.53	0.15	23.68	0.24	0.85	6.99	329 303	235	5.27	96.64	0.01	32.25	5.11	1.66	15.58	2.50	0.06	7.34	1.57	14.48	0.007
Ср.	3.55	0.39	43.75	13.45	49.27	65.14	334 699	543	8.92	121	0.16	7.36	3.55	1.79	2.86	8.52	0.04	0.66	0.20	2.09	0.02
Ст.	3.52	0.74	107	32.13	94.50	135	8273	546	26.49	31.55	0.50	6.84	1.55	1.02	3.62	5.72	0.02	1.80	0.37	3.46	0.05
М	3.17	0.06	4.40	0.72	2.97	13.42	333 827	370	0.39	122	0.03	5.30	3.34	1.63	1.51	7.03	0.04	0.10	0.09	0.91	0.01
Д	2.31	0.02	1.59	0.58	798	1015		473	3.19	377	2.18	0.18	2.24	0.21	1.01	40	0.04	0.47	0.38	2.76	0.02

Примечание. Анализы 1–3, 7, 14–18, 23, 24, 32, 33, 46–50 – обр. 334С; 4–6, 13, 26–31, 35–45 – обр. 322А; 8–12, 25, 34 – обр. Р9987А; 19–22, 51–53 – обр. 342А. Здесь и в табл. 2: ср. – Среднее, Ст. – стандартное отклонения, М – медианное содержание. Данные по сульфидам Дергамышского месторождения (скв. 200) взяты из работы (Мелекесцева и др., 2020).

Note. Analyses 1–3, 7, 14–18, 23, 24, 32, 33, 46–50 – sample 334C; 4–6, 13, 26–31, 35–45 – sample 322A; 8–12, 25, 34 – sample Р9987A; 19–22, 51–53 – sample 342A. Here and in Table 2: Cp. – average, Ст. – standard deviation, М – median content. Data on sulfides of the Dergamysh deposit (borehole 200) are taken from (Melekestseva et al., 2020).

пирита соседнего Дергамышского кобальт-медно-колчеданного месторождения в ультрамафитах (см. табл. 3, ан. 3, 4).

В физико-химических расчетах использована мультисистема, применявшаяся нами ранее в расчетах по взаимодействию базальта и перидотита с морской водой (Melekestseva et al., 2014, 2017; Toffolo et al., 2020). Моделирование методом минимизации свободной энергии Гиббса (ΔG) в условиях локального равновесия выполнялось при температуре 200°C (см. выше) и давлении 300 бар, что соответствует теоретическим оценкам P - T условий в проницаемых породах надинтрузивных гидротермальных полей (Gruen et al., 2014). Глубина залегания Ишкининского месторождения на момент его образования неизвестна, поэтому давление 300 бар выбрано с учетом залегания современных гидротермальных сульфидных полей на ультрамафитах в Срединно-Атлантическом хребте (в среднем около 3000 м) (Fouquet et al., 2010). Минералообразующие процессы оценивались также и при более низких температурах (150, 100 и 50°C), и результаты моделирования (образование никелина) принципиально не отличались от таковых, рассчитанных для максимальной температуры 200°C.

В работе применялись два сценария взаимодействия твердофазного материала с нагретой морской водой. Первый соответствовал изменению химического состава мультисистемы в зависимости от соотношения порода/раствор (П/Р) по схеме Х.С. Хелгесона (Helgeson, 1968). Соотношение П/Р задавалось изменением количества твердого вещества к 1 л морской воды по логарифмическому закону ($\log_{10}$) с шагом 0.1. По второму варианту расчеты выполнялись по схеме “проточного реактора”, когда раствор, прореагировавший с твердыми фазами, перемещался в следующий резервуар в данном случае с тем же первичным набором минералов (Карпов и др., 1995; Чудненко, 2010). В первом варианте химический состав системы соответствовал суммарному объему реагентов, в то время как второй позволял учесть реакцию порций раствора на исходный кластогенный материал в пределах локальных его частей, что лучше отражает циркуляцию флюида и его реакцию с рудокластами.

Очевидно, что сценарий взаимодействия рудного материала с флюидом определяется пористостью и проницаемостью породы. Если пористость закрытая (т.е. нет обмена флюидом между разными участками осадочного слоя), то локальное равновесие достигается в контакте пор (флюида) с отдельными минеральными агрегатами, слагающими гравелит, среди которых могут быть и обломки окружающих пород. Если она открытая, то химический состав системы стабилизируется в равновесии со всем веществом слоя. Следует заметить, что пористость в кластогенных рудных слоях уменьшается в результате отложения аутигенных

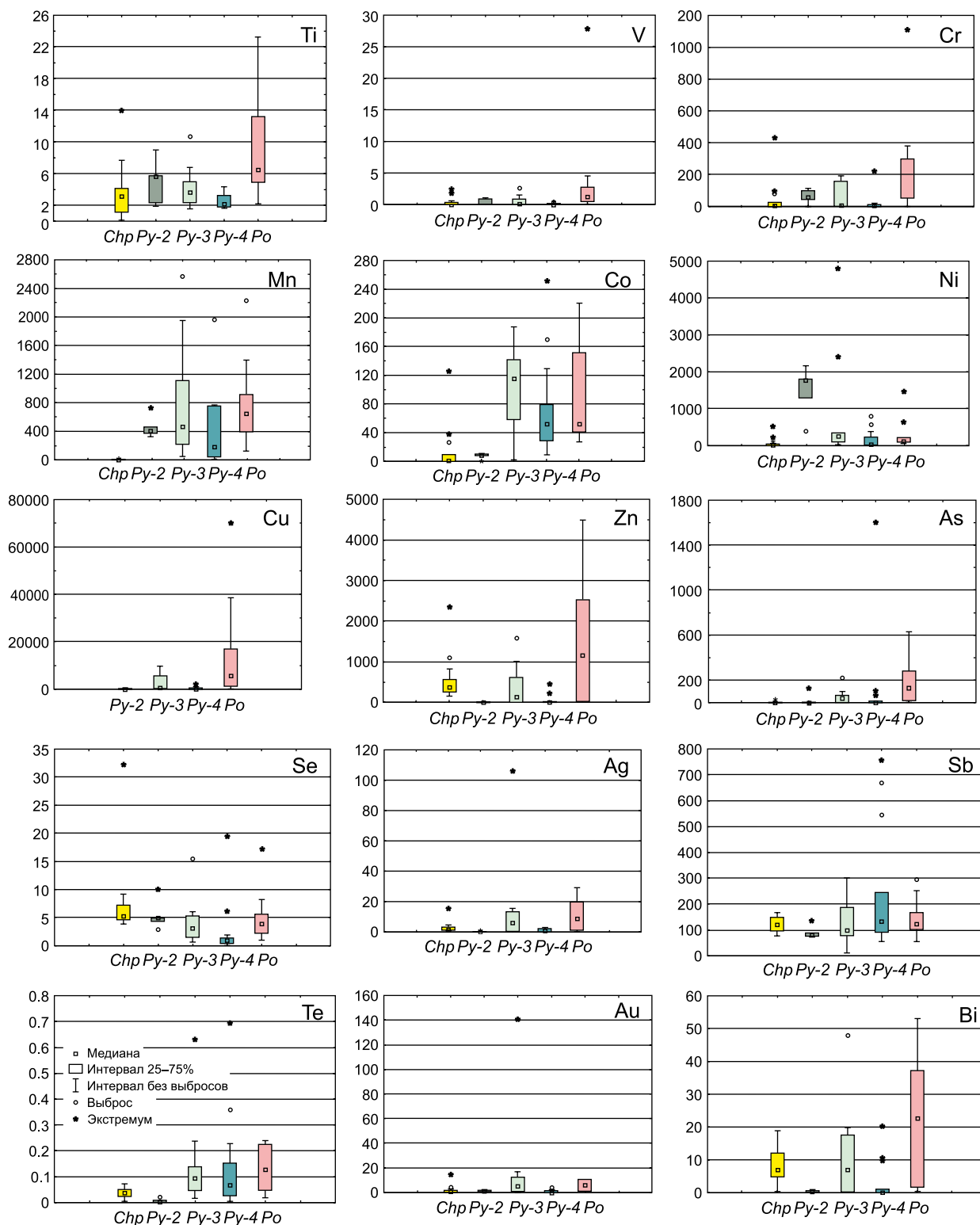


Рис. 6. Сравнительное распределение некоторых элементов-примесей в сульфидах преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитов Ишкининского месторождения, г/т.

Chp – халькопирит, *Po* – пирротин, *Py-2, -3, -4* – пирит-2, -3 и -4 соответственно.

Fig. 6. Comparative trace element patterns of sulfides from transformed serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit, ppm.

Chp – chalcopyrite, *Po* – pyrrhotite, *Py-2, -3, -4* – pyrite-2, -3, -4, respectively.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в хромите и магнетите Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения (обр. P9987A), г/т
Table 2. Trace element contents of chromite and magnetite of the Ishkinino Co-bearing massive sulfide deposits (sample P9987A), ppm

№ п.п.	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	Au	Tl	Pb	Bi	U
Хромит																					
1	1946	1455	430 000	2140	561	624	12.24	1651	1.39	0.55	0.14	0.04	0.12	0.04	0.02	0.03	0.02	0.00	0.07	0.01	0.003
2	2212	1528	470 000	2307	425	719	1.40	1674	1.60	3.60	0.04	0.03	0.14	0.09	0.09	0.49	0.05	0.19	0.01	0.01	0.001
3	1938	1543	440 000	2105	473	659	0.59	1656	3.88	3.25	0.13	0.00	0.38	0.02	0.06	0.37	0.00	0.01	0.05	0.00	0.000
Ср.	2032	1509	446 667	2184	486	667	4.74	1660	2.29	2.47	0.11	0.03	0.22	0.05	0.06	0.30	0.02	0.07	0.05	0.01	0.002
Ст.	156	47.00	20 817	108	68.73	47.96	6.50	12.34	1.38	1.67	0.06	0.02	0.14	0.04	0.03	0.24	0.03	0.11	0.03	0.01	0.001
М	1946	1528	440 000	2140	473	659	1.40	1656	1.60	3.25	0.13	0.03	0.14	0.04	0.06	0.37	0.02	0.01	0.05	0.01	0.001
Магнетит																					
4	0.29	0.32	0.43	8895	147	185	0.06	14.88	0.83	3.32	0.39	0.07	0.06	0.12	0.03	0.07	0.02	0.00	0.05	0.07	0.026
5	3.60	1.13	72.01	8176	31.32	74.75	5.08	17.55	0.84	1.64	0.25	0.25	0.04	1.59	0.21	0.05	0.02	0.00	0.15	0.13	0.070
6	23.05	2.23	160	2574	752	1234	53.43	30.72	0.87	5.85	0.53	3.20	0.37	4.72	0.69	0.16	0.01	0.04	0.22	1.75	0.459
7	5.30	0.28	171	2390	34.92	34.94	30.59	182	2.73	0.34	0.56	0.03	0.87	20.24	0.73	0.32	0.02	0.01	0.34	0.00	0.464
8	158	106	18 659	132	38.67	19.02	0.28	20.61	1.46	0.07	0.08	0.08	0.39	0.83	0.12	0.21	0.00	0.00	0.14	0.00	0.002
9	263	69.31	14 366	3642	17.13	11.96	388	58.28	0.96	2.65	0.01	0.01	0.18	0.96	0.13	0.53	0.01	0.00	0.38	0.01	0.091
10	205	127	12 191	387	32.29	21.02	152	16.50	1.87	2.10	0.04	0.07	0.12	1.29	0.06	0.26	0.02	0.01	0.92	0.00	0.049
11	28.04	2.54	29.83	2243	4.34	6.32	2144	22.36	2.74	3.66	0.39	0.03	1.24	3.48	1.21	1.06	0.08	0.04	0.04	0.04	0.111
12	6.63	0.11	19.34	2580	2.10	1.39	5417	30.12	1.74	2.26	0.37	0.19	0.36	0.32	0.20	0.53	0.03	0.04	0.14	0.09	0.021
13	3.10	0.22	4.19	9666	0.55	0.93	142	38.57	2.06	2.29	0.51	0.05	0.20	0.62	0.03	0.06	0.03	0.01	0.05	0.00	0.025
14	45.72	8.20	353	5505	159	331	12053	47.18	2.73	4.99	0.40	0.89	0.06	0.95	0.38	1.44	0.01	0.16	0.09	1.13	0.089
15	5.62	0.04	0.97	7891	0.32	7.69	2.08	12.28	0.48	0.30	0.47	0.06	0.05	0.18	0.03	0.68	0.01	0.00	0.02	0.00	0.008
16	12.60	0.20	3.24	3781	637	2656	434	45.93	6.84	0.23	0.63	3.00	0.37	0.31	0.11	3.78	0.04	0.01	0.13	7.72	0.021
Ср.	58.53	24.42	3541	4451	143	354	1602	41.29	2.01	2.28	0.36	0.61	0.33	2.74	0.30	0.70	0.02	0.02	0.21	0.84	0.11
Ст.	89.31	45.15	6710	3243	251	770	3491	44.57	1.65	1.84	0.20	1.13	0.36	5.43	0.36	1.01	0.02	0.04	0.24	2.14	0.16
М	12.60	1.13	72.01	3642	32.29	21.02	142	30.12	1.74	2.26	0.39	0.07	0.20	0.95	0.13	0.32	0.02	0.01	0.14	0.04	0.05

Таблица 3. Исходный состав твердых реагентов для моделирования процесса диагенеза, ат. кол-во
Table 3. Initial composition of solid reagents for modeling diagenetic process, atomic amounts

	Реагент	Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	H	C	O
1	Серпентинит, 1 кг	6.5874	0.1098	1.3760	0.0127	8.8973	0.0731	0.0323	0.0053	14.0016	0.0731	31.4449
2	Серпентинит, 10 об. %	0.937	0.0312	0.17	0.0018	1.2655	0.011	0.092	0.0015	2.02	0.0104	4.4725
3	Пирит, Дергамышское месторождение, 1 кг			8.0577	0.0062							
4	Пирит, Дергамышское месторождение, 30 об. %			2.1317	0.0016							
5	Халькопирит, 25 об. %			1.4369								
6	Пирротин, 20 об. %			2.0726								
7	Хромит, 15 об. %			2.3687								
8	Пирит-1, поле Победа, 1 кг			8.2726	0.0018							
9	Пирит-2, поле Победа, 1 кг			8.2905	8.919×10^{-5}							2.4623
10	Пирротин, поле Победа, 1 кг			11.2808	8.373×10^{-4}							
	Реагент	Cu	Zn	Ni	Co	Pb	As	Se	Ag	Cd	Au	Cr
1*	Серпентинит, 1 кг	1.865×10^{-4}	4.985×10^{-4}	0.0322	1.649×10^{-3}	3.789×10^{-5}	1.201×10^{-4}					
2*	Серпентинит, 10 об. %	2.652×10^{-5}	7.091×10^{-5}	4.578×10^{-3}	2.346×10^{-4}	5.389×10^{-6}	1.709×10^{-5}					
3	Пирит, Дергамышское месторождение, 1 кг	0.0771	0.0187	0.0127	0.1494		2.883×10^{-3}	0.0022	0.0012			
4	Пирит, Дергамышское месторождение, 30 об. %	0.0204	0.0049	0.0034	0.0395		7.627×10^{-4}	5.863×10^{-4}	3.105×10^{-4}			
5	Халькопирит, 25 об. %	1.4369										
6	Пирротин, 20 об. %											
7	Хромит, 15 об. %											1.2311
8	Пирит-1, поле Победа, 1 кг	0.022	0.0199	0.0109	2.036×10^{-4}	3.088×10^{-4}	0.0043	5.193×10^{-5}	8.158×10^{-5}	3.114×10^{-5}	2.538×10^{-6}	
9	Пирит-2, поле Победа, 1 кг	0.0173	1.529×10^{-3}	0.0016	3.02×10^{-3}	8.156×10^{-4}	0.0035	6.586×10^{-4}	2.874×10^{-4}	6.227×10^{-4}	2.538×10^{-6}	
10	Пирротин, поле Победа, 1 кг	0.0173	9.176×10^{-3}	1.278×10^{-4}	5.091×10^{-6}	3.861×10^{-4}	1.602×10^{-4}	4.053×10^{-5}	5.284×10^{-5}	6.227×10^{-5}	1.015×10^{-6}	

Примечание. 1, 2 – средний химический состав (34 анализа) серпентинита Ишкенинского месторождения (Мелекесцева, 2007); 3, 4 – химический состав пирита Дергамышского месторождения (Масленников и др., 2014, табл. 1.1); 5–7 – стехиометрический состав минералов; 8–10 – состав сульфидов гидротермального поля Победа (Maslennikov et al., 2020, табл. 3, 4). Для модельных расчетов исходный состав пересчитывался на атомные количества элемента в 1 кг вещества. Содержания H_2O и потерь при прокаливании объединены. Объемные проценты рассчитывались на молярные количества в 1 кг. Предполагалось, что весь CaO в серпентините входит в состав кальцита. В расчетах принималось округление до 9-го знака после запятой. Пирит поля Победа принят в расчет в качестве примера разных соотношений Ni/As. * – S и As из состава серпентинизированного гарцбургита гидротермального поля Рейнбой (Fouquet et al., 2010), † – расчетные значения.

Note. 1, 2 – average chemical composition (34 analyses) of serpentinites of the Ishkenino deposit (Melekestseva, 2007); 3, 4 – chemical composition of pyrite of the Dergamysh deposit (Table 1.1, Maslennikov et al., 2014); 5–7 – stoichiometric composition of minerals; 8–10 – composition of sulfides of the Pobeda hydrothermal sulfide field (Tables 3, 4, Maslennikov et al., 2020). For modeling, the initial composition was recalculated to atomic amounts in 1 kg of matter. The contents of H_2O and losses on ignition were combined. The volumetric percent were calculated to mole amounts in 1 kg. It is suggested that the entire CaO in serpentinite is included into calcite. The modeling numbers were approximated to ninth sign after comma. Pyrite of the Pobeda hydrothermal sulfide field is taken into account as example of various Ni/As ratios. * – the S and As contents are taken from the composition of the serpentinized harzburgite of the Rainbow hydrothermal sulfide field (Fouquet et al., 2010), † – calculated values.

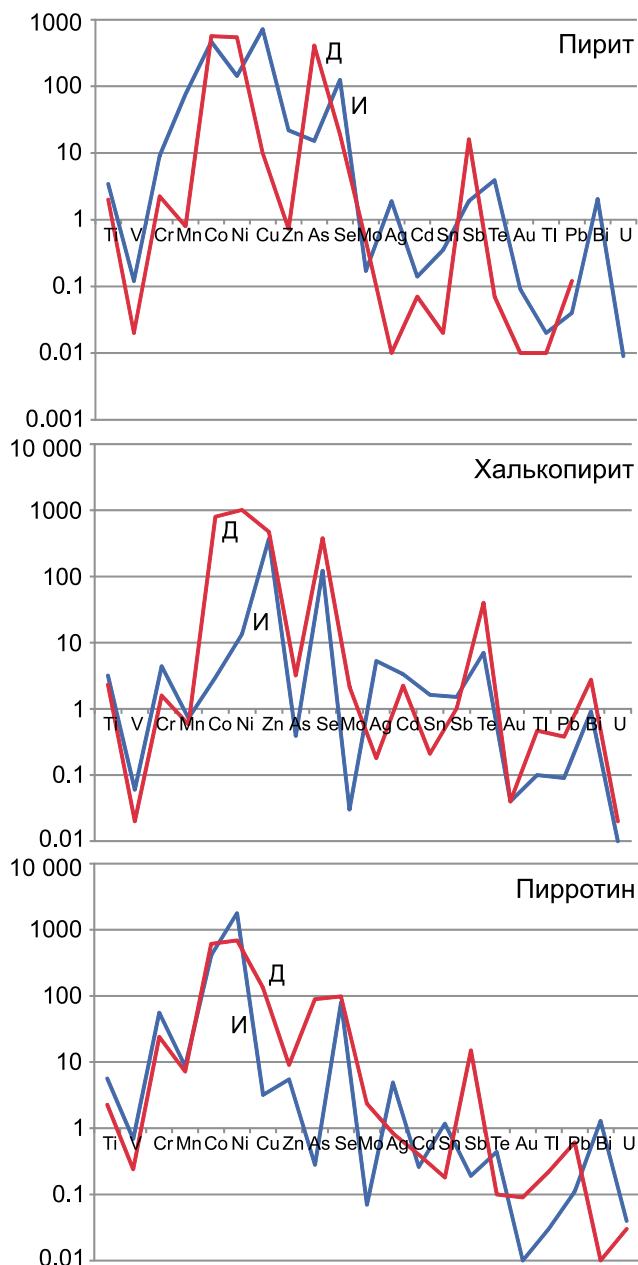


Рис. 7. Сравнение содержаний элементов-примесей в сульфидах Ишкининского (И) и Дергамышского (Д) кобальт-медноколчеданных месторождений, г/т.

Fig. 7. Comparison of trace element contents in sulfides of the Ishkinino (И) and Dergamysh (Д) Co-bearing massive sulfide deposits, ppm.

сульфидных минералов и сквозная фильтрация раствора может полностью прекратиться. Эти два сценария поведения системы в зависимости от проницаемости пород были реализованы нами при физико-химическом моделировании процессов диагенеза рудных песчаников и оценке параметров, влияющих на отложение аутигенного никелина.

ОБСУЖДЕНИЕ

Последовательность минералообразования. Совместное нахождение обломков сульфидов, хромита и вмещающих пород в кластогенных рудах Ишкининского месторождения свидетельствует об одновременном их разрушении на морском дне (Мелекесцева, 2007). Отсутствие среди обломков зональных почек, колломорфных агрегатов, апопирротинового пирита, типичных для первичных гидротермальных колчеданных руд и продуктов их разрушения (Сафина, Масленников, 2009), и повсеместное развитие псевдоморфных агрегатов указывают на существенное постседиментационное преобразование обломочных руд Ишкининского месторождения.

Сохранившаяся обломочная текстура преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитов Ишкининского месторождения, отсутствие в них расщепления и теней давления позволяют нам предполагать, что преобразования носили диагенетический, а не метаморфический характер (Encyclopedia..., 2003). Идиоморфный облик кристаллов кобальтина с включениями герсдорфита, никелина и самородного золота и его замещение всеми сульфидами свидетельствуют об их наиболее раннем происхождении, вероятно на стадии раннего диагенеза (рис. 8). Возможность раннедиагенетического происхождения косвенно подтверждается находками диагенетических кобальтина и герсдорфита на медном месторождении Купфершифер (Польша) (Large et al., 1999), аргиллитах п-ова Мурото (Япония) (Matsubara et al., 1993) и черносланцевых

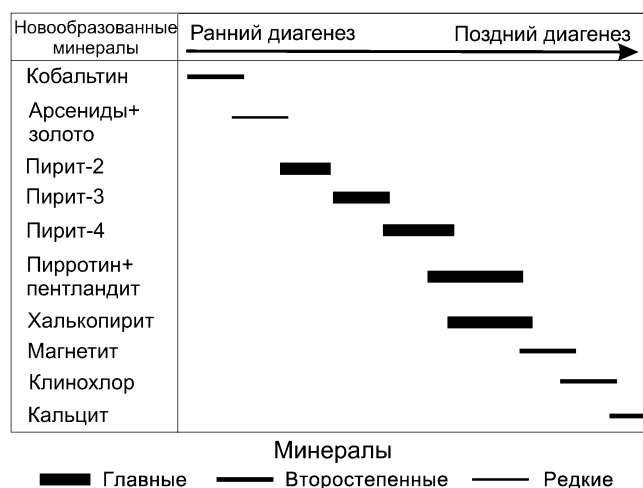


Рис. 8. Последовательность образования аутигенных минералов в серпентинит-сульфидных гравелитах Ишкининского месторождения.

Fig. 8. Sequence of formation of authigenic minerals in serpentinite-sulfide gravelites of the Ishkinino deposit.

отложениях Большого Кавказа (Глазырина, Глазырин, 2011). Аутигенное самородное золото – неотъемлемый компонент всех тонкослоистых руд слабометаморфизованных колчеданных месторождений Урала (Maslennikov et al., 2019).

Дальнейшее минералообразование (см. рис. 8) происходило последовательно от раннего к позднему диагенезу и завершилось замещением клинхлором сульфидов, магнетита и хромита и формированием кальцитовых прожилков. Образование последних происходило в уже литифицированном гравелите, что дополнительно подтверждает диагенетическое происхождение сульфидов. Обломочные руды, преобразованные в результате диагенетических процессов и во многом утратившие первичные обломочные черты, недавно было предложено называть рудными диагенитами (Maslennikov et al., 2019), что важно при определении стадий преобразования, которым подверглись руды.

Распределение ЭП в минералах. По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу сульфиды из преобразованных серпентинит-сульфидных гравелитов Ишкининского месторождения подобны диагенетически преобразованным пирит-халькопирит-пирротиновым гравелитам соседнего Дергамышского месторождения (Maslennikov et al., 2019; Мелекесцева и др., 2020), однако имеют свои геохимические особенности. По сравнению с сульфидами Дергамышского месторождения изученные сульфиды Ишкининского месторождения обогащены “литогенными” (Масленников и др., 2014) элементами – Ti, V и Cr, что отражает повсеместное развитие хромита и магнетита в рудах. Разновидности диагенетического пирита Ишкининского месторождения обогащены большинством ЭП, а позднедиагенетические пирротин и халькопирит обеднены большинством ЭП (см. табл. 1, рис. 7). Обеднение халькопирита и пирротина Ишкининского месторождения ЭП (см. рис. 7) может отражать большую степень постседиментационной проработки (увеличение температуры?) обломочных руд. Косвенно это может подтверждаться пониженными содержаниями Te в халькопирите (Maslennikov et al., 2009). Повышение температуры преобразования рудокластических отложений Ишкининского месторождения, возможно, отражено в росте Co/Ni отношения от пирита-2 (1.93, здесь и далее медиана) к пириту-3 (4.53) и пириту-4 (5.73). Отношение этих элементов часто используется как критерий условий образования, в частности, считается, что содержание Co в пирите увеличивается с ростом температуры (Huston et al., 1995).

Общий низкий уровень содержаний ЭП в минералах Ишкининского месторождения, скорее всего, также связан с существенным постседиментационным преобразованием обломочных руд. Обеднение позднедиагенетических сульфидов относительно раннедиагенетических установлено в суль-

фидных конкрециях из рудных диагенитов Сафьяновского, Талганского и Дергамышского месторождений на Урале (Safina et al., 2020). Первичные генерации сульфидов на Ишкининском месторождении не сохранились, однако, к примеру, на соседнем Дергамышском месторождении концентрации Co и Ni в ранних (“гидротермальных”) генерациях пирита и марказита достигают первых тысяч граммов на тонну и уменьшаются к последующим (диагенетическим) генерациям (Масленников и др., 2014). При диагенетическом преобразовании обломочных руд происходит высвобождение ЭП из ранних сульфидов, что приводит к формированию аутигенных акцессорных минералов: самородного золота, сульфоарсенидов, теллуридов, селенидов (Maslennikov et al., 2019). Источником для образования многочисленных сульфоарсенидов и арсенидов Co и Ni на Ишкининском месторождении, скорее всего, послужили несохранившиеся богатые Co и Ni первичные сульфиды. Это же касается и Au, содержания которого в сульфидах Ишкининского месторождения крайне низкие (см. табл. 1), что указывает на отсутствие его “невидимой формы”. Повышенные содержания Zn в халькопирите, скорее всего, свидетельствуют о микроскопических включениях сфалерита, звездчатые агрегаты которого ранее были обнаружены в халькопирите (Мелекесцева, 2007). Это же следует и из положительной корреляции между содержаниями Cu и Zn в пирите-4.

Термодинамическое моделирование. Результаты термодинамического моделирования не противоречат предположению о диагенетическом формировании арсенидной минерализации. Значение П/Р при диагенезе рудных песчаников в наших расчетах соответствует теоретическим оценкам, приведенным в работе (Fisher, Narasimhan, 1991). Установлено (табл. 4), что появление никелина в сценарии “проточного реактора” происходит при более низких концентрациях твердых веществ, чем в схеме общего соотношения П/Р. Это может объясняться тем, что при взаимодействии флюида с твердыми фазами Ni и As накапливаются в растворе и раньше достигают концентрации насыщения для никелина, чем во втором случае. Также установлено, что, например, отношение П/Р увеличивается в ряду от пирротина к пириту-2 поля Победа и не зависит как от соотношений элементов Ni, As, S в исходных минеральных агрегатах, так и от pH раствора (см. табл. 4). Однако выявлена четкая зависимость отношения П/Р при появлении никелина от Eh среды. Значение П/Р в системе возрастает более чем в 600 раз с увеличением Eh на 0.18 В. Мышьяк в растворе присутствует в трехвалентной форме, и преобладающей частицей является H_3AsO_3^0 (Масленников и др., 2016). Одновременно при существенном уменьшении концентрации анионов HSO_4^- и SO_4^{2-} возрастает содержание двухвалентной серы в виде HS^- и H_2S^0 .

Таблица 4. Параметры появления никелина при различных соотношениях порода–раствор
Table 4. Parameters of formation of nickeline at various rock–fluid ratios

№ п.п.	Вещество	П/Р		S		Ni		As		Ni/As	S/Ni	S/As	Eh	pH
		Реактор	ξ	Реактор	ξ	Реактор	ξ	Реактор	ξ					
1	Пирротин поля Победа	0.01	0.04	0.10	0.39	1.34×10 ⁻⁶	5.09×10 ⁻⁶	1.68×10 ⁻⁶	6.38×10 ⁻⁶	0.798	77323.079	61692.585	-0.46	6.18
2	Рудокластит, Ишкининское месторождение	0.07	0.10	0.62	0.95	5.16×10 ⁻⁴	7.93×10 ⁻⁴	5.07×10 ⁻⁵	7.80×10 ⁻⁵	10.174	1199.398	12202.507	-0.36	6.19
3	Пирит, Дерга- мышское место- рождение	0.36	0.53	5.80	8.51	4.56×10 ⁻³	6.69×10 ⁻³	1.04×10 ⁻³	1.52×10 ⁻³	4.397	1271.259	5589.796	-0.32	6.20
4	Серпентинит	0.48	0.79	0.03	0.05	0.015	0.026	5.77×10 ⁻⁵	9.54×10 ⁻⁵	268.049	2.081	557.898	-0.34	6.23
5	Пирит-1 поля Победа	3.84	5.01	63.65	83.08	0.042	0.055	0.016	0.021	2.561	1515.372	3881.032	-0.29	6.17
6	Пирит-2 поля Победа	6.60	7.94	109.47	131.76	0.011	0.013	0.023	0.026	0.473	10140.512	4798.156	-0.28	6.10

Примечание. П/Р – расчетное отношение порода/раствор в условиях гетерофазного равновесия. Реактор – атомное количество элемента, при котором происходит появление никелина по сценарию проточного реактора (Карпов и др., 1995; Чудненко, 2010), ξ – то же по сценарию общего соотношения П/Р Хелгесона (Helgeson, 1968). S, Ni, As – атомные количества элемента в момент появления никелина. Ni/As, S/Ni, S/As – отношения молярных количеств элементов в исходной породе. В расчетах с пирротинном и пиритом-2 поля Победа появляется лелингит.

Note. П/Р – calculated rock/fluid ratio under conditions of heterophase equilibrium. Реактор – atomic amount of element, at which nickeline forms in flowing reactor scenario (Karpov et al., 1995; Chudnenko, 2010); ξ – the same following scenario of a general П/Р ratio of (Helgeson, 1968). S, Ni, As – atomic amounts of element in the moment of formation of nickeline. Ni/As, S/Ni, S/As – ratios of mole amounts of elements in initial rock. The calculations with pyrrhotite and pyrite-2 of the Pobeda hydrothermal sulfide field also yield löllingite.

Процесс растворения первичных минералов приводит к насыщению межфазной жидкости по отношению к новым минеральным фазам, которые начинают отлагаться в межзерновом пространстве (Ruiz-Agudo et al., 2014). Содержания Ni и As в морской воде очень низкие – $8.2 \cdot 10^{-9}$ и $1.6 \cdot 10^{-8}$ моль/кг соответственно (Steele et al., 2010), поэтому она не может служить источником металлов для формирования никелина. Наши расчеты показывают, что источником Ni и As в большей степени являются сульфидные минералы, а также обломки пород, в данном случае – серпентинитов. Главное условие отложения никелина при диагенезе – повышенный восстановительный потенциал системы, буферимый составом сульфидных агрегатов гравелитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые минералого-геохимические данные по диагенетически преобразованным серпентинит-сульфидным гравелитам Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения на Южном Урале и их сравнительный анализ с результатами предыдущих исследований подобных обломочных руд Дергамышского, Сафьяновского, Талганского и других колчеданных месторождений Урала показывают, что их преобразования носят диагенетический характер. Диагенетическое преобразование обломочных руд Ишкининского месторождения привело к формированию аутигенных кобальтина, герсдорфита, никелина и самородного золота в результате высвобождения элементов-примесей из первичных гидротермальных сульфидов, что также отразилось на общем низком уровне содержания элементов-примесей в поздних сульфидных минералах. Главные элементы-примеси руд месторождения (Co и Ni) присутствуют не только в сульфидах, но и в оксидах. Хромит также концентрирует часть Zn, а магнетит содержит Cu, что может сказаться на неполном извлечении этих компонентов в случае разработки месторождения. Селен содержится также и в пирите в сопоставимых количествах. Теллур главным образом концентрируется в позднем пирите. Золото содержится только в самородной форме, что практически исключает риски его потери при попутной добыче. Термодинамическое моделирование процессов диагенеза в обломочных рудах подтверждает возможность образования As-содержащих фаз (в частности, никелина) при температурах $\leq 200^\circ\text{C}$.

Благодарности

Авторы благодарны Р. Ларжу и Л. Данюшевскому за возможность аналитических работ в Университете Тасмании, [С.П. Масленниковой] – за пересчеты LA ICP MS анализов, Н.Р. Аюповой и Н.П. Сафиной – за обсуждение результатов работы и анонимному рецензенту, чьи замечания позволили улучшить рукопись.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Артемьев Д.А., Блинов И.А. (2019) Минералого-геохимические особенности конкреций пирита из сульфидных турбидитов Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 518-539. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524876659-662>
- Глазырина Н.В., Глазырин Е.А. (2011) Кобальтин-пентландит-пирротиновая аутигенная сульфидная минерализация черносланцевых отложений. *Записки РМО*, (1), 83-90.
- Зайков В.В. (2006) Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданоносных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 429 с.
- Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А., Юминов А.М., Симонов В.А., Дунаев А.Ю. (2009) Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Геотур, 376 с.
- Карпов И.К., Чудненко К.В., Бычинский В.А., Кулик Д.А., Павлов А.Л., Третьяков Г.А., Кашик С.А. (1995) Минимизация свободной энергии при расчете гетерогенных равновесий. *Геология и геофизика*, **36**(4), 3-21.
- Масленников В.В. (2012) Морфогенетические типы колчеданных залежей как отражение режимов вулканизма. *Литосфера*, (5), 96-113.
- Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. (2014) Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 340 с. <https://elibrary.ru/item.asp?id=23720644>
- Масленников В.В., Мелекесцева И.Ю., Масленникова А.В., Третьяков Г.А., Масленникова С.П., Аюпова Н.Р., Сафина Н.П., Филиппова К.А., Удачин В.Н., Целуйко А.С., Аминов П.Г. (2016) Дифференциация токсичных элементов в условиях литогенеза и техногенеза колчеданных месторождений. Екатеринбург: УрО РАН, 368 с.
- Мелекесцева И.Ю. (2007) Гетерогенные кобальт-медноколчеданные месторождения в ультрамафитах палеоостроводужных структур. М.: Наука, 245 с.
- Мелекесцева И.Ю., Масленников В.В., Масленникова С.П. (2020) Элементы-примеси в сульфидах Дергамышского кобальт-медноколчеданного месторождения, Южный Урал: форма нахождения и источники вещества. *Литосфера*, (4), 499-516. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-499-516>
- Перцев А.Н., Бортников Н.Б., Власов Е.А., Бельтнев В.Е., Добрецова И.Г., Агеева О.А. (2012) Современные колчеданные залежи рудного района Семёнов (Срединно-Атлантический хребет, $13^\circ 31'$ с.ш.): характеристика ассоциирующих пород внутреннего океанического комплекса и их гидротермальных изменений. *Геол. рудн. месторождений*, **54**, 400-415.
- Сафина Н.П., Масленников В.В. (2009) Рудокластические отложения Яман-Касинского и Сафьяновского колчеданных месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 260 с.
- Чудненко К.В. (2010) Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Гео, 287 с.

- Dias Á.S., Mills R.A., Ribeiro da Costa I., Costa R., Taylor R.N., Cooper M.J., Barriga F.J.A.S. (2010) Tracing fluid–rock reaction and hydrothermal circulation at the Saldanha hydrothermal field. *Chem. Geol.*, **273**, 168–179. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.02.020
- Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. (2003) (Eds G.V. Middleton et al.) Kluwer Academic Publishers, 805 p.
- Fairbridge R.W. (1983) Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis: phase of lithogenesis. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks* (Eds G. Larsen, G.V. Chilingar). Elsevier, Amsterdam, L., N. Y., 2, 17–114.
- Fisher A.T., Narasimhan T.N. (1991) Numerical simulations of hydrothermal circulation resulting from basalt intrusions in a buried spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **103**, 100–115. https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90153-9
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Charlou J.-L., Ondréas H., Barriga F.J.A.S., Cherkashov G., Semkova T., Poroshina I., Bohn M., Donvall J.P., Henry K., Murphy P., Rouxel O. (2010) Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu–Zn–Co–Au volcanogenic massive sulfide deposits. (Eds P.A. Rona, C.W. Devey, J. Dymont, B.J. Murton). *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. AGU Geophysical Monograph, 321–368.
- Gruen G., Weis P., Driesner T., Heinrich C.A., De Ronde C.E.J. (2014) Hydrodynamic modeling of magmatic-hydrothermal activity at submarine arc volcanoes, with implications for ore formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 307–318. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.041
- Helgeson H.C. (1968) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions—I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 853–877. https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90100-2
- Huston D.L., Sie S.H., Suter G.F., Cooke D.R., Both R.A.Q. (1995) Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic hosted massive sulfide deposits. Pt I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite. Pt II. Selenium levels in pyrite comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, **90**, 1167–1196. doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.1167
- Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. (1997) Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibrium, and numerical algorithms. *Amer. J. Sci.*, **297**, 767–806. doi: 10.2475/ajs.297.8.767
- Large D.J., Sawlowicz Z., Spratt J. (1999) A cobaltite-framboidal pyrite association from the Kupferschiefer: possible implications for trace element behaviour during the earliest stages of diagenesis. *Mineral. Mag.*, **63**(3), 353–361. https://doi.org/10.1180/002646199548574
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Chavagnac V., Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Mineral. Depos.*, **41**, 52–67. https://doi.org/10.1007/s00126-005-0040-8
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Scott S.D. (2007) Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: from serpentinization to the formation of Cu–Zn–(Co)-rich massive sulfides. *Mar. Geol.*, **245**, 20–39. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.05.007
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluyko A.S., Melekestseva I.Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G. (2019) Mineralogical Features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia. *Minerals*, **9**(3), 150. https://doi.org/10.3390/min9030150
- Maslennikov V.V., Cherkashev G., Artem'ev D.A., Firstova A., Large R.R., Tseluyko A.S., Kotlyarov V.A. (2020) Pyrite varieties in massive sulfide microfacies on Pobeda hydrothermal fields, Mid-Atlantic Rise 17°07'–17°08': LA-ICP-MS data deciphering. *Minerals*, **10**(7), 622. https://doi.org/10.3390/min10070622
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111–1141. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1111
- Matsubara S., Saito Y., Kato A. (1993) Cobalt and nickel minerals from Nabae Coast, Muroto City, Kochi Prefecture, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **19**(4), 127–137.
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V., Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. (2017) Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? *Econ. Geol.*, **112**, 741–773. https://doi.org/10.2113/econgeo.112.4.741
- Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P., Yuminov A.M., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Kotlyarov V.A., Beltenev V.E., Danyushevsky L.V., Large R. (2014) Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input. *Mar. Geol.*, **349**, 37–54. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.013
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. (2013) Cu–(Ni–Co–Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs. *Ore Geol. Rev.*, **52**, 18–36. https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.005
- Ruiz-Agudo E., Putnis C.V., Putnis A. (2014) Coupled dissolution and precipitation at mineral–fluid interfaces. *Chem. Geol.*, **383**, 132–146. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.06.007
- Safina N.P., Melekestseva I.Yu., Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Artem'ev D.A., Blinov I.A. (2020) Authigenesis at the Urals massive sulfide deposits: insight from pyrite nodules hosted in ore diagenites. *Minerals*, **10**, 193. doi:10.3390/min10020193
- Steele J.H., Thorpe S.A., Turekian K.K. (2010) Marine chemistry and geochemistry: A derivative of encyclopedia of ocean sciences, 2nd ed. L., Elsevier, 631 p.
- Toffolo L., Nimis P., Tret'yakov G.A., Melekestseva I.Y., Beltenev V.E. (2020) Seafloor massive sulfides from mid-ocean ridges: Exploring the causes of their

geochemical variability with multivariate analysis. *Earth-Sci. Rev.*, **201**, 102958. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102958>

REFERENCES

- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Artem'ev D.A., Blinov I.A. (2019) Mineralogical and Geochemical Features of Pyrite Nodules from Sulfide Turbidites in the Talgan Cu-Zn Massive Sulfide Deposit (Southern Urals). *Lithol. Mineral. Res.*, **54**, 447-464. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524876659-662>
- Chudnenko K.V. (2010) Thermodynamic modeling in geochemistry: theory, algorithms, software, applications. Novosibirsk, Geo Publ., 287 p. (In Russ.)
- Dias Á.S., Mills R.A., Ribeiro da Costa I., Costa R., Taylor R.N., Cooper M.J., Barriga F.J.A.S. (2010) Tracing fluid-rock reaction and hydrothermal circulation at the Saldanha hydrothermal field. *Chem. Geol.*, **273**, 168-179. doi:10.1016/j.chemgeo.2010.02.020
- Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. (2003) (Eds G.V. Middleton et al.). Kluwer Academic Publishers, 805 p.
- Fairbridge R.W. (1983) Syndiagenesis-anadiagenesis-epidiagenesis: phase of lithogenesis. *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks* (Eds G. Larsen, G.V. Chilingar). Elsevier, Amsterdam, L., N. Y., 2, 17-114.
- Fisher A.T., Narasimhan T.N. (1991) Numerical simulations of hydrothermal circulation resulting from basalt intrusions in a buried spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **103**, 100-115. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90153-9)
- Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J., Charlou J.-L., Ondréas H., Barriga F.J.A.S., Cherkashov G., Semkova T., Poroshina I., Bohn M., Donvall J.P., Henry K., Murphy P., Rouxel O. (2010) Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposits. (Eds P.A. Rona, C.W. Devey, J. Dymont, B.J. Murton). *Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges*. AGU Geophysical Monograph, 321-368.
- Glazyrina N.V., Glazyrin E.A. (2011) Cobaltite-pentlandite-pyrrhotite authigenic sulfide mineralization of black shales. *Zapiski RMO*, (1), 83-90. (In Russ.)
- Gruen G., Weis P., Driesner T., Heinrich C.A., De Ronde C.E.J. (2014) Hydrodynamic modeling of magmatic-hydrothermal activity at submarine arc volcanoes, with implications for ore formation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **404**, 307-318. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.041>
- Helgeson H.C. (1968) Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions—I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 853-877. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(68\)90100-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(68)90100-2)
- Huston D.L., Sie S.H., Suter G.F., Cooke D.R., Both R.A.Q. (1995) Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic hosted massive sulfide deposits. Pt I. Proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite, and sphalerite. Pt II. Selenium levels in pyrite comparison with $\delta^{34}\text{S}$ values and implication for the source of sulfur in volcanogenic hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, **90**, 1167-1196. doi:10.2113/gsecongeo.90.5.1167
- Karpov I.K., Chudnenko K.V., Bychinsky V.A., Kulik D.A., Pavlov A.L., Tret'yakov G.A., Kashik S.A. (1995) Minimization of free energy in calculations of heterogeneous equilibria. *Geol. Geofiz.*, **36**(4), 3-21. (In Russ.)
- Karpov I.K., Chudnenko K.V., Kulik D.A. (1997) Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: Thermodynamic relations, conditions of equilibrium, and numerical algorithms. *Amer. J. Sci.*, **297**, 767-806. doi:10.2475/ajs.297.8.767
- Large D.J., Sawlowicz Z., Spratt J. (1999) A cobaltite-framboidal pyrite association from the Kupferschiefer: possible implications for trace element behaviour during the earliest stages of diagenesis. *Mineral. Mag.*, **63**(3), 353-361. <https://doi.org/10.1180/002646199548574>
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Chavagnac V., Fouquet Y. (2006) Mineralogy, geochemistry, and Nd isotope composition of the Rainbow hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge. *Mineral. Dep.*, **41**, 52-67. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0040-8>
- Marques A.F.A., Barriga F.J.A.S., Scott S.D. (2007) Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: from serpentinization to the formation of Cu-Zn-(Co)-rich massive sulfides. *Mar. Geol.*, **245**, 20-39. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.05.007>
- Maslennikov V.V. (2012) Morphogenetic types of massive sulfide bodies as a reflection of volcanic regimes. *Lithosphere (Russia)*, (5), 96-113. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tret'yakov G.A., Melekestseva I.Yu., Safina N.P., Belogub E.V., Large R.R., Danyushevskii L.V., Tseluiko A.S., Krainev Yu.D. (2014) Toxic elements in massive sulfide systems. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 340 p. (In Russ.). <https://elibrary.ru/item.asp?id=23720644>
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Safina N.P., Tseluiko A.S., Melekestseva I.Yu., Large R.R., Herrington R.J., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Maslennikova S.P., Tessalina S.G. (2019) Mineralogical features of ore diagenites in the Urals massive sulfide deposits, Russia. *Minerals*, **9**(3), 150. <https://doi.org/10.3390/min9030150>
- Maslennikov V.V., Cherkashev G., Artem'ev D.A., Firstova A., Large R.R., Tseluiko A.S., Kotlyarov V.A. (2020) Pyrite varieties in massive sulfide microfacies on Pobeda hydrothermal fields, Mid-Atlantic Rise 17°07'–17°08': LA-ICP-MS data deciphering. *Minerals*, **10**(7), 622. <https://doi.org/10.3390/min10070622>
- Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R.R., Danyushevsky L.V. (2009) Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS). *Econ. Geol.*, **104**, 1111-1141. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.8.1111>
- Maslennikov V.V., Melekestseva I.Yu., Maslennikova A.V., Tret'yakov G.A., Maslennikova S.P., Ayupova N.R., Safina N.P., Filippova K.A., Udachin V.N., Tseluiko A.S., Aminov P.G. (2016) Differentiation of toxic elements under lithogenesis and technogenesis of massive sulfide deposits. Ekaterinburg, UB RAS, 368 p. (In Russ.)
- Matsubara S., Saito Y., Kato A. (1993) Cobalt and nickel minerals from Nabae Coast, Muroto City, Kochi Prefecture, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo, Ser. C*, **19**(4), 127-137.
- Melekestseva I.Yu. (2007) Heterogeneous Co-bearing massive sulfide deposits in ultramafic rocks of paleoisland

- arc structures. Moscow, Nauka Publ., 245 p. (In Russ.)
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P. (2020) Trace elements in sulfides of the Dergamysh Co-bearing massive sulfide deposit, South Urals: mode of occurrence and matter sources. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 499-516. (In Russ.). <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-4-499-516>
- Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A., Nimis P., Beltenev V.E., Rozhdestvenskaya I.I., Maslennikova S.P., Belogub E.V.; Danyushevsky L., Large R., Yuminov A.M., Sadykov S.A. (2017) Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? *Econ. Geol.*, **112**, 741-773. <https://doi.org/10.2113/econgeo.112.4.741>
- Melekestseva I.Yu., Tret'yakov G.A., Nimis P., Yuminov A.M., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Kotlyarov V.A., Beltenev V.E., Danyushevsky L.V., Large R. (2014) Barite-rich massive sulfides from the Semenov-1 hydrothermal field (Mid-Atlantic Ridge, 13°30.87' N): Evidence for phase separation and magmatic input. *Mar. Geol.*, **349**, 37-54. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.013>
- Melekestseva I.Yu., Zaykov V.V., Nimis P., Tret'yakov G.A., Tessalina S.G. (2013) Cu-(Ni-Co-Au)-bearing massive sulfide deposits associated with mafic-ultramafic rocks of the Main Urals Fault, South Urals: Geological structures, ore textural and mineralogical features, comparison with modern analogs. *Ore Geol. Rev.*, **52**, 18-36. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.005>
- Pertsev A.N., Bortnikov N.S., Vlasov E.A., Beltenev V.E., Dobretsova I.G., Ageeva O.A. (2012) Recent massive sulfide deposits of the Semenov ore district, Mid-Atlantic Ridge, 13°31' N: Associated rocks of the oceanic core complex and their hydrothermal alteration. *Geol. Ore Dep.*, **54**, 334-346. <https://doi.org/10.1134/S1075701512050030>
- Ruiz-Agudo E., Putnis C.V., Putnis A. (2014) Coupled dissolution and precipitation at mineral-fluid interfaces. *Chem. Geol.*, **383**, 132-146. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.06.007>
- Safina N.P., Maslennikov V.V. (2009) Ore clastic sediments from Yaman-Kasy and Saf'yanovka massive sulfide deposits, the Urals. Miass, IMin UB RAS, 260 p. (In Russ.)
- Safina N.P., Melekestseva I.Yu., Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Artem'ev D.A., Bli-nov I.A. (2020) Authigenesis at the Urals massive sulfide deposits: insight from pyrite nodules hosted in ore diagenites. *Minerals*, **10**, 193. doi:10.3390/min10020193
- Steele J.H., Thorpe S.A., Turekian K.K., eds. (2010) Marine chemistry and geochemistry: A derivative of encyclopedia of ocean sciences. 2nd ed. L., Elsevier, 631 p.
- Toffolo L., Nimis P., Tret'yakov G.A., Melekestseva I.Y., Beltenev V.E. (2020) Seafloor massive sulfides from mid-ocean ridges: Exploring the causes of their geochemical variability with multivariate analysis. *Earth-Sci. Rev.*, **201**, 102958. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2019.102958>
- Zaykov V.V. (2006) Volcanism and sulfide mounds of paleoceanic margins: example of massive sulfide-bearing zones of the Urals and Siberia. Moscow, Nauka Publ. 2nd ed., 429 p. (In Russ.)
- Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Artem'ev D.A., Yuminov A.M., Simonov V.A., Dunaev A.Yu. (2009) Geology and massive sulfide mineralization of the southern flank of the Main Uralian Fault. Miass, Geotur Publ., 376 p. (In Russ.)

Геология, минералогия, геохимия и условия формирования золото-кварцевого месторождения Тукан (Худолазовская мульда, Южный Урал)

И. Р. Рахимов¹, Д. Е. Савельев¹, Е. С. Шагалов², Н. Н. Анкушева³, Е. А. Панкрушина²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, e-mail: rigel92@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Акад. Вонсовского, 15

³Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 456317, г. Миасс, Ильменский заповедник

Поступила в редакцию 18.11.2021 г., принята к печати 24.12.2021 г.

Объект исследований. Кварцевые жилы, долериты и габбро-диориты Туканского золото-кварцевого месторождения – одного из многочисленных мелких золото-кварцевых проявлений в Худолазовской мульде Западно-Магнитогорской зоны. **Методы.** Изучение морфологии и состава самородного золота проведено при помощи оптического микроскопа Axioskop 40 A и сканирующих электронных микроскопов Tescan Vega 3 и JEOL-6390LV. Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным (Carl Zeiss VRA-30) и атомно-эмиссионным (Shimadzu ICPE-9000) анализами. Термобарогеохимические исследования осуществлены в термокамере Linkam TMS-600 с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51. Газовый состав флюидных включений изучен методом рамановской спектроскопии (Horiba LabRam HR800 Evolution). **Результаты.** Золотоносные кварцевые жилы и долериты, секущие габбро-диоритовую интрузию худолазовского комплекса, связаны с разрывными нарушениями субмеридионального простирания. Самородное золото имеет различную морфологию и приурочено к трещинам в кварцевых жилах и измененных долеритах. Состав золота стабилен, средняя пробность $871.0 \pm 8.3\%$. Анализ флюидных включений в золотоносной кварцевой жиле показал, что золото отлагалось при температуре не менее $186\text{--}230^\circ\text{C}$ из флюида с соленостью 4–8 мас. % NaCl-экв. Во флюидных включениях установлено наличие газов CO_2 , N_2 и CH_4 . Во вмещающих золотоносные жилы долеритах и габбро-диоритах обнаружены сульфиды (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, виоларит), сульфосенесиды (кобальтин и его аналоги), а также минералы Ag (гессит) и Pb (курахит и фазы, схожие по составу с минералами группы дагганита и буркхардтита). **Выводы.** Выдержанный состав самородного золота и узкий интервал солености и температур гомогенизации флюидных включений свидетельствуют об образовании золота в течение единой стадии минералообразования. Основным источником золота могли быть долеритовые дайки улулугурского комплекса. Присутствие во флюидных включениях из золотоносного кварца газов CO_2 , N_2 и CH_4 свидетельствует о том, что в минералообразовании принимал участие не только магматогенный флюид, но и флюид из вмещающих пород. Низкое значение отношения $X(\text{CO}_2)/X(\text{CH}_4)$ (≤ 0.7) свидетельствует об умеренно восстановленном характере рудообразующего флюида. Низкие концентрации Au (0.1–0.4 г/т) в кварцевых жилах, долеритах и габбро-диоритах, в том числе содержащих видимое золото, подтверждают слабый промышленный потенциал месторождения.

Ключевые слова: Худолазовская мульда, золото-кварцевые жилы, геохимия, флюидные включения

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках госзадания ИГ УФИЦ РАН (№ темы FMRS-2022-0012) и ИГТ УрО РАН (№ темы 0393-2016-0020, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6). Термобарогеохимические исследования проведены в рамках госзадания ИМин ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (№ 075-00880–2ПР). Рамановская спектроскопия выполнена в ЦКП “Геоаналитик” при поддержке темы № АААА-А18-118053090045-8 госзадания ИГТ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГТ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

Geology, mineralogy, geochemistry and conditions of forming the Tukan gold-quartz deposit (Khudolaz trough, South Urals)

Для цитирования: Рахимов И.Р., Савельев Д.Е., Шагалов Е.С., Анкушева Н.Н., Панкрушина Е.А. (2022) Геология, минералогия, геохимия и условия формирования золото-кварцевого месторождения Тукан (Худолазовская мульда, Южный Урал). *Литосфера*, 22(2), 200–218. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-200-218>

For citation: Rakhimov I.R., Saveliev D.E., Shagalov E.S., Ankusheva N.N., Pankrushina E.A. (2022) Geology, mineralogy, geochemistry and conditions of forming the Tukan gold-quartz deposit (Khudolaz trough, South Urals). *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 200–218. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-200-218>

© И.Р. Рахимов, Д.Е. Савельев, Е.С. Шагалов, Н.Н. Анкушева, Е.А. Панкрушина, 2022

Ildar R. Rakhimov¹, Dmitry E. Saveliev¹, Evgenii S. Shagalov², Natalia N. Ankusheva³,
Elizaveta A. Pankrushina²

¹Institute of Geology URFC RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: rigel92@mail.ru

²A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

³Institute of Mineralogy SU FRC MG UB RAS, Ilmeny Reserve, Miass 456317, Russia

Received 18.11.2021, accepted 24.12.2021

Research subject. Detailed mineralogical and geochemical studies of rocks of the Tukan gold-quartz deposit (quartz veins, dolerites, gabbro-diorites) were carried out. The deposit is one of numerous small gold-quartz occurrences in the Khudolaz trough of the West Magnitogorsk zone. **Methods.** The morphology and composition of native gold was studied using an Axioskop 40 A optical microscope and Tescan Vega 3 and JEOL-6390LV scanning electron microscopes. The chemical composition of rocks was determined by X-ray fluorescence (Carl Zeiss VRA-30) and atomic emission (Shimadzu ICPE-9000) analyzers. Fluid inclusions were analyzed using Linkam TMS-600 thermostage equipped with Link-System 32 DV-NC software and an Olympus BX51 optical microscope. The gas composition of fluid inclusions was examined by Raman spectroscopy (Horiba LabRam HR800 Evolution). **Results.** Gold-bearing quartz veins and dolerites intersecting the gabbrodiorite intrusion of the Khudolaz complex are associated with submeridional strike-slip faults. Native gold has a various morphology and is confined to cracks in quartz veins and altered dolerites. The composition of gold is stable, with the average fineness of $871 \pm 8.3\%$. An analysis of fluid inclusions in a gold-bearing quartz vein showed that gold was formed at temperatures of no less than $186\text{--}230^\circ\text{C}$ from a fluid with a salinity of 4–8 wt % NaCl-eq. The presence of gases CO_2 , N_2 and CH_4 was found in fluid inclusions. Dolerites and gabbrodiorites hosting gold-bearing veins contain sulfides (pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite, violarite), sulfoarsenides (cobaltite and its analogs), as well as minerals of Ag (hessite) and Pb (kuranakhite) and phases similar in composition to minerals of the dugganite group and burckhardtite). **Conclusions.** The sustained composition of native gold and a narrow range of salinity and homogenization temperatures of fluid inclusions indicate the formation of gold during a single stage of mineralization. The main source of gold could have been the dolerite dikes of the Ulugurtau complex. The presence of CO_2 , N_2 and CH_4 gases in fluid inclusions from gold-bearing quartz indicates that not only magmatic fluid, but also fluid from the host rocks took part in mineral formation. The low value of the ratio $X(\text{CO}_2)/X(\text{CH}_4) \leq 0.7$ indicates a moderately reduced ore-forming fluid. Low Au concentrations (0.1–0.4 ppm) in quartz veins, dolerites, and gabbro-diorites, including those containing visible gold, indicate a weak commercial potential of the deposit.

Keywords: Khudolaz trough, gold-quartz veins, geochemistry, fluid inclusions

Funding information

The work was carried out within the framework of the State Assignment of IG URFC RAS (No. FMRS-2022-0012) and IGG UB RAS (No. 0393-2016-0020, state registration No. AAAA-A18-118052590029-6). Fluid inclusion study was carried out within the framework of the State Contract of IM SU FSC MG UB RAS (No. 075-00880-2ИП). Raman spectroscopy was performed at the Geoanalyst Center for Collective Use with the support of the project No. AAAA-A18-118053090045-8 of the State assignment of the IGG UB RAS

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) Южного Урала развиты сотни мелких гидротермальных месторождений и рудопроявлений золотокварцевого и золото-сульфидно-кварцевого минеральных типов (Салихов и др., 2003; Знаменский, 2009). Они образуют узкий протяженный пояс, растянувшийся на сотни километров вдоль ЗМЗ. Многие из них отработаны до уровня грунтовых вод, но перспективными являются более глубокие горизонты и фланги частично отработанных и законсервированных рудопроявлений. Разработка этих золоторудных месторождений и проявлений велась с древних времен, а наиболее интенсивно – в первой половине XX в. На сегодняшний день суммарные прогнозные ресурсы этих объектов (от нескольких сотен килограммов до нескольких тонн) все еще имеют большое значение для золотой промышленности Урала (Знаменский, 2009).

Для большинства золоторудных проявлений ЗМЗ отмечается парагенетическая связь с малы-

ми интрузиями и дайками позднепалеозойского возраста, имеющими пестрый состав – от меланократовых габбро до щелочных гранитов (Салихов, Бердников, 1985; Знаменский, 2009). Руды локализованы на контактах интрузий с вмещающими породами, отвечающими по возрасту раннему и позднему палеозою. Разброс изотопных датировок интрузий достигает 100 млн лет – от 380 до 280 млн лет (Ферштатер, 2013; Салихов и др., 2019). В позднепалеозойской истории развития Южного Урала ($D_3\text{--}P$) геологи различают смену геодинамической обстановки с надсубдукционной на аккреционно-коллизийную, при которой формируются разнообразные по составу и металлогенической специализации магматические комплексы, в том числе золотоносные (Знаменский, 2009; Пучков, 2010; Салихов и др., 2019). Отмечено, что породы многих интрузивных комплексов, с которыми связываются золоторудные проявления ЗМЗ, характеризуются повышенными концентрациями Au, что определяет их геохимическую специализацию (Салихов, Бердников,

1985). Однако при этом не ясна связь между размерами интрузивных массивов и мощностью минерализованных зон, слабо изучены минералогическо-геохимические особенности и условия образования руд.

В Худолазовской мульде, одной из наиболее значимых магмоконтролирующих структур ЗМЗ, известны десятки мелких золоторудных месторождений и проявлений – Тимирьян, Тукан, Аласия и др., суммарные запасы золота в которых достигают нескольких сотен килограммов. В самых крупных из них старательским способом было добыто от 3 до 36 кг золота (Куваевский и др., 1961). Рудные тела имеют в основном субмеридиональное простирание, отмечается их приуроченность к интрузиям басаевского, худолазовского и других комплексов (Салихов, Бердников, 1985; Знаменский, 2009). С.Е. Знаменский (2009), изучавший структурный контроль этих золоторудных месторождений, относит их к месторождениям орогенного типа. Наиболее полные сведения о геологическом строении ряда месторождений и рудопроявлений, а также о перспективах оруденения представлены в нескольких работах (Серавкин и др., 2001; Салихов и др., 2003; Знаменский, 2009), однако минералогическо-геохимические особенности этих проявлений практически не изучались, неизвестны источники рудного вещества. Также отметим, что в Худолазовской мульде выделяется одноименное россыпное поле, включающее девять россыпей плиоцен-четвертичного возраста, запасы золота в которых по сумме категорий $C_1 + C_2$ оценены в 1818 кг (Казаков, Салихов, 2006). В качестве коренных источников золота предполагаются многочисленные местные мелкие гидротермальные проявления.

В настоящей работе приводятся результаты геологических, минералогическо-геохимических и термобарогеохимических исследований месторождения Тукан – одного из типичных и наиболее известных (Салихов и др., 2003) среди золоторудных проявлений Худолазовской мульды Западно-Магнитогорской зоны.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТУКАН

О месторождении Тукан известно с 1882 г., а разведывалось и разрабатывалось оно в 1933–1935 гг. до уровня грунтовых вод и затем было консервировано (Куваевский и др., 1961). Месторождение расположено в западном крыле Худолазовской синклинали, представляющей собой асимметричную пологую мульду с углом наклона западного крыла 20–30°, восточного – 30–40° (Салихов, Пшеничный, 1984). В ее строении принимают участие девонские вулканогенно-осадочные толщи общей мощностью до 4 км. Наиболее ранние мате-

риалы о строении месторождения содержатся в ныне малодоступных отчетах Ф.И. Ковалева, П.И. Отто, С.С. Коваленко, В.Ф. Казимирского и др., хранящихся в архивах Тубинского рудника (Куваевский и др., 1961). По результатам этих работ было установлено, что оруденение приурочено к кварц-долеритовым жилам, рассекающим по двум системам трещин дайку диоритов, простирающуюся на северо-запад под углом 50–70°. Выделены шесть кварцевых жил, приуроченных к лежащему боку интрузии диоритов и ее контакту с туфогенными песчаниками колтубанской (ныне мукасовской) свиты. Запасы на 1 января 1937 г. по сумме категорий оценивались в 94 кг при среднем содержании Au – 5.2 г/т. Максимальные концентрации Au в рудах достигали 28.6 г/т.

С 1960-х по 1990-е гг. изучением месторождения занимались В.А. Прокин, Э.С. Бучковский, Д.А. Смирнов, В.Ф. Александров, И.С. Вахромеев, которые уточнили минеральный состав главной интрузии (габбро, габбро-диориты, диориты) и положение кварцевых жил, а И.С. Вахромеевым была составлена схематическая карта месторождения (Серавкин и др., 2001). Под руководством Э.С. Бучковского в начале 1970-х гг. через габбро-диоритовую интрузию в восточном борту Туканского месторождения были пробурены две скважины глубиной 117 и 150 м, в результате чего установлено, что с глубиной габбро-диориты сменяются кварцевыми диоритами, а сами они метаморфизуются в условиях зеленосланцевой фации и прорываются кварцевыми и хлорит-кварцевыми жилами (Бучковский и др., 1974). В диапазоне глубин от 33 до 82 м породы были опробованы на Au и Ag, содержания которых не превышают 0.4 и 3.8 г/т соответственно.

Наиболее поздние исследования связаны с работами С.Е. Знаменского, изучавшего в конце 1990-х гг. рудоконтролирующие разрывные нарушения месторождения Тукан (Серавкин и др., 2001; Знаменский, 2009). Уточнена структурно-геологическая схема месторождения (рис. 1а) и сделан вывод, что его структурная позиция определяется узлом пересечения разломов трех направлений (0–15, 20–30 и 50–60°), образующих и разрушающих сдвиговый дуплекс растяжения, который возник в зоне меридионального правостороннего разлома и к которому приурочены рудные тела. Сообщается, что на одном из изгибов сжатия кварцевой жилы содержание золота в рудном столбе достигало 100 г/т и более.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования с отбором образцов и детальным геологическим описанием месторождения Тукан проводились авторами в 2018 и 2021 гг. Всего было отобрано 22 образца из отвалов и коренных

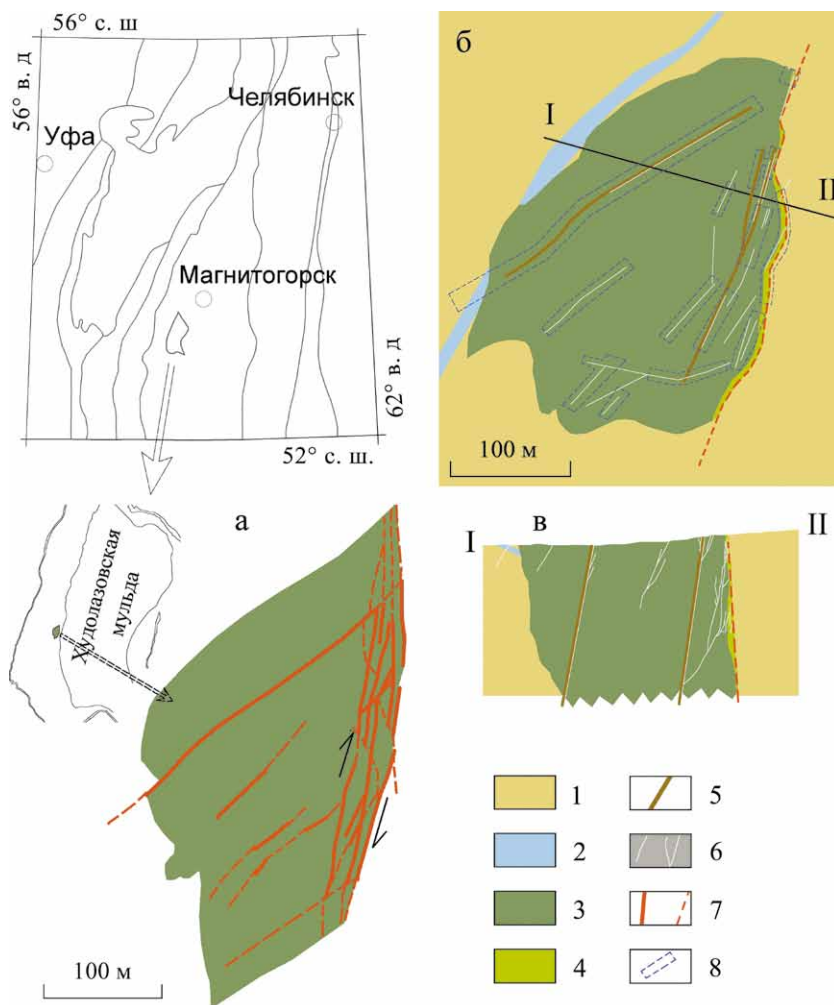


Рис. 1. Геологическое строение Туланского золотокварцевого месторождения.

а – структурная схема (Знаменский, 2009); б, в – геологическая карта и разрез по линии I–II (построены И.Р. Рахимовым с использованием материалов (Бучковский и др., 1974)).

1 – алевролиты зилайской свиты, 2 – долериты басаевского комплекса, 3 – диориты худолозовского комплекса, 4 – кварц-хлоритовые сланцы, 5 – дайки улугуртауского комплекса, 6 – кварцевые жилы, 7 – разломы, 8 – горные выработки.

Fig. 1. Geological structure of Tukan gold-quartz deposit.

а – structural scheme (Znamenskii, 2009); б, в – geological map and cross-section belong line I–II (made by I.R. Rakhimov using data from (Buchkovskii et al., 1974)).

1 – siltstones of Zilair Formation, 2 – dolerites of Basaev complex, 3 – diorites of Khudolaz complex, 4 – quartz-chlorite shists, 5 – dikes of Ulugurtau complex, 6 – quartz veins, 7 – faults, 8 – mine workings.

обнажений алевропесчаников, габбро-диоритов, долеритов и кварцевых жил. В образцах 731А (рыжеватый кварц) и D₂-36 (кварцевые и долеритовые жилы в габбро-диорите) обнаружено видимое золото с размерами зерен до 1.5 мм.

Микроскопические исследования образцов проводились на оптическом микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 А (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа), электронных микроскопах Tescan Vega 3 (ИПСМ РАН, Уфа) и JEOL-6390LV (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Химический состав золота и других рудных минералов определен в режиме

ЭДС при помощи приставки X-MAX 50 mm Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА, вакуумом 0.05 Па и диаметром пучка 2 мкм; пределы допускаемой относительной погрешности измерений ±3%. Обработка спектров осуществлялась в программном комплексе INCA Energy. Состав сульфидов также был изучен при помощи электронно-зондового микроанализатора Cameca SX-100 (ЦКП “Геоаналитик”). Градуирование проводилось по минеральным и моноэлементным стандартам, ускоряющее напряжение 15–20 кВ, ток 30 нА, диаметр пучка 2 мкм.

Химический состав пород определялся при помощи рентгенофлуоресцентного (РФА) (Carl Zeiss VRA-30, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа) и атомно-эмиссионного (ICP AES) (Shimadzu ICPE-9000, АО “ИНХП”, г. Уфа) анализов. Для калибровки аналитических линий использовались государственные стандарты магматических пород с аттестованными содержаниями элементов. Содержания Au и Ag определены с помощью атомно-абсорбционного анализа (ААА) (спектрометр “Спектр-5”, ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа). Предел обнаружения для Au и Ag составил 0.1 г/т.

Флюидные включения в кварце проанализированы в термокамере TMS-600 Linkam с программным обеспечением LinkSystem 32 DV-NC и оптическим микроскопом Olympus BX51 (Южно-Уральский государственный университет, г. Миасс). Интерпретация температур эвтектики флюидных включений проведена с использованием работы А.С. Борисенко (1982). Концентрация солей растворов во включениях определена по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). Обработка результатов измерений выполнена в программе Statistica 6.1.

Возбуждение спектров рамановского рассеяния в газовой фазе флюидных включений выполнено на спектрометре Horiba LabRam HR800 Evolution, оборудованном микроскопом Olympus BX-FM, дифракционной решеткой 600 штр/мм и охлаждаемым CCD-детектором (ЦКП “Геоаналитик”, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург). Спектры возбуждались Ar-лазером (длина волны 514 нм, мощность 20 Вт); использовались объективы Olympus 100X и 50X (NA = 0.9 и 0.7) в режиме конфокальной съемки с пространственным разрешением 1–3 мкм, по глубине ≈ 5 мкм. Аналитический сигнал собирался объективом микроскопа в геометрии 180°.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическая и петрографическая характеристика

Площадь месторождения Тукан, судя по расположению горных выработок, составляет около 30 тыс. м². Канавы, штольни и шахты, в которых отрабатывались рудные тела (рис. 2а), располагаются не только внутри интрузии габбро-диоритов худолазовского комплекса и на контакте с вмещающими ее алевролитами, но и по вмещающим породам в стороне от интрузивного тела, а также вдоль маломощного долеритового силла басаевского комплекса, залегающего к западу от тела габбро-диоритов (см. рис. 1б). Отметим, что худолазовский дифференцированный комплекс образует десятки мелких интрузий – штоков и хонолитов, большая часть которых развита в Худолазовской мульде (Салихов и др., 2019).

Согласно материалам (Бучковский и др., 1974) и проведенным нами наблюдениям, Туканскую интрузию худолазовского комплекса морфологически следует отнести к хонолиту, а не к дайке (Знаменский, 2009). Интрузия имеет крутые борта, достаточно изометричную в плане форму и при этом приурочена к разломной зоне. Восточный контакт тела ясно трассирует разрывное нарушение, в стенках траншей по габбро-диоритам наблюдаются обширные по площади зеркала скольжения (до 2–3 м²). Они обычно представлены серо- и зеленовато-рыжими поверхностями из лимонит-кварц-хлоритового материала (зона расщепления габбро-диоритов) с отчетливо выраженными бороздами в одном направлении, уступы отрыва расположены по падению сместителя. Кинематические параметры были описаны в стенке одной из канав с наиболее крупной по площади поверхностью скольжения (см. рис. 2б). Азимут падения 90°, угол падения 89°, угол подвижки $\approx -80^\circ$, подобные параметры свидетельствуют о сбросовой природе разрыва (Ребецкий и др., 2017). Борозды скольжения встречаются и по кварцевым коркам, нарощим на габбро-диориты, в других обнажениях близ восточного контакта. Кинематические параметры в них следующие: азимут падения 101°, угол падения 79°, угол подвижки $-95^\circ \dots -100^\circ$.

Интрузия представлена габбро-диоритами, местами переходящими в диориты. Структура пород гипидиоморфнозернистая (габбровая, диоритовая), варьирует от средне- до крупнокристаллической. В минеральном составе преобладают плагиоклаз (40–75%) и роговая обманка (15–40%), присутствуют также пироксен ($\leq 5\%$), кварц ($\leq 5\%$), рудные минералы ($\leq 5\%$), ортоклаз ($< 5\%$), апатит ($\leq 1\%$) и др. Характерно наличие зон пегматоидных пород, состоящих обычно из зерен роговой обманки и плагиоклаза размером несколько сантиметров. Породы метасоматизированы, что выражено в развитии минералов пропилитовой формации (хлорит, амфибол, эпидот, альбит, пумпеллиит, кварц, серицит), образующих частичные или полные псевдоморфозы по первичным минералам, а также в неравномерной их карбонатизации. Вмещающие породы (алевролиты и песчаники, по последним данным относимые к биягодинской свите (Маслов, Артюшкова, 2010)) на контакте с интрузией ороговиканы.

Туканская интрузия пересечена маломощными дайками улугуртауского комплекса (см. рис. 2в), имеющими западное падение, простирающие от 165 до 200°, угол падения $\approx 80^\circ$, мощность в пределах 1.2–2.5 м. Отметим, что улугуртауский дайковый комплекс (Sm-Nd изотопный возраст 321 ± 15 млн лет) образует в Худолазовской мульде плотный рой с количеством даек несколько сотен штук, которые прорывают все известные здесь магматические образования (Салихов и др., 2019). Породы

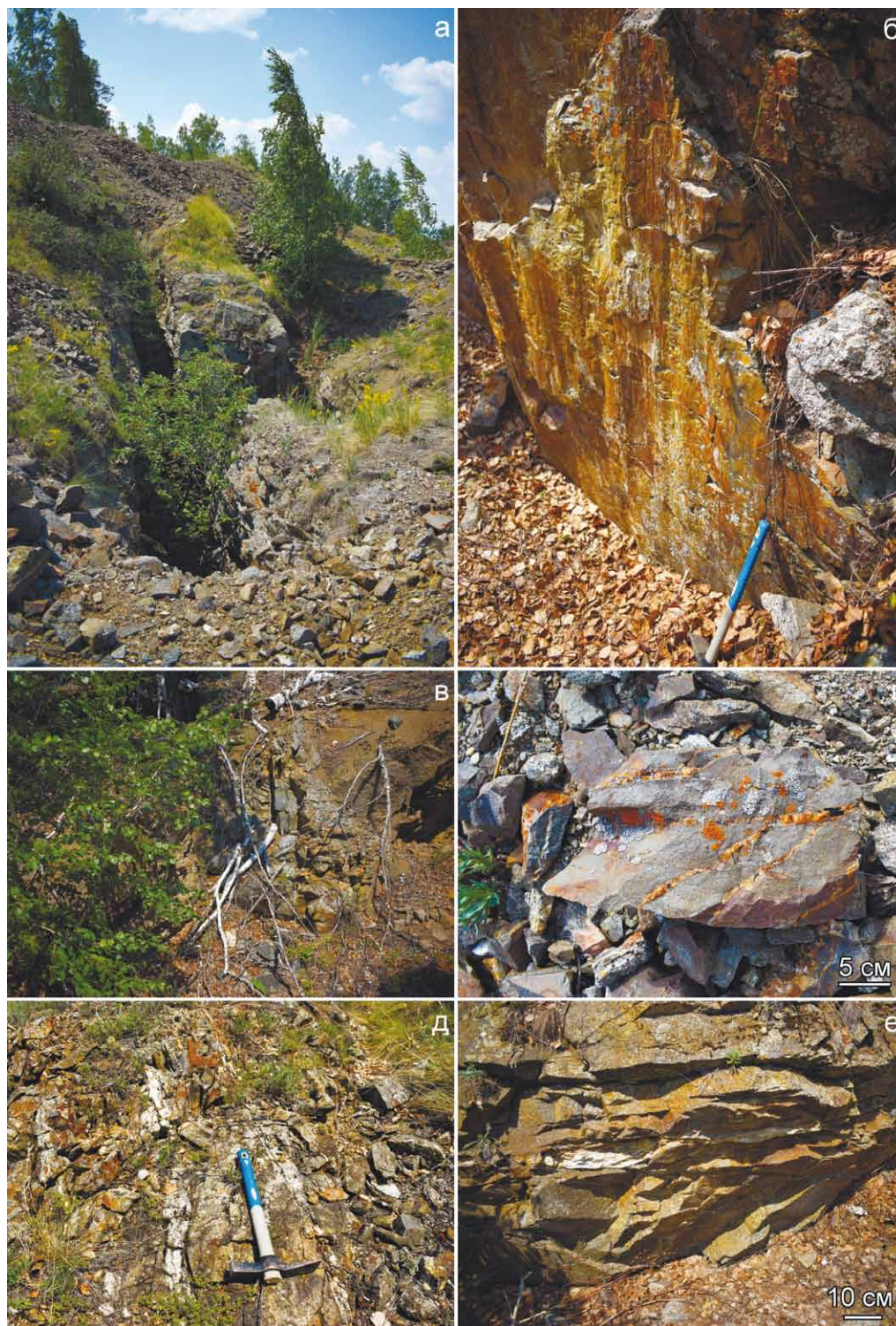


Рис. 2. Обнажения пород Тузанского месторождения.

а – эксплуатационные траншеи и отвалы вмещающих оруденение габбро-диоритов; б – зеркало скольжения в стенке канавы; в – дайка долеритов в габбро-диоритах; г – кварцевые жилы, пронизывающие кусок долерита; д – сеть извилистых кварцевых жил в габбро-диоритах (естественное обнажение); е – кварцевая жила в габбро-диоритах (в стенке канавы).

Fig. 2. Outcrops of Tukan deposit.

а – exploration trenches and heaps of gabbro-diorites hosting mineralization; б – sliding mirror in the ditch wall; в – dolerite dike in gabbro-diorite; г – quartz veins intersecting the dolerite specimen; д – network of meandering quartz veins in gabbro-diorites (natural outcrop); е – quartz vein in gabbro-diorites (in the wall of the ditch).

даек на Туканском участке представлены интенсивно метасоматизированными роговообманковыми долеритами с офитовой, местами порфировидной структурой. В пределах Туканского участка первичные породы даек практически не сохранены. Породы испытали как минимум две стадии метасоматизма. Первая была связана с пропилитизацией и развитием минералов зеленосланцевой ассоциации (хлорита, амфибола, альбита, серицита и др.), вторая – представлена карбонатизацией с полным замещением плагиоклаза (иногда и роговой обманки) во вкрапленниках и основной массе кальцитом. Роговая обманка, слагающая мелкие кристаллы основной массы, замещена хлоритом и серицитом. В зальбандах даек развиты жилы молочно-белого, иногда рыжеватого кварца толщиной от 1 до 10 см. Отметим, что наиболее крупные (по глубине и ширине) выработки на месторождении пройдены именно по дайкам. Нередко бо-

лее тонкие кварцевые жилы пронизывают долериты даек (см. рис. 2г), образуя сеть, вероятно трассирующую сколы согласно модели простого сдвига (Знаменский, 2009). В габбро-диоритах и вмещающих их алевролитах жилы кварца имеют более извилистые формы с неравномерной толщиной (см. рис. 2д, е). Простирание кварцевых жил, секущих габбро-диориты и не образующих видимой связи с дайками долеритов, лежит в диапазоне 174–205°. Иногда долерит и кварц вместе с небольшим количеством кальцита образуют сросшиеся маломощные жилы в габбро-диоритах (рис. 3а–в).

Кварцевые жилы представлены массивными агрегатами из сросшихся зерен кварца двух генераций: 1) крупные вытянутые субидiomорфные кристаллы длиной до 10 мм; 2) мелкие субидiomорфные и идиоморфные кристаллы, развитые в промежутках между крупными, размером 0.2–0.6 мм. Цвет кварцевых жил меняется от бес-

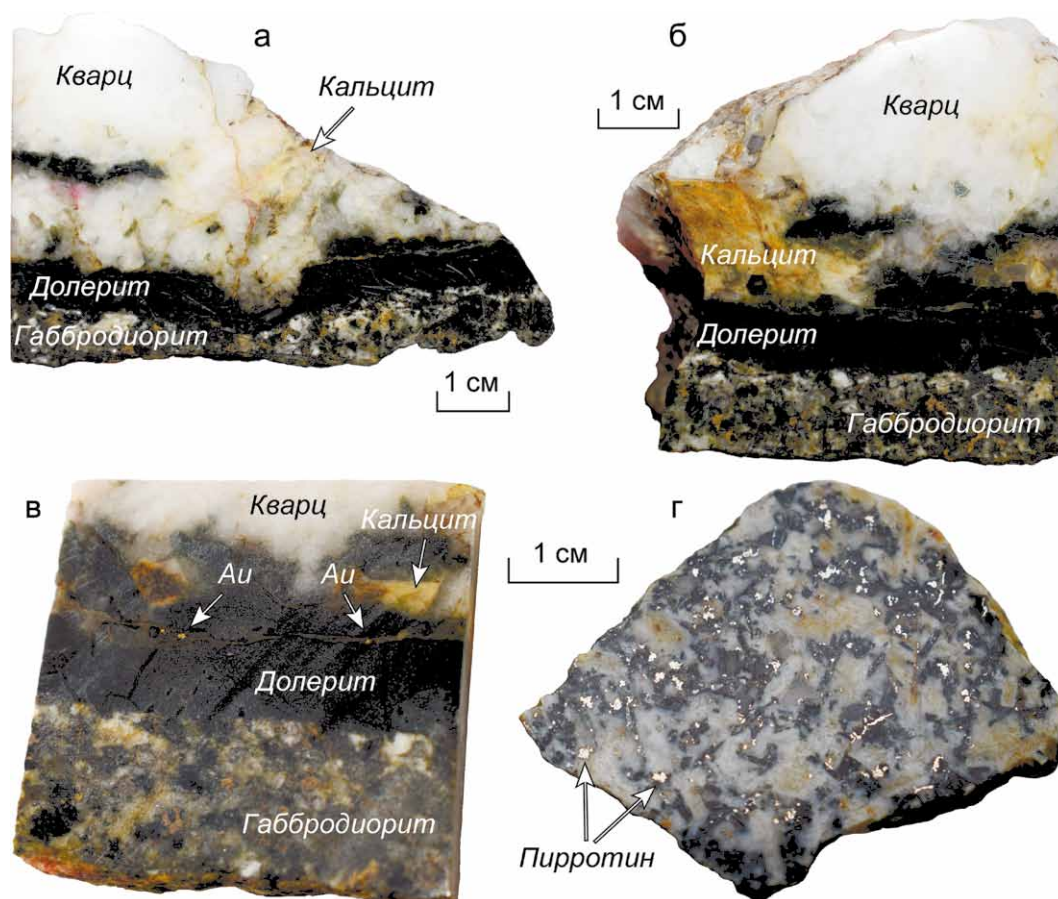


Рис. 3. Золотоносные жилы и вмещающие породы Туканского месторождения.

а, б – взаимоотношения агрегатов кальцита, кварца, долерита и габбро-диорита; в – вкрапления самородного золота (Au) в трещине в долерите; г – вкрапления пирротина в карбонатизированном габбро-диорите.

Fig. 3. Gold-bearing veins and host rocks of the Tukan deposit.

а, б – relationships between aggregates of calcite, quartz, dolerite and gabbro-diorite; в – inclusions of native gold (Au) in a crack in dolerite; г – inclusions of pyrrhotite in carbonatized gabbro-diorite.

цветного и молочно-белого до зеленовато-рыжего и насыщенно-бурого (вероятно, богатые гидроксидами Fe). На месторождении встречаются как однородные белые кварцевые жилы, так и однородные рыжеватые, а также зональные жилы с постепенными или резкими переходами. Наиболее крупные идиоморфные кристаллы кварца наблюдаются в жилах, содержащих карбонатный материал, где они представлены шестигранными призмами с пирамидальной головкой. Ксеноморфные зерна кальцита с примесью хлорита и гидроксидов Fe заполняют друзовые кварцевые полости и, кроме того, развиты по трещинам в кварцевых жилах в виде самостоятельных маломощных прожилков, пронизывающих кварцевые и долеритовые жилы.

Химический состав пород

Габброиды, слагающие Тузанскую интрузию, характеризуются умеренно повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 – 16–17 мас. %) и железистостью (FeO_{tot} – 7–11 мас. %) при больших вариациях содержаний титана (TiO_2 – 0.8–2.1), магния (MgO – 2.4–8.0), кальция (CaO – 5–11), натрия (Na_2O – 2–6%) и фосфора (P_2O_5 – 0.03–0.46 мас. %) (табл. 1). Долерит из дайки отличается пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 – 14.5 мас. %) и повышенной магнезиальностью (MgO – 9.9%). Максимальные содержания серы выявлены в пирротинсодержащем габбро-диорите (0.2 мас. %, ан. 8, табл. 1) и пиритомносном хлоритизированном долерите (0.45 мас. %, ан. 1, табл. 1). При этом в указанных породах, а также в образцах долеритов, пронизанных карбонатными и кварцевыми жилами, не выявлены высокие

концентрации рудных элементов (Co, Ni, Cu, Zn и др.), характерные для многих сульфидоносных метасоматитов. Это означает, что заметного привноса халькофильных и сидерофильных элементов при метасоматических процессах не происходило, соответственно, помимо пирита и пирротина, существенного количества других сульфидных минералов не сформировалось. В метасоматизированных габбро-диоритах и диоритах Тузанского месторождения из керна близ контакта с вмещающими породами были определены содержания Au и Ag (Бучковский и др., 1974). Нами дополнительно проанализированы пробы габбро-диоритов и долеритов, содержащих карбонатные и кварцевые жилы и не содержащих их (табл. 2). Уровень концентраций Au во всех пробах оказался близким и не превышал 0.2–0.4 г/т. Однако в содержаниях Ag выявлено существенное различие: в наших анализах количество Ag едва достигает 0.2 г/т, тогда как, по данным (Бучковский и др., 1974), концентрации Ag составляют 3–4 г/т. Вероятно, завышение концентраций Ag связано с методическими причинами. Отметим, что методика определения содержаний Au и Ag в работе (Бучковский и др., 1974) не указана.

В карбонатной и кварцевых жилах изучены содержания примесных элементов (табл. 3). Установлено, что в бесцветной и молочно-белой кварцевой породе содержания примесей существенно ниже, чем в рыжеватой. Так, в обр. K₁₈-74 (рыжеватой кварцевой породе) выявлены высокие концентрации Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, V, Cr, Ni, Cu, что, вероятно, обусловлено наличием в ней не только рудных минералов (оксидов Fe и Ti, гидроксидов Fe), но и силикатов (например, хлорита, Na-плагиоклаза).

Таблица 1. Химический состав пород Тузанского месторождения (РФА); петрогенные элементы, мас. %; микроэлементы, г/т

Table 1. Chemical composition of Tukan deposit rocks (XRF), major elements, wt %; trace elements, ppm

№ п.п.	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S _{tot}	П.п.п.	Сумма
1	D ₂ -34	40.75	1.15	15.71	13.30	0.19	8.46	8.05	0.83	2.46	0.19	0.45	9.09	100.61
2	D ₂ -35	44.96	1.58	14.53	11.77	0.14	9.90	8.81	2.73	0.91	0.30	0.08	4.81	100.53
3	D ₂ -36	63.89	0.02	1.40	1.18	0.20	0.28	20.33	<0.10	0.05	0.02	<0.01	12.53	99.92
4	731/12	51.00	2.08	16.90	10.34	0.16	5.20	9.17	2.70	0.27	0.04	–	2.18	100.04
5	731-1/12	49.00	1.50	16.00	9.66	0.14	6.60	10.36	2.70	1.00	0.03	–	2.72	99.71
6	731-2/12	55.00	1.26	16.70	7.10	0.15	2.40	5.11	6.00	1.00	0.46	–	4.00	99.18
7	731-3/12	48.00	0.79	16.00	9.19	0.13	8.00	9.66	4.05	0.50	0.03	–	4.30	100.65
8	D ₁ -3	48.67	0.99	17.43	10.63	0.15	4.49	10.77	2.00	0.37	0.07	0.18	3.32	99.06
№ п.п.	№ пробы	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Pb
1	D ₂ -34	24	221	50	89	31	95	40	209	19	133	10	229	<20
2	D ₂ -35	22	249	23	96	53	74	39	490	17	182	8	182	<20
3	D ₂ -36	8	<20	<10	36	31	39	17	582	15	31	14	<50	30
8	D ₁ -3	73	165	42	42	73	36	<5	426	27	118	8	<50	–

Примечание. 1 – хлоритизированный долерит; 2 – долерит; 3 – карбонатно-кварцево-долеритовая порода; 4, 5, 7, 8 – габбро-диорит; 6 – пегматоидный диорит. Прочерк – не определялось.

Note. 1 – chloritized dolerite; 2 – dolerite; 3 – carbonate-quartz-dolerite rock; 4, 5, 7, 8 – gabbro-diorite; 6 – pegmatoid diorite. Dash – not determined.

Таблица 2. Содержание Au и Ag в породах Туканского месторождения (AAA), г/т**Table 2.** Concentration of Au and Ag in Tukan deposit rocks (AAS), ppm

№ пробы	Au	Ag
1	0.2	3.4
2	0.2	3.8
3	0.4	2.9
4	0.2	3.7
5	0.2	3.2
D ₂ -34	0.32	0.18
D ₂ -35	<0.10	0.10
D ₂ -36	0.14	<0.10

Примечание. 1–5 – метасоматизированные габбро-диориты и диориты (Бучковский и др., 1974), остальные – авторские данные (№ проб – см. примеч. к табл. 1).

Note. 1–5 – metasomatized gabbro-diorites and diorites (Bukhovskii et al., 1974f), others – authors' data (sample No. see in caption to Table 1).

Таблица 3. Химический состав карбонатной* и кварцевых жил в породах Туканского месторождения (ICP AES); петрогенные элементы, мас. %; микроэлементы, г/т**Table 3.** Chemical composition of carbonate* and quartz veins intersecting the Tukan deposit rocks (ICP AES); major elements, wt %; trace elements, ppm

Компонент	731A	K ₁₈ -73	K ₁₈ -74	D ₂ -36 ^{qz}	*D ₂ -36 ^{cal}
TiO ₂	0.01	0.01	0.23	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	0.42	0.45	2.18	0.37	0.27
FeO _t	0.23	0.28	1.42	0.21	0.64
MnO	0.01	0.00	0.02	0.01	0.63
MgO	0.04	0.04	0.72	0.05	0.17
CaO	0.31	0.12	0.62	0.34	56.00
Na ₂ O	0.13	0.08	0.29	0.11	0.08
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.13	0.21	0.14
Li	2	Н.п.о.	Н.п.о.	2	3
Sc	1	1	5	1	9
V	1	2	15	1	5
Cr	Н.п.о.	Н.п.о.	23	2	8
Co	4	6	13	4	5
Ni	0	7	17	7	1
Cu	29	21	39	27	36
Zn	Н.п.о.	256	5	Н.п.о.	113
Sr	28	30	54	28	238
Y	0	Н.п.о.	15	Н.п.о.	21
Zr	13	10	47	12	15
Ba	93	17	58	48	14
La	6	7	4	6	6
Ce	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.
Pb	11	270	19	15	25

Примечание. Цвет кварцевой породы: 731A – бесцветный, K₁₈-73 и D₂-36^{qz} – молочно-белый, K₁₈-74 – рыжеватый. Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

Note. Color of quartz rock: 731A – colorless, K₁₈-73 and D₂-36^{qz} – milky-white, K₁₈-74 – brownish. Н.п.о. – below the detection limit.

Повышенные концентрации Zn (256 г/т) и Pb (270 г/т) в обр. K₁₈-73 (молочно-белой кварцевой породе), вероятно, связаны с наличием минералов халькогенидных элементов. В карбонатной жиле (обр. D₂-36^{cal}) не выявлено существенно повышенных концентраций примесных элементов. Низкие содержания Fe и Mg свидетельствуют о том, что она сложена практически чистым кальцитом.

Рудная минералогия

Рудные минералы изучены в кварцевых и карбонатных жилах, долеритах и габбро-диоритах. В последних сквозным рудным минералом является титаномagnetит, но также присутствуют пирит, пирротин, магнетит, ильменит, титанит, в незначительном количестве – халькопирит, пентландит, виоларит и монацит. Титаномagnetит представлен субидiomорфными зернами призматического облика, размеры которых варьируют от 0.3 до 3.0 мм. Чаще всего отмечаются структуры распада титаномagnetита, выполненные магнетитом и ламелями ильменита. Во многих наблюдаемых случаях по этим зернам развиты различные вторичные минералы – лейкоксен, хлорит, кальцит, сульфиды и др., среди которых остаются лишь пластинчатые зерна ильменита.

Сульфиды обнаружены в карбонатизированных габбро-диоритах и долеритах, реже внутри полиминеральных жил на границе с карбонатным материалом. Мелкая рассеянная вкрапленность пирита развита и во вмещающих породах, но химический состав ее не изучался. Пирротин образует равномерно рассеянную вкрапленность в виде амёбовидных зерен (до 2 мм в поперечнике) или прожилков (<0.1 мм толщиной) в габбро-диоритах (см. рис. 3г). Он ассоциирует с кальцитом, заместившим первичные минералы – плагиоклаз, пироксен и даже титаномagnetит. Вместе с пирротинном развит халькопирит, образующий отдельные мелкие (<0.2 мм) ксеноморфные зерна, либо встречающийся в сростании с первым. В долеритах сульфиды обычно развиты в виде мелких включений в кальците, заместившем фенокристаллы плагиоклаза (рис. 4а), а местами и роговую обманку. В таких агрегатах встречаются пирротин, пирит, халькопирит, а также кобальтин. Иногда эти минералы образуют ориентированные тонкие вроски-ламели в кальците.

Пирротины в габбро-диорите и долерите имеют некоторые различия химического состава (см. табл. 4). Первые характеризуются более высокой железистостью ($x = 0.11$ из формулы пирротина Fe_{1-x}S) и повышенным количеством Cu (0.3–0.4%) по сравнению со вторыми ($x = 0.15–0.18$, Cu ниже предела обнаружения), но содержание Ni в них близко (0.4–0.6 и 0.4–0.7% соответственно). Концентрация Co в пирротинах из габбро-диорита достигает 0.3%. В долеритах по содержанию Co

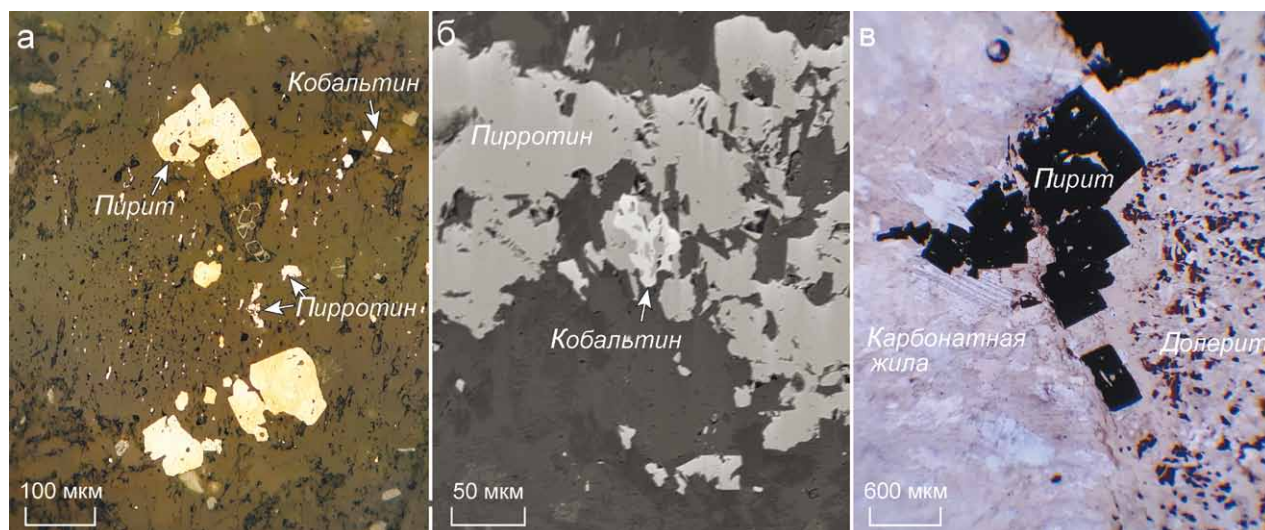


Рис. 4. Оптические (а, в) и электронное (б) изображения сульфидов в долеритах Туланского месторождения.

а – сульфидные включения в кальците, заместившем фенокристалл плагиоклаза (отраженный свет); б – включения пирротина с кобальтином (BSE); в – включения пирита на границе карбонатной жилы и долерита (проходящий свет).

Fig. 4. Optical (a, v) and electron (б) images of sulfides in dolerites of Tukan deposit.

а – sulfide inclusions in calcite replaced the plagioclase phenocryst (reflected light); б – pyrrhotite and cobaltite inclusions (BSE); в – pyrite inclusions at the boundary of the carbonate vein and dolerite (transmitted light).

(по данным ЭДС) можно выделить: 1) кобальтистый ($\text{Co} = 0.8\text{--}1.0\%$), 2) бескобальтовый пирротин ($\text{Co} < 0.1\%$).

Халькопирит из долерита более железистый, чем из габбро-диорита ($\text{Fe} = 30.4\text{--}31.2\%$ против $29.4\text{--}29.6\%$). Пирит встречается в виде как ксеноморфных и субидиоморфных зерен кубического облика размером до 1 мм в ассоциации с другими сульфидами в кальците, так и хорошо оформленных кубических кристаллов, приуроченных к границе карбонатной жилы с долеритом (см. рис. 4в). В пирите отмечается значительная примесь Ni (до 1%). Кобальтин в карбонатизированных долеритах встречается и в сростании с сульфидами (см. рис. 4б), и в виде самостоятельных мелких вкраплений – неправильных или остроконечных, рассеянных в породе (см. рис. 4а). В кобальтине отмечаются высокие содержания Fe и Ni (табл. 4), что характерно для промежуточных членов (вариации твердого раствора) системы кобальтин – герсдорфит – арсениопирит. Кроме того, в долеритах в виде субмикронных включений в зернах пирита и кальцита был обнаружен виоларит. В одном из субмикронных зерен пирротина в долерите найдены ламели низконикелистого пентландита ($\text{Ni} = 17\text{--}23\%$), вероятно являющегося продуктом распада богатого никелем пирротинового твердого раствора.

Самородное золото обнаружено в участках пород, практически не содержащих сульфиды: 1) внутри крупной кварцевой жилы (обр. 731А); 2) в кварцевой жиле на контакте с карбонатизирован-

ной долеритовой жилой (обр. D₂-36); 3) в хлорит-карбонатном агрегате, заместившем долерит (обр. D₂-36). Золотины имеют различную морфологию – каплевидную, изометричную (округлую или угловатую), вытянутую угловатую, амбовидную, прожилковидную, пластинчатую.

Кварцевая жила (обр. 731А) имеет зональное строение: края выполнены белым кварцем, а центральная часть – рыжеватым. Золотины распределены в рыжеватой кварцевой массе и на ее контакте с белой кварцевой массой, а морфология зерен золота четко определяется конфигурацией трещин и межзерновых границ кварца (рис. 5а, в). Размеры золотинок варьируют от 0.0п до 1.5 мм. На границе кварца с долеритом и в самом долерите золото образует как относительно крупные (до 0.7 мм) изометричные зерна, так и рассеянную вкрапленность из мельчайших каплевидных зерен (рис. 5д).

Химический состав изученных золотинок выдержан: $\text{Au} = 87.13 \pm 0.83$, $\text{Ag} = 12.86 \pm 0.82$ мас. %, пробность золота $871 \pm 8.3\%$. Примесные элементы (например, Hg, Fe, Cu и др.) не были выявлены методом ЭДС. Также не выявлено никаких признаков зональности в зернах. Вариации пробности (850–898‰) позволяют отнести золото к среднепробному, близкому к высокопробному (Петровская, 1973). На гистограмме распределения (рис. 6) большинство из 55 анализов отвечают пробности 880‰ (58% от общего числа) и 870‰ (27%).

В кварцевой жиле (обр. 731А) в трещинах вместе с самородным золотом встречаются редкие углова-

Таблица 4. Химический состав сульфидов и сульфоарсенидов из габбро-диорита Туканской интрузии* и долеритовой дайки** (микрозондовый анализ), мас. %**Table 4.** Chemical composition of sulfides and sulfoarsenides from gabbro-diorite of the Tukan intrusion* and dolerite dike** (microprobe analysis), wt %

№	Fe	Ni	Zn	Co	As	Au	S	Ag	Cd	Sn	Cu	Pb	Total
1*	60.21	0.57	0.08	0.26	0.02	—	38.90	—	Н.п.о.	—	0.34	—	100.41
2*	59.82	0.39	0.05	0.05	0.03	—	38.65	—	Н.п.о.	—	0.35	—	99.39
3**	58.61	0.47	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.02	40.67	Н.п.о.	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	0.20	99.99
4**	57.85	0.50	0.04	0.08	0.60	Н.п.о.	40.70	0.02	0.03	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	99.81
5**	57.61	0.72	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	39.52	Н.п.о.	Н.п.о.	0.01	Н.п.о.	0.23	98.12
6**	57.81	0.50	Н.п.о.	Н.п.о.	0.06	Н.п.о.	39.50	0.04	0.09	Н.п.о.	Н.п.о.	0.10	98.11
7**	58.17	0.36	0.02	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	39.47	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.17	98.19
8*	45.49	0.93	0.02	0.30	0.11	—	52.27	—	Н.п.о.	—	0.21	—	99.35
9*	29.58	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.03	—	34.42	—	Н.п.о.	—	34.78	—	98.84
10*	29.36	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.01	—	34.61	—	Н.п.о.	—	35.20	—	99.22
11**	31.15	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.04	Н.п.о.	34.92	0.04	0.06	Н.п.о.	33.82	0.15	100.22
12**	30.54	0.02	0.03	Н.п.о.	0.07	Н.п.о.	34.96	Н.п.о.	0.04	0.02	33.03	Н.п.о.	98.72
13**	6.26	4.66	0.05	28.08	39.63	0.04	20.34	Н.п.о.	0.04	0.02	Н.п.о.	0.05	99.19
14**	10.39	10.97	0.02	16.69	40.54	Н.п.о.	20.01	0.07	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	0.08	98.78
15**	7.21	7.04	Н.п.о.	24.26	39.60	Н.п.о.	20.44	0.11	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	Н.п.о.	98.68
16**	8.02	7.26	Н.п.о.	23.20	39.73	Н.п.о.	20.14	0.07	Н.п.о.	Н.п.о.	0.09	Н.п.о.	98.52

*Обр. D₁-3. **Обр. D₂-35.

Примечание. 1–7 – пирротин, 8 – пирит, 9–12 – халькопирит, 13–16 – кобальтин; прочерк – не определялось, Н.п.о. – ниже предела обнаружения.

*Sample D₁-3. **Sample D₂-35.

Note. 1–7 – pyrrhotite, 8 – pyrite, 9–12 – chalcopyrite, 13–16 – cobaltite; dash – not determined, Н.п.о. – below the detection limit.

тые зерна магнетита размером до 100–200 мкм, часто гематитизированного. В измененном долерите (обр. D₂-36) помимо самородного золота обнаружены пирит, сидерит, гессит, куранахит и неидентифицированные Pb-Te-фазы.

Пирит образует мелкие округлые и угловатые зерна размером <50 мкм, рассредоточенные в хлорит-кальцитовой матрице, а также включения в зернах самородного золота (см. рис. 5б). Гессит (AgTe) найден в виде двух ксеноморфных зерен (300 и 450 мкм в длину), вытянутых вдоль трещины в карбонатно-кварцевой жиле (см. рис. 5в). Одно из них пронизано тонкими прожилками самородного золота (см. рис. 5г), пробность которого ниже (834–853‰), чем в описанных ранее зернах. По краям зерна гессита развит ленточный агрегат, представленный фазой Pb-Zn-Te-состава с примесью Na, As, P, Ca и Cu (табл. 5, ан. 1, 2). Кристаллохимические формулы, пересчитанные на девять катионов (по формуле дагганита Pb₃Zn₃(AsO₄)₂(TeO₆)), нестехиометричны и демонстрируют избыток катионов в позициях Pb²⁺ (с учетом изоморфных примесей Ca²⁺ и Na⁺) и Te⁶⁺ и недостаток катионов в позициях Zn²⁺ (с учетом Cu²⁺) и As⁵⁺ (с учетом P⁵⁺).

Сидерит образует самостоятельные зерна призматического облика в кальците, размер которых ≤50 мкм, а также замещает по краям пирит, где на сидерит нарастают мелкодисперсные, иногда слоистые минеральные агрегаты Au-Ag-Pb-Te-состава (см. рис. 5е).

Куранахит (идеальная формула PbMnTeO₆) и Pb-Te-Fe-Si-Al-фаза (см. табл. 5, ан. 3–5), близкая по составу к буркхардтиту (Pb₂(Fe³⁺Te)(AlSi₃O₈)O₆), представлены перисто-слоистыми агрегатами в хлорит-кальцитовой матрице, нередко сросшимися между собой (см. рис. 5е), а также мелкими (≤10 мкм) зернами призматического облика. Рассчитанные на восемь катионов формулы (по буркхардтиту) нестехиометричны (избыток катионов в позиции Te⁶⁺ и недостаток Si⁴⁺ и Fe³⁺), что может быть связано как с захватом матрицы (хлорита и кальцита), так и с наличием в тонких сростках других слоистых силикатов (Gaines et al., 1979). По двум анализам (см. табл. 5, ан. 6, 7) в пересчете на три катиона рассчитаны следующие кристаллохимические формулы куранахита:

- 1) (Pb_{0.96}, Zn_{0.06})_{1.02} (Mn_{0.75}, Fe_{0.14})_{0.89} Te_{1.09} O₆;
- 2) (Pb_{0.97}, Zn_{0.06})_{1.03} (Mn_{0.73}, Fe_{0.20})_{0.93} Te_{1.05} O₆.

Условия образования золотокварцевых жил

Для термобарогеохимических исследований использовались пробы молочно-белого и рыжевато-го (содержащего видимое золото) кварца из единой зональной жилы (обр. 731А). Проанализированы двухфазные первичные (первично-вторичные) флюидные включения, которые располагаются малочисленными группами в центральных частях зерен кварца и не имеют видимой связи с трещинами в нем (рис. 7). Они характеризуются размерами 10–

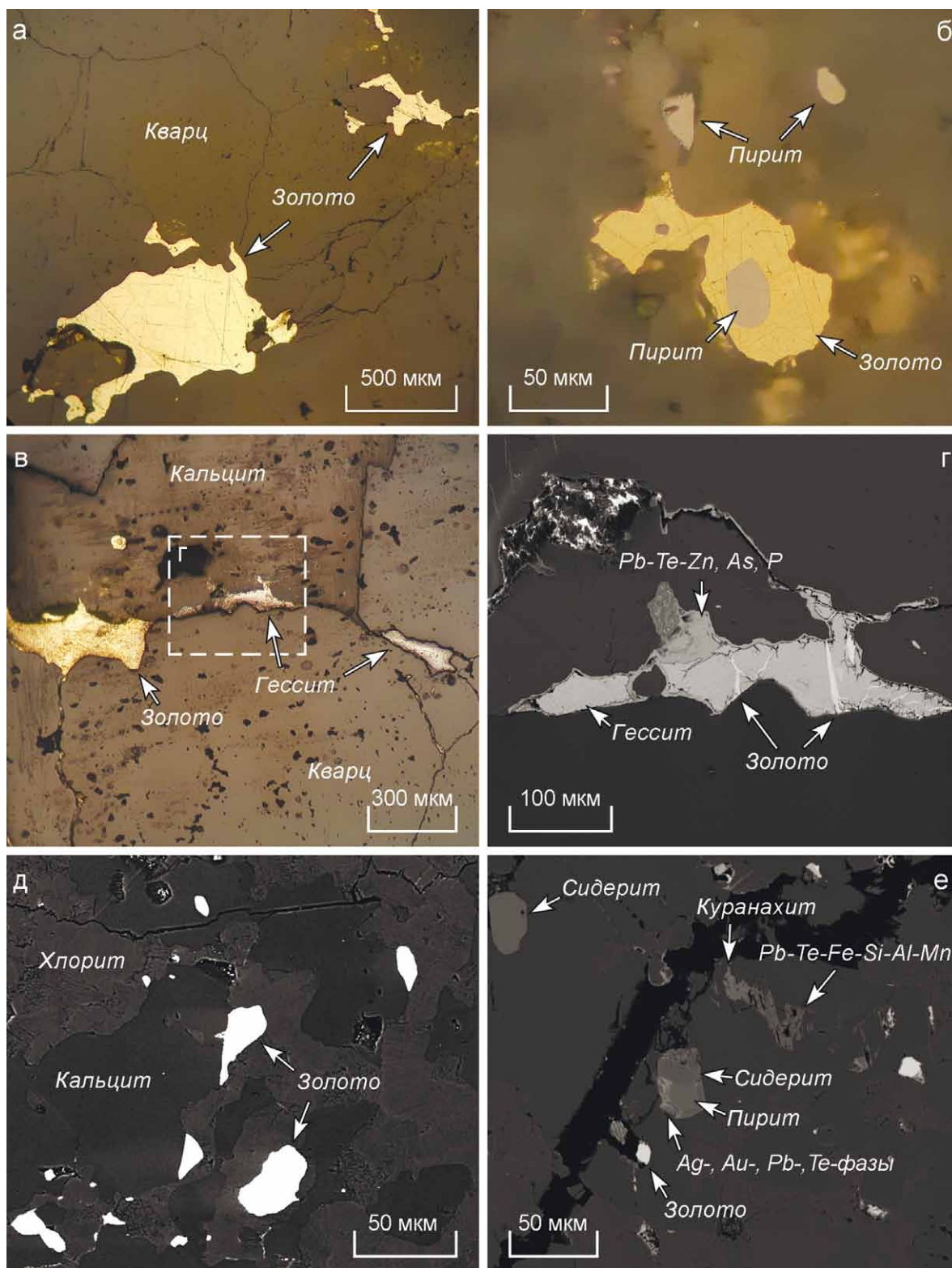
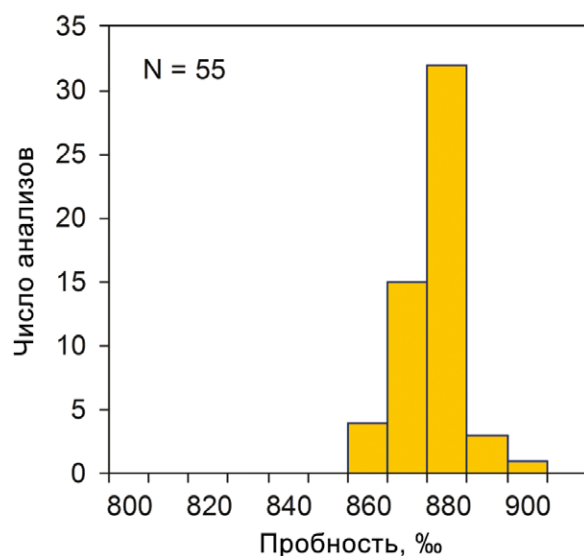


Рис. 5. Оптические (а-в) и электронные (г-е) изображения минералов Au, Ag, Pb в породах Туканского месторождения.

а – зерна самородного золота среди кристаллов кварца; б – зерно самородного золота с включением пирита; в – зерна самородного золота и гессита в трещине между кварцем и кальцитом; г – зерно гессита, пронизанное прожилками самородного золота и окаймленное фазой, близкой по составу к даггениту; д – вкрапления самородного золота в метасоматизированном долерите; е – вкрапления пирита, сидерита, самородного золота и Ag-Pb-Te-минералов в метасоматизированном долерите.

Fig. 5. Optical (a–b) and electronic (r–e) images of the Au, Ag, Pb minerals in the Tukan deposit rocks.

a – grains of native gold among quartz crystals; б – grain of native gold with the inclusion of pyrite; в – grains of native gold and hessite in the crack between quartz and calcite; r – grain of hessite, permeated with veins of native gold and bordered by a phase similar in composition to dugganite; д – inclusions of native gold in metasomatized dolerite; e – inclusions of pyrite, siderite, native gold and Ag-Pb-Te minerals in metasomatized dolerite.

**Рис. 6.** Гистограммы пробности самородного золота месторождения Тукан.**Fig. 6.** Histograms of the fineness of native gold from the Tukan deposit.

12 мкм, изометричной или овальной формой. Газовые вакуоли занимают 15–20% объема включений. В кварце также обнаружены двухфазные вторичные включения, которые трассируют мелкие трещины и имеют размеры менее 5 мкм, и однофазные водные и газовые включения размером до 5 мкм, ассоциирующие с двухфазными включениями.

Флюидные включения в обеих разновидностях кварца содержат растворы с температурами эвтек-

тики –21...–22, указывающими на содержание во флюиде хлоридов Na, K. Температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) включений в жидкую фазу в молочно-белом кварце выше и варьирует в узком диапазоне (230–254°C) по сравнению с включениями из рыжевато-белого кварца (186–230°C). Соленость растворов из включений в белом кварце варьирует от 5 до 9 мас. % NaCl-экв., а во включениях в рыжевато-белом кварце – от 4 до 8 мас. % NaCl-экв.

Рамановская спектроскопия

Исследования проводились и в молочно-белом, и рыжевато-белом кварце, в которых обнаружены флюидные включения размером от 1 до 15 мкм различной топологии. Всего исследовано 25 включений. По результатам качественного анализа спектров рамановского рассеяния в рыжевато-белом кварце наблюдаются три типа включений в соответствии с составом: для I типа идентифицируются узкие линии, связанные с газами CO_2 , N_2 и CH_4 (рис. 8); II тип содержит N_2 и CH_4 ; III – только CH_4 . В молочно-белом кварце развиты в основном метансодержащие флюидные включения (III тип). Для подтверждения наличия N_2 в газовой фазе флюидного включения и дискриминации вклада N_2 из воздуха (если такой имеется) дополнительно регистрировался спектр матрицы в спектральном диапазоне колебательной моды молекулы N_2 .

Спектр рамановского рассеяния молекулы $^{12}\text{CO}_2$ состоит из двух интенсивных мод в области 1285 и 1388 cm^{-1} , связанных с симметричными валентным (ν_1) и деформационным ($2\nu_2$) колебаниями связи C–O, а также моды в области 1370 cm^{-1} , связан-

Таблица 5. Химический состав неидентифицированных Pb-Te фаз и куранахита (6, 7) (ЭДС) в метасоматизированном долерите Туканского месторождения, мас. %**Table 5.** Chemical composition of unidentified Pb-Te phases and kuranakhite (6, 7) (EDS) in metasomatized dolerite of the Tukan deposit, wt %

№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CuO	ZnO	As ₂ O ₃	TeO ₃	PbO	Сумма
1	–	–	–	–	–	1.51	1.67	3.37	0.65	14.24	6.15	16.86	55.55	100.00
2	–	–	–	–	–	1.44	2.05	4.58	0.00	15.36	4.57	16.75	57.12	101.87
3	12.32	4.95	4.49	9.18	1.79	3.02	–	–	–	1.06	–	25.86	36.76	99.43
4	13.82	5.57	4.64	8.76	2.22	5.74	–	–	–	1.36	–	22.31	33.05	97.47
5	14.91	5.54	3.62	11.02	2.37	3.90	–	–	–	1.20	–	21.29	34.09	97.94
6	–	–	13.22	3.21	–	–	–	–	–	1.00	–	38.10	44.78	100.32
7	–	–	13.40	2.16	–	–	–	–	0.48	1.01	–	39.61	44.04	100.70

Примечание. Прочерк – не определялось.

Note. Dash – not determined.

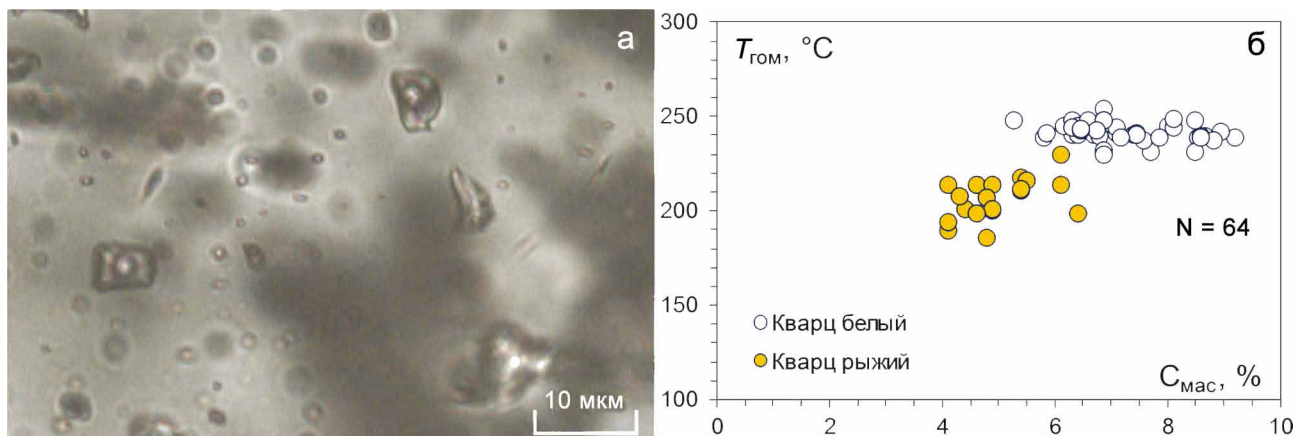
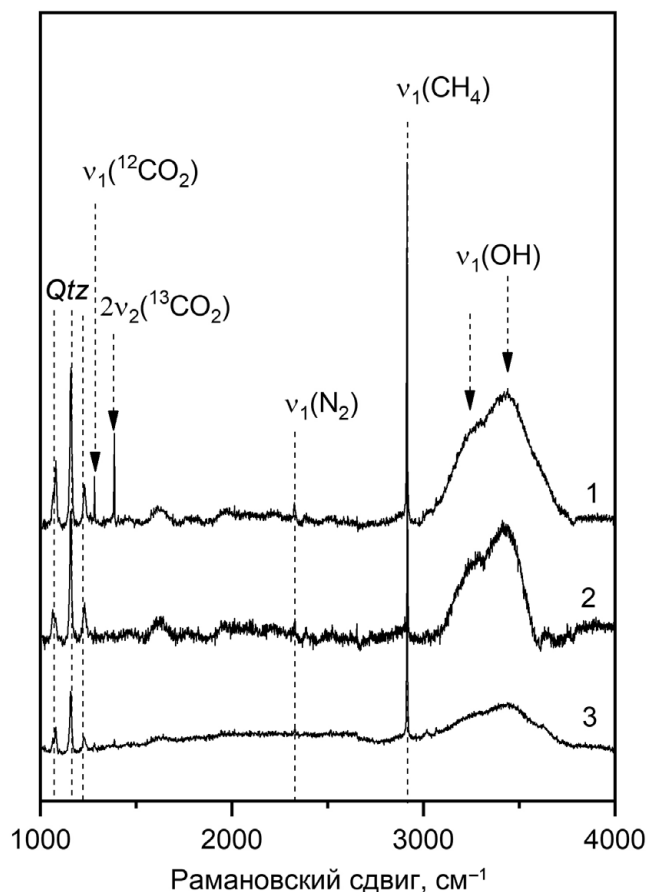


Рис. 7. Флюидные включения в кварце (а) и диаграмма соотношения в них температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) и солёности ($C_{\text{мас}}$) (б), золотокварцевое месторождение Тулан.

Fig. 7. Fluid inclusions in quartz (a) and the ratio diagram of the temperature of homogenization ($T_{\text{гом}}$) and salinity ($C_{\text{мас}}$) (б) in them, the Tukan gold-quartz deposit.



ной с колебаниями молекулы $^{13}\text{CO}_2$ ($2\nu_2$), и двух малоинтенсивных мод в области 1285 и 1388 cm^{-1} (так называемых hot bands), связанных с переходами из более высоких по энергии (возбужденных) колебательных состояний, обусловленных тепловой энергией молекул $^{12}\text{CO}_2$ (Hurai et al., 2015). Спектр мо-

Рис. 8. Обзорные спектры, возбужденные в газовой фазе флюидных включений разного состава (1–3) в кварце из месторождения Тулан.

Стрелками и штриховыми линиями показаны колебания молекул газов (CO_2 , N_2 , CH_4), H_2O и матрицы SiO_2 (Qtz).

Fig. 8. Survey spectra excited in the gas phase of fluid inclusions of different composition (1–3) in quartz from the Tukan deposit.

Arrows and dash lines show the vibrations of gas molecules (CO_2 , N_2 , CH_4), H_2O , and the SiO_2 (Qtz) matrix.

лекулы N_2 включает одну колебательную моду в области 2331 cm^{-1} , соответствующую растяжению связи N–N (Prieto et al., 2012). По данным (Burke, 2001; Hurai et al., 2015), молекула CH_4 имеет также одну колебательную моду (ν_1), отвечающую симметричному валентному колебанию связи C–H (около 2917 cm^{-1}).

Для количественного определения мольного соотношения газов во флюиде использовалось соотношение (Burke, 2001):

$$X_a = [A_a / (\sigma_a \zeta_a)] / \sum [A_i / (\sigma_i \zeta_i)], \quad (1)$$

где X_a – мольная доля компонента в смеси; A_a и σ_a – площадь и “сечение” (эффективность) соответствующей линии в спектре рамановского рассеяния a -компоненты; ζ_a – коэффициент эффективности прибора на частоте соответствующего пика (как правило, нормируется по 2331 cm^{-1} , что отвечает $\zeta_i(\text{N}_2)$); X_i , A_i , σ_i , ζ_i – соответствующие значения для i -компонента во включении (Burke, 2001; Hurai et al., 2015).

В работе (Hurai et al., 2015) величина ζ_i определялась сравнением рамановских спектров стан-

Таблица 6. Мольное соотношение газов X во флюидных включениях в кварцевой жиле Туканского месторождения, мол. %**Table 6.** The molar ratio of gases X in fluid inclusions in the quartz vein of the Tukan deposit, mol. %

Тип	$X(\text{CO}_2)$	$X(\text{N}_2)$	$X(\text{CH}_4)$	$X(\text{CO}_2)/X(\text{CH}_4)$
I	От 19 до 27	От 34 до 55	От 26 до 39	0.7
II	–	От 36 до 42	От 58 до 64	–
III	–	–	100	–

Примечание. Прочерк – не определялось.

Note. Dash – not determined.

дартных газовых смесей известного состава и принята равной 1. Результаты представлены в табл. 6. Расчеты показывают, что в составе включений I типа N_2 и CH_4 количественно преобладают над CO_2 . Отношение $X(\text{CO}_2)/X(\text{CH}_4)$, не превышающее 0.7, характеризует умеренно восстановленный характер флюида (Shaparenko et al., 2021).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Исследования показали, что самородное золото Туканского месторождения приурочено к кварцевым и карбонатно-кварцевым жилам и метасоматизированным долеритам, пронизывающим Туканскую габбро-диоритовую интрузию. Простирание кварцевых и карбонатно-кварцевых жил часто совпадает с простиранием даек долеритов улу-гуртауского комплекса, и часто сами жилы развиты в зальбандах даек. Все это определяет тесную связь золотой минерализации с процессами внедрения даек. То же справедливо и для многих других золоторудных проявлений Худолозовской мульды (Салихов и др., 2003). Таким образом, долеритовые дайки могли служить источником рудообразующих флюидов и на месторождении Тука, и на других рудопрооявлениях.

Результаты минералого-геохимических исследований подтверждают принадлежность руд Туканского месторождения к золотокварцевому минеральному типу (Петровская, 1973; Шер, 1974). Основная часть самородного золота развита в свободной форме, изредка в сростании с минералами Ag, Pb и пиритом, обнаруженными только в метасоматизированном долерите и распространенными ограниченно. Особенности вещественного состава пород Туканской интрузии, вмещающих кварцевые жилы, свидетельствуют о том, что габбро-диориты первично не несли сульфидную минерализацию, а развитие пирита, пирротина, халькопирита и кобальтина было связано с наложенными процессами. На это указывают четкая связь сульфидной и сульфоарсенидной минерализации с кальцитом, образующим псевдоморфозы по первичным минералам (в особенности по плагиоклазу), а также сплошные массы в габбро-диоритах и

долеритах (вместе с чешуйчатым хлоритом) и жилы, развитые по трещинам в долеритовых и кварцевых жилах. Напротив, в долеритах сульфидная минерализация могла быть первичной (магматогенной), о чем свидетельствуют каплевидные формы некоторых зерен пирротина и структуры распада никелистого пирротина (Etschmann et al., 2004; Rakhimov et al., 2021). Зерна самородного золота отлагались внутри кварцевых жил и в метасоматизированном долерите. Процесс карбонатизации по отношению к золотой минерализации, судя по всему, является более поздним, поскольку кальцит развит по трещинам в кварцевых жилах и интерстициях кристаллов кварца, а в самих кальцитовых жилах золото не обнаружено. Незначительная часть золота (например, прожилки в гессите), вероятно, образовалась уже в гипергенных условиях (переотложение), о чем свидетельствует развитие в ассоциации с ним минеральных фаз из классов фосфатов, арсенатов (неидентифицированных фаз, близких к минералам группы дагганита и к буркхардтиту) и теллуридов (курапахита). Состав Pb-Zn-Te-фазы, окаймляющей зерна гессита, мог быть обусловлен не просто вариациями твердого раствора, а тонкодисперсной смесью минералов группы дагганита (дагганита – $\text{Pb}_3\text{Zn}_3\text{TeO}_6(\text{AsO}_4)_2$ и куксита – $\text{Pb}_3\text{Zn}_3\text{TeO}_6(\text{PO}_4)_2$) с яфсоанитом ($\text{Ca}_3\text{Zn}_3\text{Te}_2\text{O}_{12}$) и, возможно, других минералов (Lam, Groat, 1998; Mills et al., 2010), встречающихся совместно в зонах окисления некоторых золоторудных месторождений (например, Куранах (Саха-Якутия) и Томбстоун (Аризона)) (Williams, 1978; Ким и др., 1990; Kondratieva et al., 2021). Также не исключено, что при анализе произошел захват матрицы (кальцита).

Термобарогеохимические исследования флюидных включений показали, что кварцевые жилы образовались при участии K-Na хлоридного флюида с соленостью 4–9 мас. % NaCl-экв. в диапазоне температур не менее 186–254°C. При этом самородное золото приурочено к более низкотемпературному ($T_{\text{гом}} = 186\text{--}230^\circ\text{C}$, $C_{\text{мас}} = 4\text{--}8$ мас. % NaCl-экв.) рыжевато-кварцу, выполняющему центральную часть зональной жилы, края которой сложены молочно-белым кварцем ($T_{\text{гом}} = 230\text{--}254^\circ\text{C}$ и $C_{\text{мас}} = 5\text{--}9$ мас. % NaCl-экв.). На диаграмме

соленость–температура гомогенизации (см. рис. 7) фигуративные точки образуют обособленные скопления. В молочно-белом кварце вариации солености не зависят от температуры, в то время как в рыжевatom кварце $C_{\text{мас}}$ прямо пропорциональна $T_{\text{гом}}$. Из полученных данных следует, что молочно-белый кварц отлагался раньше (при более высокой температуре и солености раствора), чем рыжеватый кварц. Устойчивый интервал солености флюида свидетельствует о едином и относительно быстром процессе минералообразования в жилах без существенного влияния реакций с вмещающими породами и/или смешения с метеорными водами (Wilkinson, 2001). Выдержанный состав самородного золота ($Au = 87.13 \pm 0.83$ мас. %, $Ag = 12.86 \pm 0.82$ мас. %), развитого как в кварцевой жиле, так и в метасоматизированном долерите, подтверждает его одностадийное образование. Исследования показывают, что содержание Ag в золоте зависит не только от его содержания в гидротермальном растворе, но и от фугитивности S, температуры, солевого состава и pH раствора (Гаськов, 2017). Стабильные концентрации Ag и отсутствие зональности в строении золотин подтверждают однородность условий образования золота Туканского месторождения.

Присутствие во флюидных включениях в золотоносном рыжевatom кварце газов CO_2 , N_2 и CH_4 , выявленное при помощи рамановской спектроскопии, предполагает, что в образовании рудоносного раствора, помимо магматогенного флюида, принимали участие флюиды из вмещающих пород (Shaparenko et al., 2021). Наличие N_2 может быть связано с химическими реакциями между флюидом и аммонийсодержащими силикатами вмещающих пород, в которых азот в форме NH_4^+ изоморфно замещает калий на регрессивной стадии метаморфизма (Миронова и др., 1992). Присутствие CO_2 , N_2 и CH_4 во флюиде также связывается с разложением органического вещества во вмещающих породах (Shaparenko et al., 2021). Отметим, что в нижележащих по отношению к алевритам биягодинской свиты вулканогенно-осадочных толщах девона отмечается присутствие известняков и углеродистых сланцев (Маслов, Артюшкова, 2010; Сначев и др., 2012).

В изученных предшественниках (Бучковский и др., 1974) и нами образцах габбро-диоритов и долеритов, содержащих карбонатные и кварцевые жилы и не содержащих их, определено низкое содержание Au (0.1–0.4 г/т). Это может означать, что относительно богатые руды золота (со средней концентрацией Au 5.2 г/т и максимальной – 28.6 г/т (Куваевский, 1961)) к настоящему времени выработаны и дальнейшего промышленного интереса Туканское месторождение не представляет (по крайней мере в ближайшие десятилетия).

Согласно геолого-генетической классификации С.Е. Знаменского, месторождение Тукан мож-

но отнести к плутоногенно-гидротермальной группе (Знаменский, Знаменская, 2009). Среди полных аналогов месторождения Тукан по геологическому строению, составу рудовмещающих толщ и, вероятно, минеральному составу можно отметить десятки мелких золотокварцевых проявлений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала (Аласия, Тимирьян, множество безымянных), но все они являются еще менее значительными по запасам золота. Большинство золотокварцевых месторождений, сходных с Туканским по происхождению, широко развитых в Рудном Алтае, Восточном Саяне, различаются не только по возрасту оруденения и рудовмещающих толщ, но и по минеральному разнообразию и форме нахождения золота в рудах (Дамдинов, 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многочисленные мелкие золоторудные месторождения и проявления Худолазовской мульды Западно-Магнитогорской зоны имеют сходное геологическое строение, что позволяет рассматривать их как единую рудную формацию. Самородное золото приурочено в основном к кварцевым жилам северо-восточного простирания, ассоциирующим с дайками роговообманковых долеритов улугуртауского комплекса (C_2). Впервые проведены минералого-геохимические исследования одного из золотокварцевых месторождений Худолазовской мульды – Туканского, приуроченного к кварцевым жилам и долеритовым дайкам, пересекающим габбро-диоритовую интрузию худолазовского комплекса (C_1). Полученные результаты подтвердили принадлежность руд Туканского месторождения к золотокварцевому типу. Впервые изученный состав самородного золота как в кварцевой жиле, так и в измененном долерите очень выдержан ($Au = 87.13 \pm 0.83$, $Ag = 12.86 \pm 0.82$ мас. %, пробность средняя – $871 \pm 8.3\%$), что свидетельствует о его образовании в течение единой стадии минералообразования. Термобарогеохимические исследования флюидных включений в зональной кварцевой жиле показали, что самородное золото отлагалось при температуре не менее 186–230°C из флюида с суммарной соленостью 4–8 мас. % NaCl-экв. Присутствие во флюидных включениях из золотоносного рыжеватого кварца газов CO_2 , N_2 и CH_4 , выявленное при помощи рамановской спектроскопии, свидетельствует об участии в минералообразовании, помимо магматогенного флюида, раствора из вмещающих пород. Низкое значение отношения $X(CO_2)/X(CH_4) \leq 0.7$ указывает на умеренно восстановленный характер рудообразующего флюида. В качестве источников золота рассматриваются долеритовые дайки улугуртауского комплекса, вероятен также вклад вмещающих пород.

Золоторудное месторождение Тукан отрабатывалось в 1930-е гг. до уровня грунтовых вод и затем было законсервировано. Низкие концентрации Au (0.1–0.4 г/т) в изученных пробах кварцевых жил, долеритов и габбро-диоритов, в том числе содержащих видимое золото, свидетельствуют о слабом промышленном потенциале месторождения. Однако полученные знания по геологическому строению и минеральному составу Туканского месторождения могут быть применимы для других золоторудных проявлений, однотипных с проявлениями Худолозовской мульды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисенко А.С. (1982) Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии. *Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений*. М.: Недра, 37–46.
- Бучковский Э.С., Перминов Г.М., Крестинин Б.А., Караваев И.Н., Петров Ю.Н. (1974) Оценка никеленосности основных интрузий Худолозовского комплекса. Худолозовская синклиналь. Поиски масштаба 1 : 50 000 сульфидных медно-никелевых руд. Отчет по объекту. В 8 т. Т. 1. Уфа: ГосГеолФонд, 240 с.
- Гасков И.В. (2017) Главные элементы-примеси самородного золота и их связь с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии. *Геология и геофизика*, **58**(9), 1359–1376.
- Дамдинов Б.Б. (2019) Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна. *Геология рудных месторождений*, **61**(2), 23–38.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2009) Классификация золоторудных месторождений восточного склона Южного Урала. *Геол. сборник*, (8), 177–186.
- Знаменский С.Е. (2009) Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 348 с.
- Казаков П.В., Салихов Д.Н. (2006) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). Ч. 2. Уфа: Гилем, 288 с.
- Ким А.А., Заякина Н.В., Момотко В.Ф. (1990) Куksит $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(PO_4)_2$ и черемныхит $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(VO_4)_2$ – новые теллулаты из золоторудного месторождения Куранах (Центр. Алдан, Ю. Якутия). *Записки ВМО*, **119**(5), 50–57.
- Куваевский Ю.Л., Краев Ю.П., Куваевская Н.Д. (1961) Геологическое строение района среднего течения р. Худолаз. *Отчет Колтубанской геолого-съёмочной партии за 1959–1960 гг. В 3 т. Т. 1*. Уфа: ГосГеолФонд, 190 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В. (2010) Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 288 с.
- Миронова О.Ф., Наумов В.Б., Салазкин А.Н. (1992) Азот в минералообразующих флюидах. Газохроматографическое определение при исследовании включений в минералах. *Геохимия*, (7), 979–991.
- Петровская Н.В. (1973) Самородное золото. М.: Наука, 247 с.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
- Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. (2017) От зеркала скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: Геос, 234 с.
- Салихов Д.Н., Бердников П.Г. (1985) Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мега-синклиналя. Уфа: БФАН СССР, 94 с.
- Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. (2003) Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Ч. 1. Уфа: Экология, 222 с.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. (1984) Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа: БФАН СССР, 112 с.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. (2001) Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 318 с.
- Сначев А.В., Сначев В.И., Рыкус М.В., Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Ардисламов Ф.Р. (2012) Геология, петрогеохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала. Уфа: ДизайнПресс, 208 с.
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 368 с.
- Шер С.Д. (1974) Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 256 с.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994) Interpretation of microthermometric data for H_2O -NaCl fluid inclusions. *Fluid inclusions in minerals: methods and applications*. Pontignana-Siena, 117–130.
- Burke E.A.J. (2001) Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, **55**(1–4), 139–158.
- Etschmann B., Pring A., Putnis A., Grguric B.A., Studer A. (2004) A kinetic study of the exsolution of pentlandite (Ni, Fe) $_9$ S $_8$ from the monosulfide solid solution (Fe, Ni)S. *Amer. Miner.*, **89**(1), 39–50.
- Gaines R.V., Leavens P.B., Nelen J.A. (1979) Burckhardtite, a new silicate-tellurite from Mexico. *Amer. Miner.*, **64**(3–4), 355–358.
- Hurai V., Huraiova' M., Slobodni'k M., Thomas R. (2015) Geofluids. Developments in Microthermometry, Spectroscopy, Thermodynamics, and Stable Isotopes. Amsterdam: Elsevier, 489 p.
- Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Kardashevskaya V.N. (2021) Types of Tellurium Mineralization of Gold Deposits of the Aldan Shield (Southern Yakutia, Russia). *Minerals*, **11**(7), 698.
- Lam A.E., Groat L.A. (1998) The crystal structure of duganite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}As_2O_{14}$. *Canad. Miner.*, **36**, 823–830.
- Mills S.J., Kampf A.R., Kolitsch U., Housley R.M., Raudsepp M. (2010) The crystal chemistry and crystal structure of kuksite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}P_2O_{14}$, and a note on the crystal structure of yafsoanite, $(Ca, Pb)_3Zn(TeO_6)_2$. *Amer. Miner.*, **95**(7), 933–938.
- Prieto A.C., Guedes A., Dória A., Noronha F., Jiménez J.

- (2012) Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. *Spectroscopy Lett.*, **45**(2), 156-160.
- Rakhimov I.R., Vishnevskii A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Shaparenko E., Gibsher N., Tomilenko A., Sazonov A., Bul'bak T., Ryabukha M., Khomenko M., Silyanov S., Nekrasova N., Petrova M. (2021) Ore-Bearing Fluids of the Blagodatnoye Gold Deposit (Yenisei Ridge, Russia): Results of Fluid Inclusion and Isotopic Analyses. *Minerals*, **11**(10), 1090. <https://doi.org/10.3390/min11101090>
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Williams S.A. (1978) Khinite, parakhinite, and dugganite, three new tellurates from Tombstone, Arizona. *Amer. Miner.*, **63**, 1016-1019.
- Kim A.A., Zayakina N.V., Makhotko V.F. (1990) Kuksite $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(PO_4)_2$ and chernykhite $Pb_3Zn_3Te^{6+}O_6(VO_4)_2$ – new tellurates from the Kuranakh gold deposit (Central Aldan, southern Yakutia). *Zapiski VMO*, **119**(5), 50-57. (In Russ.)
- Kondratieva L.A., Anisimova G.S., Kardashevskaya V.N. (2021) Types of Tellurium Mineralization of Gold Deposits of the Aldan Shield (Southern Yakutia, Russia). *Minerals*, **11**(7), 698.
- Kuvaevskii Yu.L., Kraev Yu.P., Kuvaevskaya N.D. (1961) Geological structure of the region of the middle reaches of the Khudolaz river. Report of the Koltuban geological survey team for 1959–1960. In 3 vol. V. 1. Ufa, GosGeolFond, 190 p. (In Russ. unpublished)
- Lam A.E., Groat L.A. (1998) The crystal structure of dugganite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}As_2O_{14}$. *Canad. Miner.*, **36**, 823-830.
- Maslov V.A., Artyushkova O.V. (2010) Stratigraphy and correlation of Devonian deposits of the Magnitogorsk megazone of the South Urals. Ufa, DesignPoligrafService Publ., 288 p. (In Russ.)
- Mills S.J., Kampf A.R., Kolitsch U., Housley R.M., Raudsepp M. (2010) The crystal chemistry and crystal structure of kuksite, $Pb_3Zn_3Te^{6+}P_2O_{14}$, and a note on the crystal structure of yafsoanite, $(Ca, Pb)_3Zn(TeO_6)_2$. *Amer. Miner.*, **95**(7), 933-938.
- Mironova O.F., Naumov V.B., Salazkin A.N. (1992) Nitrogen in Mineral-Forming Fluids. Gas Chromatography Determination on Fluid Inclusions in Minerals. *Geochem. Int.*, **7**, 979-991 (translated from *Geokhimiya*, **58**(9), 1359-1376).
- Petrovskaya N.V. (1973) Native gold. Moscow, Nauka Publ., 247 p. (In Russ.)
- Prieto A.C., Guedes A., Dória A., Noronha F., Jiménez J. (2012) Quantitative determination of gaseous phase compositions in fluid inclusions by Raman microspectrometry. *Spectroscopy Lett.*, **45**(2), 156-160.
- 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.)
- Rakhimov I.R., Vishnevskii A.V., Saveliev D.E. (2021) Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.*, **138**(11), 104411.
- Rebetsky Yu.L., Sim L.A., Marinin A.V. (2017) From glide mirrors to tectonic stresses. Methods and algorithms. Moscow, Geos Publ., 234 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Berdnikov P.G. (1985) Late Paleozoic magmatism and mineralization of the Magnitogorsk megasyneclorium. Ufa, BFAN USSR, 94 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kovalev S.G., Belikova G.I., Berdnikov P.G. (2003) Minerals of the Republic of Bashkortostan (gold). Pt 1. Ufa, Ecology Publ., 222 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Pshenichnyi G.N. (1984) Magmatism and mineralization of the early consolidation zone of the Magnitogorsk eugeosyncline. Ufa, BFAN SSSR, 112 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the South Urals at the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M. (2001) Frac-

REFERENCES

- ture tectonics and ore content of the Bashkir Trans-Urals. Ufa, Poligrafkombinat Publ., 318 p. (In Russ.)
- Shaparenko E., Gibsher N., Tomilenko A., Sazonov A., Bul'bak T., Ryabukha M., Khomenko M., Silyanov S., Nekrasova N., Petrova M. (2021) Ore-Bearing Fluids of the Blagodatnoye Gold Deposit (Yenisei Ridge, Russia): Results of Fluid Inclusion and Isotopic Analyses. *Minerals*, **11**(10), 1090. <https://doi.org/10.3390/min11101090>
- Sher S.D. (1974) Metallogeny of gold (Eurasia, Africa, South America). Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russ.)
- Snachev A.V., Snachev V.I., Rykus M.V., Savel'ev D.E., Bazhin E.A., Ardislamov F.R. (2012) Geology, petrogeochemistry and ore content of carbonaceous deposits of the Southern Urals. Ufa, Design Press Publ., 208 p. (In Russ.)
- Wilkinson J.J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**, 229-272.
- Williams S.A. (1978) Khinite, parakhinite, and dugganite, three new tellurates from Tombstone, Arizona. *Amer. Miner.*, **63**, 1016-1019.
- Znamenskii S.E. (2009) Structural conditions for the formation of collisional gold deposits on the eastern slope of the Southern Urals. Ufa, Gilem Publ., 348 p. (In Russ.)
- Znamenskii S.E., Znamenskaya N.M. (2009) Classification of gold deposits of East slope of the Southern Urals. *Geologicheskii Sbornik*, (8), 177-186. (In Russ.)

УДК 550.831+551.24.035

DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-2-219-227

Отражение в гравитационном поле геодинамического воздействия Урала на соляную толщу Предуральского прогиба

Г. П. Щербинина, Г. В. Простолупов, С. Г. Бычков

Горный институт УрО РАН, 614007, г. Пермь, ул. Сибирская, 78А, e-mail: gena-prost@yandex.ru

Поступила в редакцию 30.06.2021 г., принята к печати 08.10.2021 г.

Объект исследования. Верхнекамское месторождение калийных солей, расположенное в Предуральском прогибе, и деформационные структуры внутри соляной толщи, связанные с влиянием Уральского орогена. **Материалы и методы.** Проведена комплексная интерпретация гравиметрических данных и результатов геологических исследований, в том числе бурения скважин. Использованы материалы, полученные при обработке данных гравиметрии в системе VECTOR. На основе связи между аномалиями силы тяжести и плотностной дифференциацией пород характеризуются форма, размеры изучаемых объектов и их взаимное положение. **Результаты.** Применение современных методов обработки и интерпретации гравиметрических данных позволило обнаружить дислокации разной кинематики, сформированные под влиянием силового поля, источником которого является коллизийная структура Урала. В ходе тектонического развития в геодинамической обстановке горизонтального сжатия внутри толщи солей сформированы постседиментационные структуры, усложняющие внутреннее строение соленосной формации. Обладая высокой пластичностью и низкими прочностными свойствами, толща солей представляет собой в силовом поле Предуральского прогиба автономную геодинамическую систему, где возникающие при воздействии Уральской коллизийной зоны механические напряжения реализовывались в виде деформационных структур. Результаты тектонической эволюции солей устойчиво проявляются аномалиями в гравитационном поле. **Выводы.** С помощью гравиметрического метода внутри соляного комплекса обнаружены структуры, сформированные под динамическим влиянием Урала – как отклик геологической среды на действие силового поля.

Ключевые слова: гравиразведка, геодинамика, месторождение солей, безопасность разработки месторождения

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 19-45-590011p_a

Reflection in the gravitational field of the geodynamic impact of the Urals on the salt strata of the Pre-Ural trough

Galina P. Shcherbinina, Gennady V. Prostolupov, Sergey G. Bychkov

Mining Institute, UB RAS, 78A Sibirskaya st., Perm 614007, Russia,
e-mail: gena-prost@yandex.ru

Received 30.06.2021, accepted 08.10.2021

Research subject. The Verkhnekamskoye potash salt deposit located in the Pre-Ural trough, deformation structures inside the salt rock mass associated with the influence of the Ural orogen. **Materials and methods.** A complex interpretation of gravimetric and geological data, including those obtained via well drilling, was carried out. The materials obtained during the processing of gravimetric data in the VECTOR system were used. Based on the relationship between gravity anomalies and density differentiation, the shape and size of the studied objects, as well as their mutual position, were characterized. **Results.** The use of modern processing and interpretation methods of gravimetric data allowed us to detect dislocations of different kinematics formed under the influence of a force field originated from the collision structure of the Urals. In the course of tectonic processes in the geodynamic environment of horizontal compression, post-sedimentation structures were formed inside the salt strata, which complicate the internal structure of the salt-bearing formation. Possessing high plasticity and low strength properties, the salt formation represents an autonomous geodynamic system in the force field of the Pre-Ural deflection, where mechanical stresses arising under the influence of the Ural collision zone were implemented as de-

Для цитирования: Щербинина Г.П., Простолупов Г.В., Бычков С.Г. (2022) Отражение в гравитационном поле геодинамического воздействия Урала на соляную толщу Предуральского прогиба. *Литосфера*, 22(2), 219–227. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-219-227>

For citation: Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V., Bychkov S.G. (2022) Reflection in the gravitational field of the geodynamic impact of the Urals on the salt strata of the Pre-Ural trough. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 219–227. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-219-227>

© Г.П. Щербинина, Г.В. Простолупов, С.Г. Бычков, 2022

formation structures. The results of the tectonic evolution of the salts are steadily revealed by anomalies in the gravitational field. *Conclusion.* Using the gravimetric method, we identified structures inside the salt rock mass under study, which were produced under the dynamic action of the Urals as a response of the geological environment to the force filed.

Keywords: gravity survey, geodynamics, salt deposit, safety deposit exploration

Funding information

The research was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 19-45-59001p_a

ВВЕДЕНИЕ

Особенности строения и развития Предуральского прогиба определяются его положением вблизи коллизионной зоны Урала. В многочисленных публикациях (Буданов, 1957; Бачманов и др., 2001; Копп и др., 2014; Зубков и др., 2015; Коротеев и др., 2020) указывается, что встречное движение Русской и Западносибирской платформ продолжается и в неоген-четвертичное время. Установлена неотектоническая активность западноуральской зоны надвигов. Современное строение Предуральского прогиба – это результат тектонической перестройки породных толщ под влиянием сжимающих сил со стороны Уральского орогена начиная с позднего палеозоя. Влияние Урала заключается в механическом боковом давлении на восточную окраину прогиба в западном направлении (Валиулов, 2010).

Боковое давление передается через Предуральский прогиб до границы Восточно-Европейской платформы (Плюснин, 1969; Камалетдинов, 1974; Казанцева, 1987; Камалетдинов и др., 1991). Влияние бокового стресса на толщи пород проявилось в формировании многочисленных геологических неоднородностей и постседиментационных структур продольного сжатия в осадочном чехле Предуральского прогиба, особенно заметных в верхнем пластичном комплексе, заполняющем предгорный прогиб (Щербинина, Простолупов, 2018). Наиболее пластичной и механически слабой частью верхнего комплекса пород является соленосная толща кунгурского возраста с мощностью от 0 до 500–600 м. Соляная толща в течение геологического времени испытала наиболее сильные деформации и изменения пород. В соответствии с геодинамической обстановкой геологической среды в соляной толще происходили различные процессы, усложняющие ее строение, например, галокинез – перемещение соляных масс с формированием положительных и отрицательных структур в поверхности соляной толщи, дизъюнктивных тектонических нарушений, образование внутриформационной складчатости, развитие трещиноватости и прочие физические преобразования. Кроме того, в соляном разрезе наблюдаются результаты разного рода и масштаба вторичных химических преобразований, структуры растворения, метаморфизм,

перенос химических элементов из одних слоев в другие.

Для изучения физического состояния породного массива на Верхнекамском месторождении широко применяются методы разведочной геофизики, в том числе гравиразведка (Бычков и др., 2018). Успешное изучение плотностного строения стало возможным благодаря использованию высокоточных гравиметров и новых компьютерных технологий обработки первичных гравиметрических данных. Для более полного извлечения полезной информации были созданы программные продукты, в которых реализованы принципы векторного сканирования (Новоселицкий и др., 1998; Простолупов и др., 2006), а также решения прямой и обратной задач гравиметрии. Результатом трансформации поля методом векторного сканирования, реализованном в системе VECTOR, являются составляющие – аномальные эффекты, обусловленные плотностными неоднородностями геологической среды в слое, ограниченном эффективными глубинами, которые определяются коэффициентами трансформации. Составляющая поля связана с распределением плотности внутри рассматриваемого слоя, поэтому может использоваться в целях выделения и оконтуривания геологических объектов, расположенных в определенном интервале глубин. Трехмерные модели гравитационного поля и разностные трансформанты, отражающие неоднородности в заданном горизонтальном слое, построенные в системе VECTOR, служат основным материалом, освещающим особенности плотностного строения геологического пространства.

КАМСКО-ВИШЕРСКИЙ ВАЛ

Под влиянием уральских сжимающих сил сформировались линейные структуры соляной тектоники – валы, перпендикулярные действующим силам. К области, где Восточно-Европейская платформа переходит в Предуральский прогиб, приурочен протяженный Камско-Вишерский соляной вал. Он сформирован вдоль западного выклинивания соляной толщи, заполняющей Предуральский прогиб.

В гравитационном поле и на его трансформантах Камско-Вишерский вал проявляется в виде линейной отрицательной аномалии амплитудой

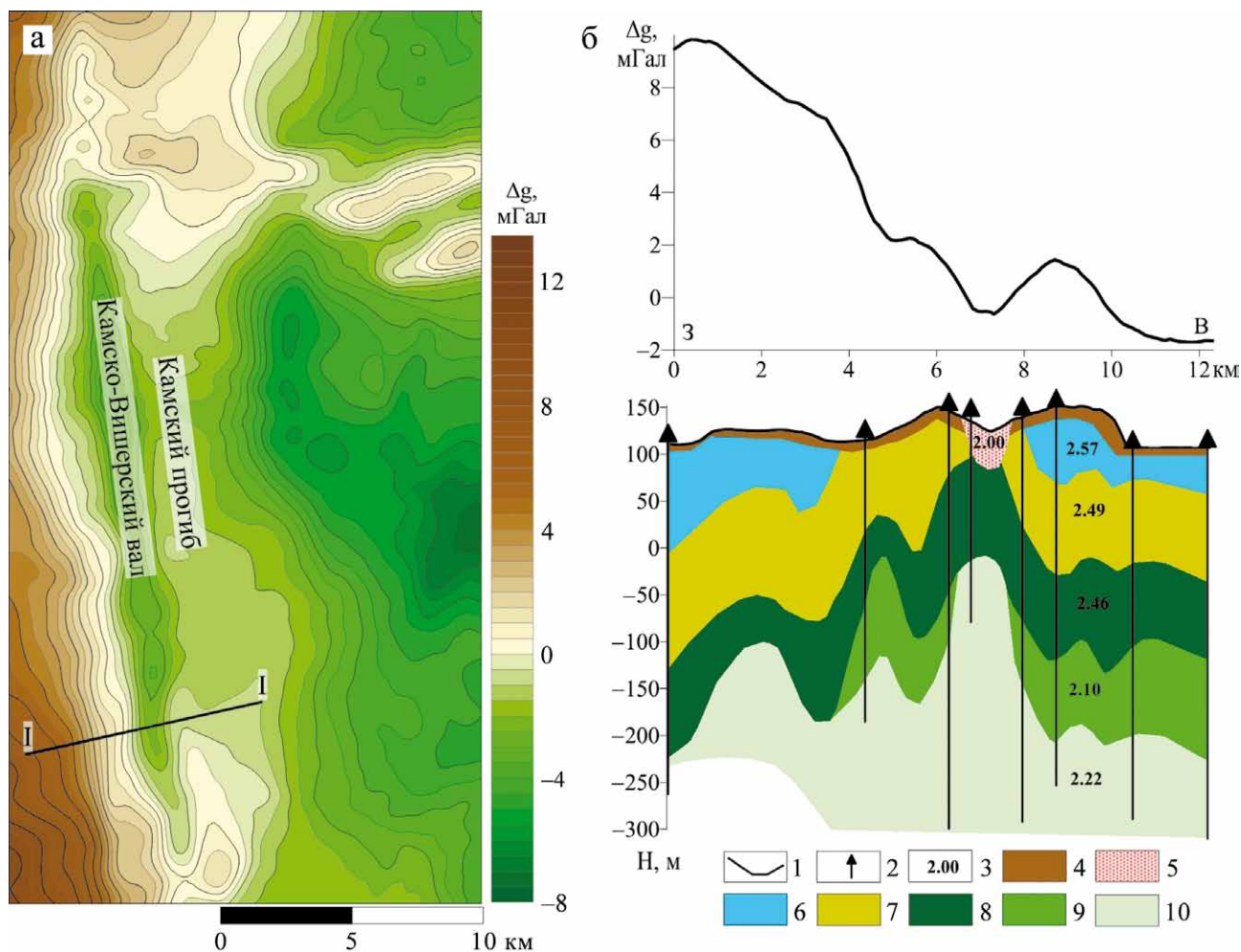


Рис. 1. Отражение Камско-Вишерского вала в гравитационном поле: карта аномалий силы тяжести (а), плотностной разрез по профилю I-I (б).

1 – аномалия силы тяжести; 2 – скважины; 3 – плотности пород, г/см³; 4 – четвертичные отложения; 5 – зона разуплотнения в верхней части разреза; 6 – пестроцветная толща; 7 – терригенно-карбонатная толща; 8 – соляно-мергельная толща; 9 – калийная соль; 10 – подстилающая каменная соль.

Fig. 1. Reflection of the Kama-Vishera swell in the gravitational field: map of gravity anomalies (a), density section along the I-I profile (b).

1 – gravity anomaly; 2 – wells; 3 – rock density, g/cm³; 4 – Quaternary deposits; 5 – decompaction zone in the upper part of the section; 6 – variegated stratum; 7 – terrigenous-carbonate stratum; 8 – salt-marl strata; 9 – potash salt; 10 – underlying rock salt.

3–5 мГал (рис. 1а). Отрицательная аномалия обусловлена не только поднятием кровли соли, но также разуплотненным состоянием надсоляных отложений над сводовой частью вала (рис. 1б). Понижение плотности перекрывающей толщи объясняется формированием трещиноватости при растяжении на перегибе над соляным поднятием.

Исследователи, занимавшиеся изучением Предуральского прогиба (Камалетдинов, 1974; Казанцева, 1987; Щербинина, Простолупов, 2018), пришли к выводу, что региональные силы бокового давления и напряжения сжатия, генерируемые Уральской зоной, достигали платформы. Скучивание со-

ляных пород во фронтальной части пластичного соляного тела у жесткого края платформы демонстрирует правдивость данного положения. В результате вдоль края платформы, в кровле соляной толщи, сформировалась линейная структура – вал длиной около 100 км. Ширина вала – от 3 до 11 км, амплитуда по восточному крылу достигает 200 м. С востока Камско-Вишерский вал ограничен Камским прогибом, который представляет собой, очевидно, в парагенезе с валом область оттока пластичных соляных масс.

Смена карбонатно-сульфатного разреза платформы на соляной разрез прогиба отражается в

гравитационном поле ступенью амплитудой 15–20 мГал, шириной 6–7 км с уменьшением значений поля в сторону Предуральского прогиба.

ОТРАЖЕНИЕ В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ ДИЗЬЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ В СОЛЯНОЙ ТОЛЩЕ

Как показали результаты совместной интерпретации гравитационного поля и геологических материалов, механические напряжения, генерируемые Уральской зоной, реализовывались в кунгурской соляной толще наряду с другими и в виде физических преобразований пород – формировании дизьюнктивных нарушений, развитии трещиноватости, явлений перетоков и скупивания пластичных масс.

На западном склоне Камско-Вишерского вала, по данным бурения и гравиметрическим данным, в соляной толще обнаружена дизьюнктивная структура. Здесь в условиях сжимающих напряжений перед жестким краем платформы в приповерхностной части осадочного чехла обнаружен надвиг, параллельный меридиональным границам Предуральского прогиба.

Формирование надвига в надсоляной и верхних частях соляной толщи обусловлено тем, что в районе вала при перемещении соляных масс под влиянием давления с востока, создавалась ситуация, когда верхняя часть массива опережала продвижение в направлении действующих сил, а нижняя часть соляной толщи испытывала “торможение”. В таких условиях создаются предпосылки для возникновения плоскости срыва и проскальзывания частей соляного массива относительно друг друга. В результате верхняя часть соляного массива с перекрывающимися надсоляными отложениями перемещалась на запад по плоскости срыва, превращаясь в аллохтон. В результате сформировался надвиг, затухающий вниз в пластичной толще подстилающей соли (рис. 2).

Надвиг зафиксирован в скважинах повторением геологических слоев надсолевой толщи, резким изменением глубины залегания кровли соли в соседних скважинах, наличием остатков верхней части соляной толщи в автохтоне под аллохтоном. Амплитуда надвига по плоскости сместителя составляет 150–160 м. Угол падения сместителя на восток 13° . Ширина перекрытия автохтона аллохтоном на уровне кровли соли – 0.7–1.1 км.

Увеличение мощности более плотной надсоляной толщи (средняя плотность 2.40 г/см^3) перед фронтом надвига (плотность соли $2.20\text{--}2.22 \text{ г/см}^3$) дает, согласно решению прямой задачи гравиметрии, положительную аномалию 0.7 мГал.

В морфологии поля силы тяжести на фоне региональной ступени, фиксирующей границу платформы и прогиба, надвиг создает ступень ампли-

тудой 0.2–0.3 мГал, шириной 0.8 км. На трансформантах, горизонтальных срезах трехмерного поля, увеличение мощности надсоляных отложений перед фронтом надвига отражается положительной аномалией амплитудой 0.20–0.25 мГал, шириной 0.7–1.2 км (рис. 3). На данной трансформанте определяется длина надвига, которая составляет около 5.5 км. Соседние соляные вершины в автохтоне и аллохтоне проявляются на трансформанте отрицательными аномалиями.

Отрицательные аномалии силы тяжести, отражающие разуплотненные участки относительно структуры поверхности соляной толщи, располагаются закономерно. Например, на трансформанте поля, демонстрирующей плотностное строение надсолевой толщи (см. рис. 3), цепочка локальных аномалий 1 выявлена в области вершины соляного валика, сформированного перед фронтом надвига. Серия разуплотнений 2 сформирована в аллохтоне вдоль дизьюнктивного нарушения. Аномалия 3 вытянута вдоль соляного носа в юго-восточном направлении. Аномалии 4 приурочены к склону соляного купола.

Надвиг, выявленный в верхней части разреза в пределах надсоляной и верхней части соляной толщ в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба, служит свидетельством наличия в прогибе тектонических напряжений сжатия, распространяющихся от Урала до края платформы. Данный надвиг в нехарактерном для Верхнекамского месторождения месте существенно осложнит горные работы при освоении этого участка месторождения.

К верхней части соляного комплекса Верхнекамского месторождения приурочена толща с прослоями калийных солей (продуктивная толща), средняя мощность которой составляет 80–100 м. Здесь встречаются многочисленные зоны вторичного замещения калийных пластов галитом. Одна из таких зон выявлена в центральной части месторождения (рис. 4). Замещение вскрыто скважинами 484 и 1027. В скв. 484 все калийные пласты продуктивной толщи замещены каменной солью. Горизонтальные размеры области замещения $1.0 \times 1.5 \text{ км}$.

Замещение калия на натрий, очевидно, связано с формированием надвиговой структуры, зафиксированной в штреках подстилающей продуктивную толщу соли. Аллохтон с востока надвинут на автохтон и занимает повышенное положение. Надвиг затухает в пластичной продуктивной толще, сопровождаемый зоной замещения.

Механизм формирования данного замещения представляется следующим. В условиях горизонтального субширотного сжатия из подстилающей каменной соли вытеснялись флюиды, законсервированные в первичных порах. Флюиды, обогащенные натрием, выдавливались в продуктивную толщу, где калий в первично-осадочных сильвини-

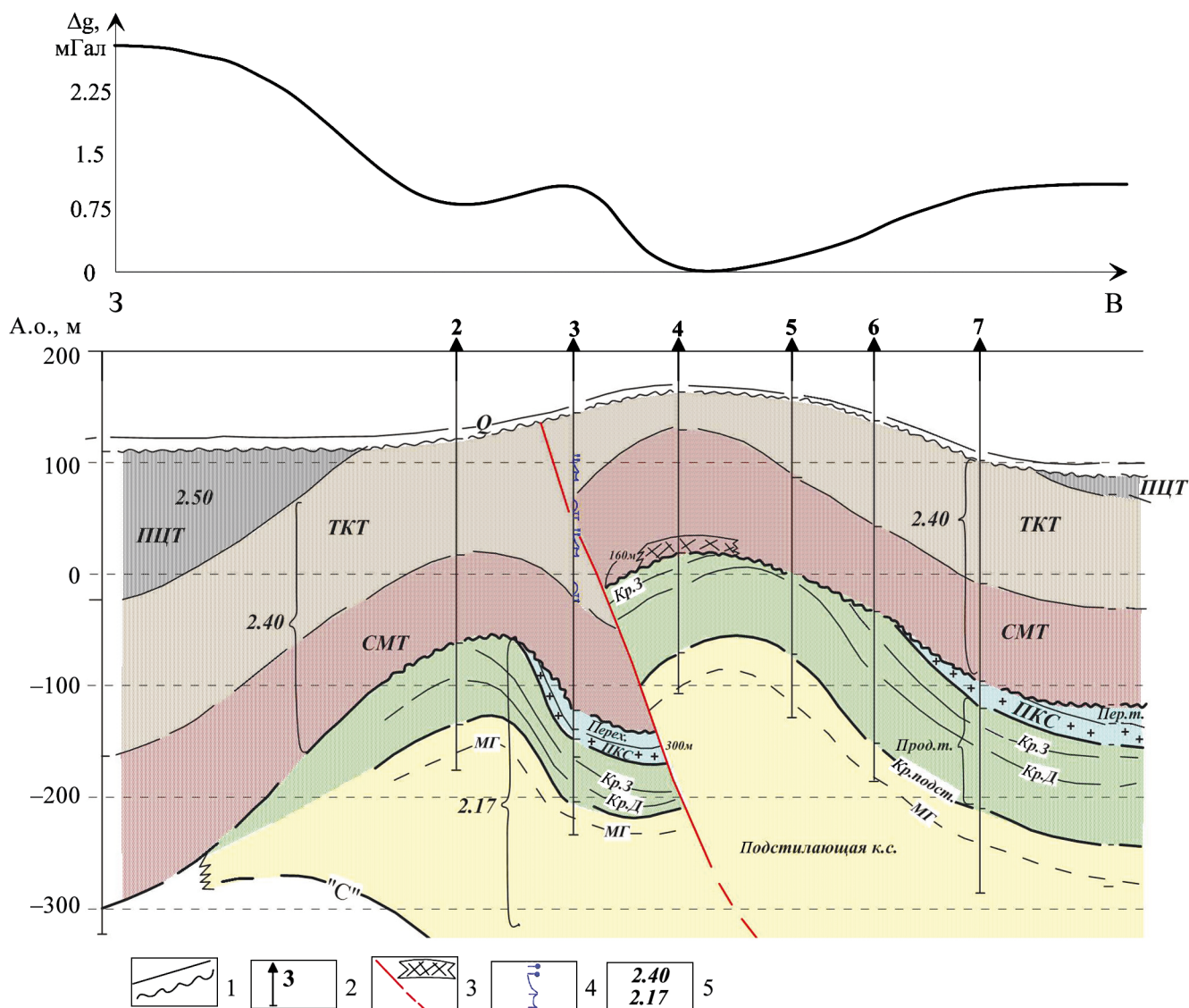


Рис. 2. Геологический разрез и гравитационное поле, обусловленное кровлей соляной толщи.

1 – геологические поверхности; 2 – скважины; 3 – глинисто-гипсовая шляпа, плоскость надвига; 4 – повторяющиеся элементы кривой ГК в автохтоне и аллохтоне; 5 – средняя плотность толщ, г/см³. Толщи: Q – четвертичная, ПЦТ – пестроцветная, ТКТ – терригенно-карбонатная, СМТ – соляно-мергельная, Пер. т. (Перех) – переходная, ПКС – покровная каменная соль, Прод. т. – продуктивная, Кр. 3 – кровля пласта кр. 3, Кр. Д – кровля пласта кр. Д, Кр. подст. – кровля подстилающей соли, “С” – подошва соляной толщи, МГ – маркирующая глина.

Fig. 2. Geological section and gravitational field caused by the roof of the salt layer.

1 – geological surfaces; 2 – wells; 3 – clay-gypsum hat, thrust plane; 4 – repeating elements of the GK curve in autochthon and allochthon; 5 – average thickness density, g/cm³. Strata: Q – Quaternary, ПЦТ – variegated, ТКТ – terrigenous-carbonate, СМТ – salt-marl, Пер. т. – transitional, ПКС – cover rock salt, Прод. т. – productive, Кр. 3 – roof of the formation кр. 3, Кр. Д – roof of the formation кр. Д, Кр. подст. – the roof of the underlying salt, “С” – the sole of the salt layer, МГ – marking clay.

товых и карналлитовых пластах замещался на натрий. В результате в разрезе продуктивной толщи сформировалось тело, состоящее из вторичной каменной соли, имеющее повышенные прочностные характеристики.

О существовавших на этом участке условиях горизонтального сжатия на постседиментацион-

ной стадии свидетельствуют также крутые углы внутрiformационной складчатости в продуктивной толще, зафиксированные в керне скважин и в стенках горных выработок. Наклонная форма замещения согласуется с азимутом падения плоскости надвига и направлением действующих сил с востока на запад, т. е. от Урала к платформе.

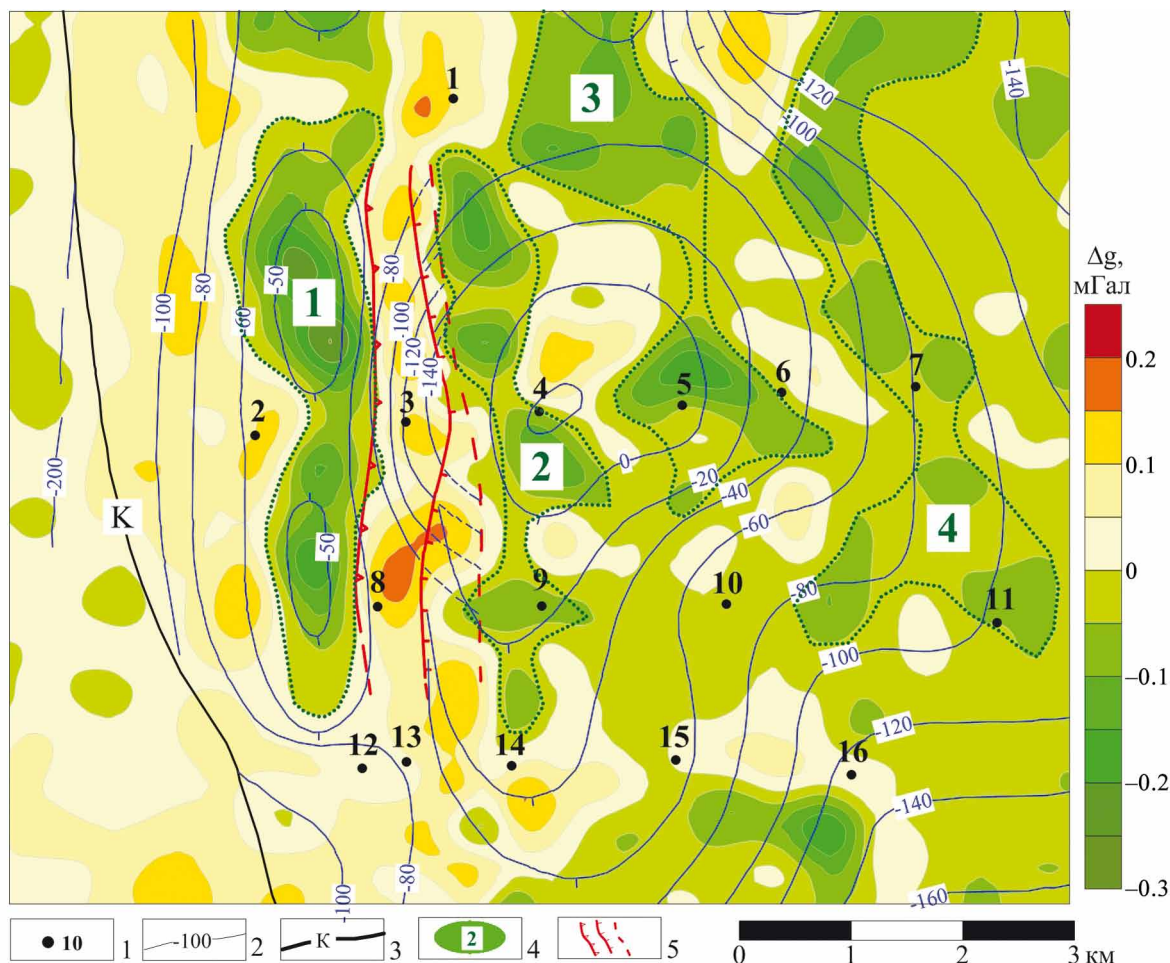


Рис. 3. Трансформанта гравитационного поля, отражающая плотностное строение надсоляной толщи.

1 – скважины, 2 – изогипсы кровли солей по скважинным и гравиметрическим данным, 3 – западная граница распространения калийной залежи, 4 – локальные отрицательные аномалии силы тяжести, 5 – надвиг.

Fig. 3. Transformant of the gravitational field, reflecting the density structure of the oversalt strata.

1 – boreholes, 2 – isohypsum of the salt top according to borehole and gravimetric data, 3 – western boundary of the potash deposit, 4 – local negative gravity anomalies, 5 – thrust.

На участке, включающем в себя северный край зоны замещения, проведена детальная площадная наземно-подземная гравиметрическая съемка. Подземные наблюдения проводились в горных выработках, расположенных в нижней части продуктивной толщи. Несмотря на то что в подземном поле аномалии формируются под влиянием плотностных неоднородностей, залегающих как выше, так и ниже уровня наблюдений, с учетом однородного строения подстилающей соли можно считать, что в данных условиях на разностных трансформантах отражается плотностное строение слоев продуктивного разреза, залегающих выше.

В гравитационном поле, измеренном на земной поверхности (рис. 5а), выделяется малоинтенсивная отрицательная аномалия силы тяжести А, отражающая разуплотненное состояние пород. В поле,

измеренном в горных выработках (рис. 5б), интенсивность данной аномалии существенно больше. Аномалия здесь имеет характерную форму, приписываемую окончанию диагональной системы трещин, которые формируются в зоне сдвига (Стоянов, 1977; Белоусов и др., 1988). Форма выявленной отрицательной аномалии свидетельствует о том, что в гравитационном поле зафиксирована часть диагональной зоны растяжения в левом сдвиге.

Местоположение сдвига приурочено к северной границе тела замещения, которое в условиях горизонтального стресса является концентратором напряжения. В условиях давления с востока пластичные массы с калийными солями, расположенные севернее замещения, перемещались в западном направлении, сминаясь в складки, наблюдаемые в стенках подземных выработок. Менее подвижный

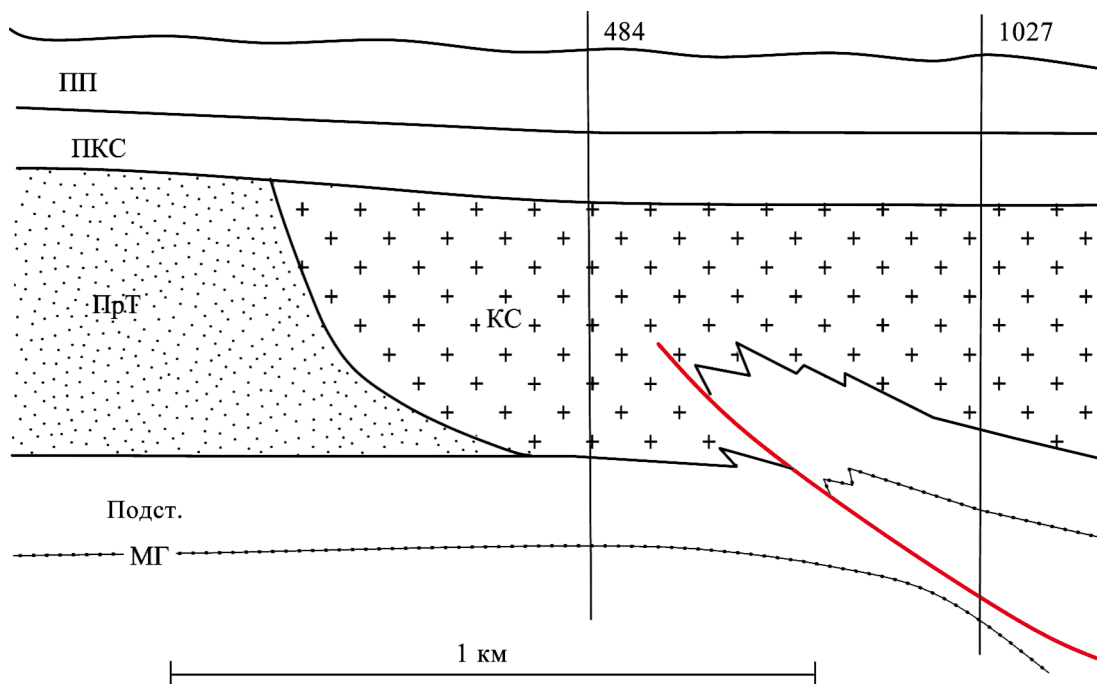


Рис. 4. Геологический разрез зоны замещения продуктивной толщи каменной солью.

Толщи: ПП – переходная пачка, ПКС – покровная каменная соль, ПрТ – продуктивная толща, КС – каменная соль замещения, Подст. – подстилающая каменная соль, МГ – маркирующая глина.

Fig. 4. Geological section of the zone of replacement of the productive strata with rock salt.

Strata: ПП – transitional member, ПКС – integumentary cover rock salt, ПрТ – productive stratum, КС – replacement rock salt, Подст. – underlying rock salt, МГ – marking clay.

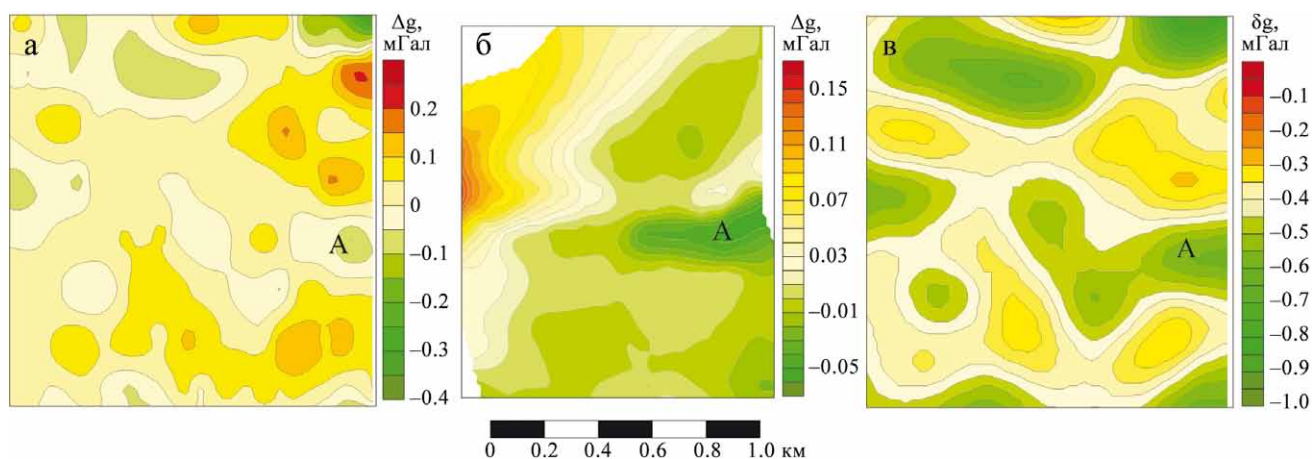


Рис. 5. Локальные аномалии силы тяжести: полученная по результатам наземной съемки (а), в горных выработках (б), динамическая аномалия силы тяжести за период 2008–2013 гг. (в).

Fig. 5. Local anomalies of gravity: obtained from the results of ground survey (a), in mine workings (б), dynamic anomaly of gravity for the period 2008–2013 (в).

жесткий массив замещения “тормозил” толщу, расположенные восточнее его. На контакте жесткого относительно неподвижного массива и пластичных сдвигающихся северных масс образовалась зо-

на срыва-сдвига, фиксирующая дифференцированную скорость перемещения.

Отрицательная аномалия А гравитационного поля, таким образом, позволяет констатировать,

что в продуктивной толще на границе относительно жесткого тела и пластичных масс зафиксирована структура пониженной плотности, обладающая признаками сдвига, параллельного действующим уральским силам. Восточная граница выявленной отрицательной аномалии А в данном случае определяется границей подземной съемки.

Решение обратной задачи гравиметрии показало, что средняя плотность в разуплотненной, очевидно трещиноватой, зоне сдвига-срыва уменьшена на $0.06\text{--}0.07\text{ г/см}^3$. Ширина области максимального разуплотнения пород, зафиксированного в гравитационном поле, составляет 90 м. Трансформанты подземного поля показали, что в несколько изменяющемся виде разуплотнение пород фиксируется до кровли соляной толщи (100 м над уровнем измерений). В надсоляной глинисто-мергелистой толще и выше данное разуплотнение на трансформантах подземного поля не выявляется.

В последующем (через 5 лет), на данной территории вновь проведены наземные гравиметрические исследования. Повторные (мониторинговые) наблюдения поля силы тяжести позволяют выявить динамику процессов деформации породных масс. По результатам повторных наблюдений рассчитывается динамическая аномалия силы тяжести, определяемая как разность между последующими и предыдущими значениями силы тяжести. Особенностью подобных аномалий является их независимость от стационарных (неизменных) плотностных неоднородностей в массиве, обусловленных геологическим строением. Поскольку все неизменные составляющие гравитационного поля в равной степени присутствуют в любой паре наблюдений, динамическая аномалия отражает только конкретный горнотехнический или быстротекущий геологический процесс (Бычков и др., 2017).

На трансформантах динамического поля (разницы полей, измеренных в разное время) участок сдвига проявился в виде отрицательной аномалии А (см. рис. 5в). Уменьшение плотности пород в зоне сдвига за 5 лет составило 0.1 г/см^3 . Это свидетельствует о том, что за период между наземными съемками в районе сдвига уменьшилась плотность пород, т. е. процесс разуплотнения в зоне сдвига происходит и в настоящее время, фиксируя силовое влияние Урала. Данный факт соответствует опубликованным данным (Плюснин, 1969) о том, что на западном склоне Северного и Среднего Урала на неотектоническом этапе (неоген-четвертичное время) зона надвигов является тектонически активной и ее динамическое влияние на Предуральский прогиб сохраняется в настоящее время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, показанные случаи геологических неоднородностей, выявленных в соляной толще по гравиметрическим данным, свидетельствуют о том, что геодинамическое влияние Урала – один из факторов формирования в ней локальных полей напряжений, вызывающих вторичные преобразования пород. Кунгурская толща, сложенная соляными породами, обладает высокой пластичностью и реологической податливостью, низкими прочностными свойствами по сравнению с другими палеозойскими толщами, состоящими преимущественно из карбонатов, пород весьма жестких и крепких. Обладая высокой пластичностью и низкими прочностными свойствами, толща солей представляет собой в силовом поле Предуральского прогиба автономную геодинамическую систему, где возникающие при воздействии Уральской коллизионной зоны механические напряжения реализовывались в виде деформационных структур, в том числе дизъюнктивного характера. С помощью гравиметрического метода внутри соляного комплекса обнаружены структуры, сформированные под динамическим влиянием Урала, как отклик геологической среды на действие силового поля.

Изложенные результаты исследований согласуются с выводами других авторов. В работе (Коротеев и др., 2020) утверждается, что Предуральский прогиб выступает территорией, где в палеозойской и мезозой-кайнозойской истории развития активно проявлялись внутриплитные геодинамические процессы. Согласно работам (Плюснин, 1969; Бачманов и др., 2001), зона Урала является тектонически активной в неоген-четвертичное время. Геологические толщи разной реологии под влиянием встречного движения Русской и Западно-Сибирской платформ испытывали воздействие сжимающих сил (Зубков и др., 2015). На востоке Предуральского прогиба развивались надвиги, западнее – складки и другие локальные деформационные структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. (2001) Неотектоника Урала (Проблемы и решения). *Геотектоника*, (5), 61-75.
- Белоусов В.В., Вихерт А.В., Гончаров М.А. (1988) Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 222 с.
- Буданов Н.Д. (1957) Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. *Сов. геология*, **58**, 24-29.
- Бычков С.Г., Мичурин А.В., Симанов А.А. (2017) Гравиметрический мониторинг рудников Верхнекамского месторождения калийных солей. *Геофизика*, (5), 10-16.
- Бычков С.Г., Простолупов Г.В., Щербинина Г.П. (2018) Прикладные задачи гравиметрии при обеспечении безопасности отработки месторождения раствори-

- мых солей. *Геофизика*, (5), 4-12.
- Валиулов Р.Л. (2010) Закономерности формирования напряженно-деформированного состояния земной коры Урала во времени. *Литосфера*, (2), 145-156.
- Зубков А.В., Селин К.В., Сентябов С.В. (2015) Закономерности формирования напряженного состояния массива горных пород в верхней части земной коры. *Литосфера*, (6), 116-129.
- Казанцева Т.Т. (1987) Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 158 с.
- Камалетдинов М.А. (1974) Покровные структуры Урала. М.: Наука, 228 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Постников Д.В. (1991) Шарьяжно-надвиговая тектоника литосферы. М.: Наука, 255 с.
- Копп М.Н., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчеммагин В.А., Мострюков А.О., Иоффе А.И. (2014) Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала по макро- и мезоструктурным данным. *Геотектоника*, (4), 23-43.
- Коротеев В.А., Нечехин В.М., Душин В.А., Волчек Е.Н. (2020) Особенности формирования и геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. *Литосфера*, **20**(5), 607-629. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629>
- Новоселицкий В.М., Чадаев М.С., Погадаев С.В., Кутин В.А. (1998) Метод векторного сканирования. *Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа*. Пермь: ПГУ, 54-59.
- Плюснин К.П. (1969) Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (4), 133-137.
- Простолупов Г.В., Новоселицкий В.М., Конешов В.Н., Щербинина Г.П. (2006) Об интерпретации гравитационного и магнитного полей на основе трансформации горизонтальных градиентов в системе VECTOR. *Физика Земли*, (6), 90-96.
- Стоянов С.С. (1977) Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 144 с.
- Щербинина Г.П., Простолупов Г.В. (2018) Тектоника области сочленения Восточно-Европейской платформы и Соликамской депрессии Предуральского прогиба. *Вестн. Перм. ун-та. Геология*, **17**(3), 200-207.
- ciated fractured faults in the hydrogeology of the Urals. *Sovetsk. Geologiya*, **58**, 24-29. (In Russ.)
- Bychkov S.G., Michurin A.V., Simanov A.A. (2017) Gravitometric monitoring of mines of the Verkhnekamsk potash deposit. *Geofizika*, (5), 10-16. (In Russ.)
- Bychkov S.G., Prostolupov G.V., Shcherbinina G.P. (2018) Applied problems of gravimetry in ensuring the safety of mining a field of soluble salts. *Geofizika*, (5), 4-12. (In Russ.)
- Kamaletdinov M.A. (1974) Cover structures of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 228 p. (In Russ.)
- Kamaletdinov M.A., Kazantseva T.T., Kazantsev Yu.V., Postnikov D.V. (1991) Sharyazh-thrusting tectonics of the lithosphere. Moscow, Nauka Publ., 255 p. (In Russ.)
- Kazantseva T.T. (1987) Allochthonous structures and formation of the Earth's crust of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 158 p. (In Russ.)
- Kopp M.N., Verzhbitsky V.E., Kolesnichenko A.A., Tveritina T.Yu., Vasil'ev N.Yu., Korchemagin V.A., Mostryukov A.O., Ioffe A.I. (2014) The latest stress field of the east of the Russian plate and the Urals according to macro- and mesostructural data. *Geotektonika*, (4), 23-43. (In Russ.)
- Koroteev V.A., Necheukhin V.M., Dushin V.A., Volchek E.N. (2020) Features of formation and geodynamic map of the Ural-Timan-Paleoasiatic segment of Eurasia. *Lithosphere (Russia)*, **20**(5), 607-629. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-5-607-629> (In Russ.)
- Novoselitsky V.M., Chadaev M.S., Pogadaev S.V., Kutin V.A. (1998) Vector scanning method. *Geophysical methods of search and exploration of oil and gas deposits*. Perm, PSU Publ., 54-59. (In Russ.)
- Plyusnin K.P. (1969) Thrusts of the western slope of the Northern and Middle Urals, their age and structural position. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (4), 133-137. (In Russ.)
- Prostolupov G.V., Novoselitskiy V.M., Koneshov V.N., Shcherbinina G.P., Gravity and magnetic field interpretation based on transformations of horizontal gradients in the vector system. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, **42**(6), 530-535 (translated from *Fizika Zemli*, (6), 90-96).
- Shcherbinina G.P., Prostolupov G.V. (2018) Tectonics of the joint area of the East European Platform and the Solikamsk depression of the Pre-Ural trough. *Vestn. Perm. Univ. Geologiya*, **17**(3), 200-207. (In Russ.)
- Stoyanov S.S. (1977) The mechanism of formation of discontinuous zones. Moscow, Nedra Publ., 144 p. (In Russ.)
- Valiulov R.L. (2010) Regularities of the formation of the stress-strain state of the Earth's crust of the Urals in time. *Lithosphere (Russia)*, (2), 145-156. (In Russ.)
- Zubkov A.V., Selin K.V., Sentyabov S.V. (2015) Regularities of formation of the stress state of the rock mass in the upper part of the Earth's crust. *Lithosphere (Russia)*, (6), 116-129. (In Russ.)

REFERENCE

- Bachmanov D.M., Govorova N.N., Skobelev S.F., Trifonov V.G. (2001) Neotectonics of the Urals (Problems and solutions). *Geotektonika*, (5), 61-75. (In Russ.)
- Belousov V.V., Vikhert A.V., Goncharov M.A. (1988) Methods of modeling in structural geology. Moscow, Nedra Publ., 222 p. (In Russ.)
- Budanov N.D. (1957) The role of recent tectonics and asso-

Относительная деформация материи на микро- и макроуровне в условиях изменяющейся космической погоды

А. В. Зубков, С. В. Сентябов, К. В. Селин

Институт горного дела УрО РАН, 620075, г. Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 58,
e-mail: sentyabov1989@mail.ru

Поступила в редакцию 20.07.2021 г., принята к печати 11.11.2021 г.

Предмет исследований. Деформации и напряженное состояние массива горных пород на объектах недропользования. *Материалы и методы исследования.* Богатый экспериментальный материал об относительной деформации материи, а главное о деформации массива горных пород, т. е. земной коры, полученный за многие годы исследований, дал возможность найти подход к решению этой проблемы, используя само поведение массива горных пород при отклике его на техногенную деятельность. *Результаты.* Получены первые результаты об относительной деформации материи в условиях изменяющихся внешних факторов: 1) деформации самого массива горных пород; 2) деформации маркшейдерской рулетки как средства измерения; 3) деформации кварцевой трубки в деформометре как средства измерения. *Выводы.* С использованием результатов замеров в доступном для нас 11-летнем наноцикле солнечной активности обнаружены закономерности формирования деформации и напряжений массива горных пород. Выявлены изменения физического состояния средств измерения, основанных на электромагнитных волнах: спутниковых навигационных систем, свето- и радиодальномеров. В то же время было установлено, что все эти параметры изменяются во времени непрерывно и бесконечно, и отслеживание этих изменений необходимо для надежного прогноза их влияния на техногенную деятельность. *Заключение.* Указанные в статье результаты являются развитием исследований, представленных в опубликованных работах авторов, главные выводы которых заключаются в следующем. 1. Получаемые в настоящее время данные о деформации массивов горных пород методами, основанными на различных физических принципах, являются относительными и не позволяют судить об их абсолютной величине. 2. Международному сообществу ученых необходимо разработать механизм отслеживания изменений в средствах измерения напряжения и деформаций массивов горных пород.

Ключевые слова: средства измерения, маркшейдерские рулетки, свето- и радиодальномеры, погрешности измерения, астрофизическая относительная деформация Земли, массив горных пород, астрофизические напряжения, квантованное пространство-время, фундаментальные физические константы

Источник финансирования

Исследования выполнены по государственному заданию № 075-00412-22 ПП, тема № (FUWE-2022-0003), рег. № 1021062010536-3-1.5.1

Relative deformation of matter at the micro- and macrolevel under the conditions of changing space weather

Albert V. Zubkov, Sergei V. Sentyabov, Konstantin V. Selin

Institute of Mining, UB RAS, 58 Mamin-Sibiryak st., Ekaterinburg 620075, Russia,
e-mail: sentyabov1989@mail.ru

Received 20.07.2021, accepted 11.11.2021

Research subject. Deformations and stress state of rock masses at subsoil use objects. *Materials and research methods.* Extensive experimental data about the relative deformation of matter and, in particular, about the deformation of rock masses (earth's crust) allowed the authors to find a solution to this problem using the very behavior of the rock mass during its response to technogenic activity. *Results.* Novel results were obtained on the relative deformation of matter under the conditions of changing external factors: 1) deformation of rock mass itself; 2) deformation of a surveying tape as a measuring instrument, 3) deformation of a quartz tube in a deformometer as a measuring instrument. Using the results of measurements over the 11-year nanocycle of solar activity available to us, regularities in the emergence of deformations and stresses of

Для цитирования: Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин К.В. (2022) Относительная деформация материи на микро- и макроуровне в условиях изменяющейся космической погоды. *Литосфера*, 22(2), 228–238. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-228-238>

For citation: Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin K.V. (2022) Relative deformation of matter at the micro- and macrolevel under the conditions of changing space weather. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 228–238. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-228-238>

rock masses were revealed. A justification was obtained for changing the physical state of measuring instruments based on electromagnetic waves: satellite navigation systems, light and radio range finders. At the same time, it was found that all these parameters change in time continuously and endlessly, thereby requiring constant monitoring for making a reliable forecast of their impact on technogenic activity. *Conclusion.* The results presented in the article extend previous publications of the authors, the main conclusions of which are as follows. 1. The results about the deformations of rock masses, which are currently being obtained by methods based on various physical principles, are relative; therefore, these results do not allow one to judge about their absolute values. 2. The international community of scientists should develop a mechanism for tracking changes in the deformations and stress state of rock masses.

Keywords: measuring instruments, surveying tape, light and radio range finders, measurement errors, astrophysical relative deformation of the Earth, rock mass, astrophysical stresses, quantized space-time, fundamental physical constants

Funding information

The work was performed on the topic of state assignment No. 075-00412-22 ПП, theme No. (FUWE-2022-0003), No. 1021062010536-3-1.5.1

ВВЕДЕНИЕ

В результате многолетних геологических, геомеханических и астрофизических исследований установлено периодическое изменение физического состояния Солнца, Земли и звезд (Милановский, 1984; Абдусаматов, 2013; Хаманович, 2015). На Земле эти изменения сопровождаются деформацией массива горных пород и его напряженным состоянием (Зубков, 2001, 2005, 2013).

На основании полученных экспериментальных данных был сформулирован закон формирования природных напряжений в земной коре в результате наложения полей напряжений, обусловленных гравитационными и тектоническими силами Земли, а также астрофизическими силами, вызванными физическими процессами в Космосе. Определены компоненты тензора напряжений (Зубков и др., 2015, 2019; Зубков, Сентябов, 2020):

$$\begin{aligned}\sigma_z^n &= -\gamma H + \sigma_{zT} + \sigma_{zAF}, \\ \sigma_x^n &= -\lambda\gamma H + \sigma_{xT} + \sigma_{xAF}, \\ \sigma_y^n &= -\lambda\gamma H + \sigma_{yT} + \sigma_{yAF},\end{aligned}\quad (1)$$

где H – глубина, γ – удельный вес; σ_{zT} , σ_{xT} , σ_{yT} – составляющие тектонических напряжений, остающихся неизменными длительное время (десятки лет), МПа; σ_{zAF} , σ_{xAF} , σ_{yAF} – астрофизические напряжения, изменяющиеся во времени, МПа.

Связь относительной деформации и напряжений представлена зависимостями (2), (3) и (4) (Зубков, 2018) согласно закону Гука:

$$\begin{aligned}\varepsilon_x^M &= \frac{1}{E} \left[\sigma_x^M - \mu (\sigma_y^M + \sigma_z^M) \right], \\ \varepsilon_y^M &= \frac{1}{E} \left[\sigma_y^M - \mu (\sigma_x^M + \sigma_z^M) \right], \\ \varepsilon_z^M &= \frac{1}{E} \left[\sigma_z^M - \mu (\sigma_x^M + \sigma_y^M) \right].\end{aligned}\quad (2)$$

При равенстве

$$\sigma_{AFx}^M = \sigma_{AFy}^M = \sigma_{AFz}^M \quad (3)$$

$$\varepsilon_i^M = \frac{\sigma_i^M}{E} (1 - 2\mu), \quad (4)$$

где ε – относительная деформация массива горных пород; μ – коэффициент Пуассона; σ – напряжение, действующее в массиве; E – модуль упругости массива.

В шахтах у нас есть возможность отслеживать в течение десятков лет деформации массива горных пород только от воздействия астрофизических напряжений, которые мы далее используем в расчетах.

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циклическое изменение напряженно-деформационного состояния (НДС) массива горных пород тесно связано с изменением космической погоды (термин академика Н.П. Лаверова). В настоящее время для определения деформации массива горных пород (ε) используют методы и оборудование, основанные на различных физических принципах.

При измерении деформации массива горных пород используются: спутниковые навигационные системы GPS и ГЛОНАСС, лазерные дальнометры (ЛД), лазерные интерферометры (ЛИ), кварцевые трубчатые деформометры (КТД), нейтринные дальнометры, маркшейдерские рулетки и мерные проволоки (МР).

Звезды, планеты, массив горных пород подвержены влиянию космической погоды или космического эфира, который назван квантованным пространством-временем, являющимся носителем электромагнитных и гравитационных волн (КПВ) (Leonov, 2010). Другими словами, всё подвергается влиянию КПВ, в том числе перечисленные выше средства измерения. В результате этого все определяемые значения деформации чего-либо являются относительными и не позволяют судить об их абсолютной величине (Wetterich, 1988; Stackel, 2002; BIPM, 2019; Зубков, Сентябов, 2020).

Решить эту сложную задачу можно, только наблюдая в течение 10–20 лет деформацию, обусловленную астрофизическими напряжениями, так как гравитационные и тектонические напряжения за это время не вызывают ощутимых деформаций массива горных пород, за исключением деформаций, расположенных в узких тектонически активных областях Земли.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Теория и практика горного дела предоставляют возможность одновременного определения относительной деформации массива горных пород ($\epsilon_{\text{МГП}}$) и рабочего тела измерителя ($\epsilon_{\text{изм}}$).

Задача упрощается ввиду того, что при воздействии волн КПВ происходит объемная деформация материи, т. е. $\sigma_X = \sigma_Y = \sigma_Z$. В этом случае, если расположить измерительный базис поперек круглой

выработки по осям X или Z , изменение его длины составит (рис. 1):

$$U_X = U_{X(\text{МГП})} - U_{\text{изм}} = B_X \times 2(1 - \mu^2)\epsilon_{X(\text{МГП})} - B_X\epsilon_{\text{изм}}, \quad (5)$$

где U_X – фактическая деформация (смещение) диаметра выработки по оси X , $U_{X(\text{МГП})}$ – теоретическая деформация диаметра выработки по оси X , $U_{\text{изм}}$ – деформация измерителя, $\epsilon_{X(\text{МГП})}$ – деформация массива горных пород по оси X , $\epsilon_{\text{изм}}$ – деформация измерителя, B_X – фактическое (измеренное) значение базиса по оси X .

Если расположить базис вдоль выработки, то его деформация:

$$U_Y = U_{Y(\text{МГП})} - U_{\text{изм}} = B_Y\epsilon_{Y(\text{МГП})} - B_Y\epsilon_{\text{изм}}, \quad (6)$$

где U_Y – фактическая деформация (смещение) стенки выработки по оси Y , $U_{Y(\text{МГП})}$ – теоретическая деформация стенки выработки по оси Y , $\epsilon_{Y(\text{МГП})}$ – деформация массива горных пород по оси Y , B_Y – фак-

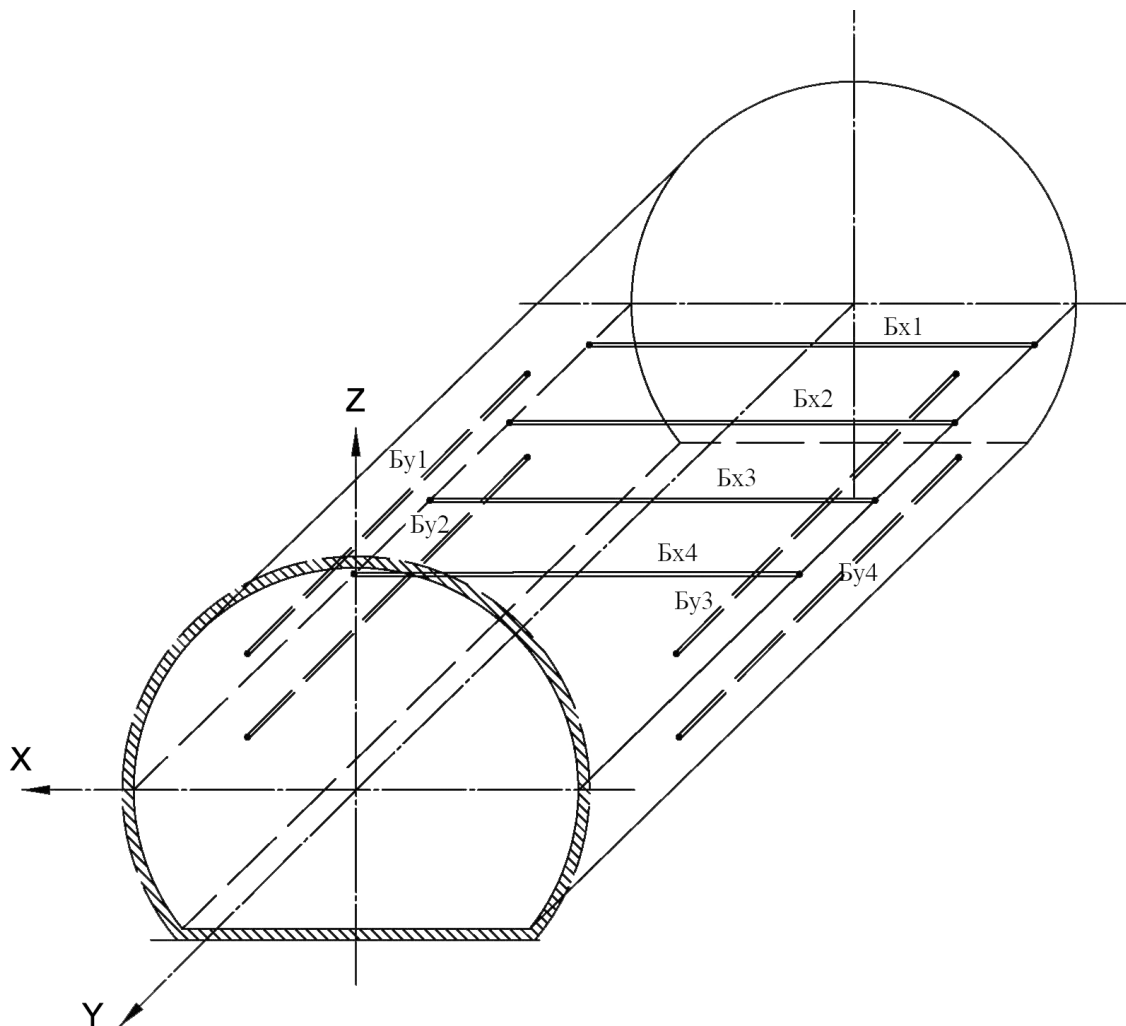


Рис. 1. Схема определения относительной деформации массива горных пород и измерителей $\epsilon \times 10^{-4}$.

Fig. 1. Scheme for determining the relative deformation of the rock mass and gauges $\epsilon \times 10^{-4}$.

тическое (измеренное) значение базиса по оси Y.

Упрощая выражения (5) и (6), получаем:

$$U_X/B_X = \varepsilon_X = 2(1 - \mu^2)\varepsilon_{X(MGP)} - \varepsilon_{изм}, \quad (7)$$

$$U_Y/B_Y = \varepsilon_Y = \varepsilon_{Y(MGP)} - \varepsilon_{изм}. \quad (8)$$

Вычитая выражение (8) из выражения (7) при условии, что $\varepsilon_{X(MGP)} = \varepsilon_{Y(MGP)}$, получаем:

$$\varepsilon_X - \varepsilon_Y = (1 - 2\mu^2)\varepsilon_{X(MGP)}, \quad (9)$$

или

$$\varepsilon_{X(MGP)} = (\varepsilon_X - \varepsilon_Y)/(1 - \mu^2). \quad (10)$$

Из выражения (8) находим деформацию измерителя:

$$\varepsilon_{изм} = \varepsilon_{X(MGP)} - \varepsilon_Y. \quad (11)$$

Поставленная задача в первом приближении была реализована в эксперименте с использованием автономного измерительного пункта (АИП) деформационного мониторинга “Массив-2” на геодинамическом полигоне горизонта 180 м шахты “Естюнинская” в г. Нижний Тагил.

Наблюдательная станция (НС) располагалась на глубине 420 м (от дневной поверхности) и состояла из разноориентированных линий. Изменения длин линий контролировались датчиками индуктивного типа, установленными в кварцевом трубчатом деформометре, который позволяет измерять измене-

ние длины базиса с точностью 1×10^{-6} м с периодичностью от 20 мин.

Применение АИП решает задачу краткосрочного и долгосрочного прогнозирования тенденций развития деформационных процессов, возникающих под действием горного давления, и их зависимость от интенсивности ведения горных работ.

Исходными данными для расчетов являются:

– линия $B_Z = 3.1$ м, $\alpha_1 = 85^\circ$ (вертикально по центру сечения выработки – рис. 2);

– линия $B_{Гр} = 5$ м, $\alpha_3 = 175^\circ$ (горизонтально вдоль выработки – рис. 3).

В качестве измерительной штанги были использованы кварцевые трубки диаметром 20 мм, установленные в защитных коробах.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные в 2009 г. результаты были использованы для определения деформации массива горных пород и измерителя в течение различных временных периодов по предлагаемой методике. Результаты представлены в виде изменения линейного параметра зазора между концом трубки с датчиками и реперами на стенках выработки (табл. 1).

Период I – для промежутка 1 месяц (28.04.2009–28.05.2009) и период II – для промежутка 5 месяцев (28.04.2009–28.09.2009) (см. рис. 2 и 3).

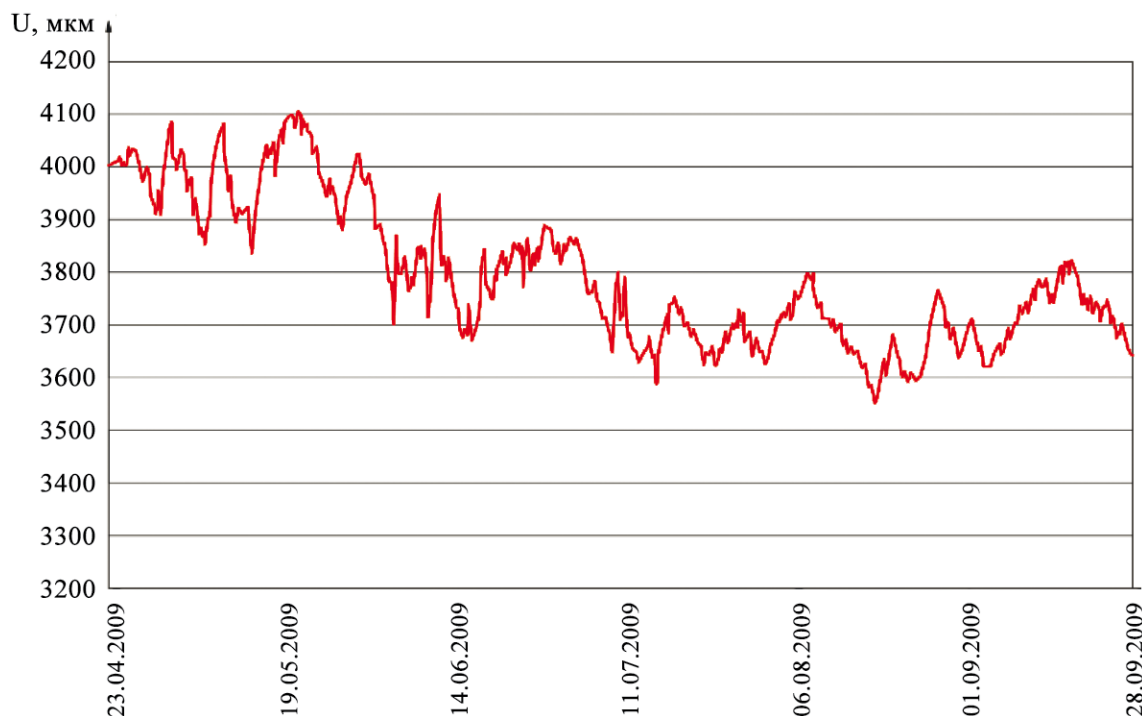


Рис. 2. Графики конвергенции выработки в вертикальном направлении.

Fig. 2. Graphs of convergence of the working in the vertical direction.

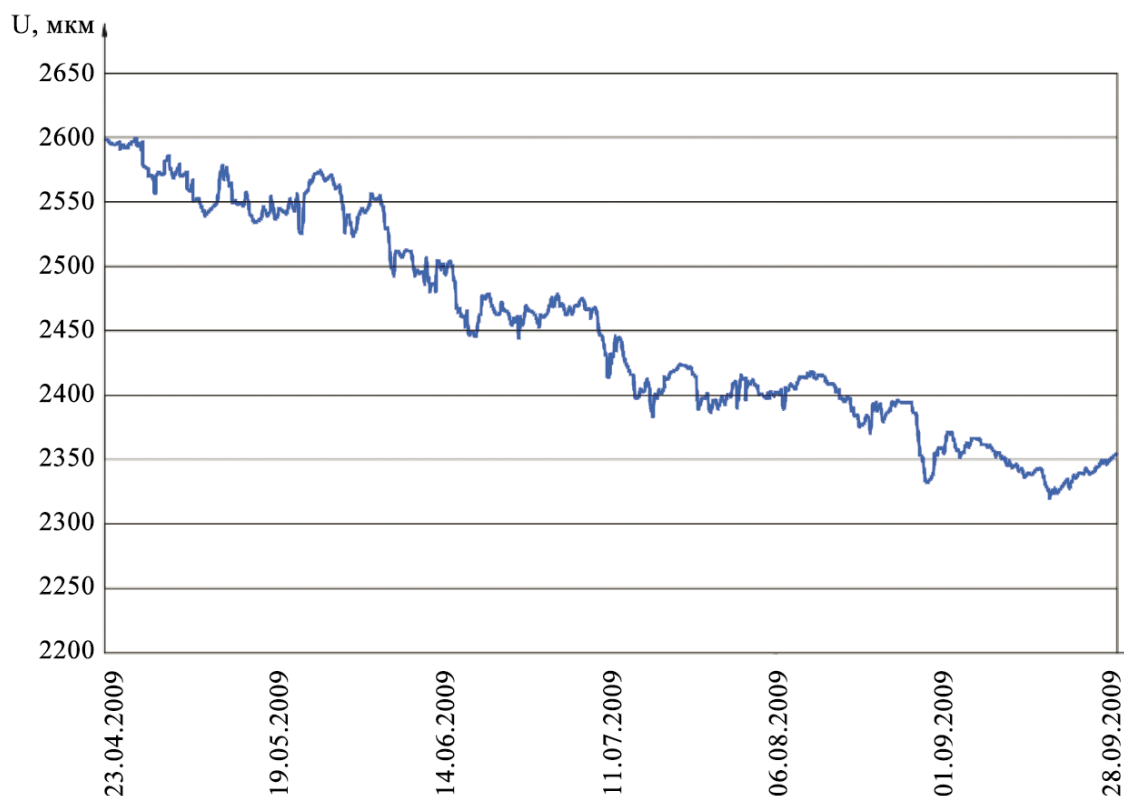


Рис. 3. Графики конвергенции стенок выработки в горизонтальном направлении.

Fig. 3. Convergence plots of mine walls in the horizontal direction.

Таблица 1. Деформации массива горных пород

Table 1. Deformations of the rock mass

Показатель	Период (вариант) I		Период (вариант) II		Примечание
	IV 2009	V 2009	IV 2009	IX 2009	
	Параметр 1	Параметр 2	Параметр 3	Параметр 4	
U_z	3990×10^{-6}	3930×10^{-6}	3990×10^{-6}	3690×10^{-6}	—
U_{YPr}	2595×10^{-6}	2540×10^{-6}	2595×10^{-6}	2360×10^{-6}	—
ΔU_z	-60×10^{-6}		-300×10^{-6}		(2)–(1), (4)–(3)
$\Delta \epsilon_z$	-19.4×10^{-6}		-97×10^{-6}		См. (7)
ΔU_{YPr}	-55×10^{-6}		-235×10^{-6}		(2)–(1), (4)–(3)
$\Delta \epsilon_{YPr} (7)$	-11×10^{-6}		-47×10^{-6}		См. (7)

Анализ варианта I показал, что в течение месяца результаты были стабильными, но следует учесть, что отрезок времени был слишком мал.

Подставляя результаты варианта II в выражения (7–11) при $\mu = 0.25$ получаем:

$$-97 \times 10^{-6} = 2(1 - 0.25^2)\Delta \epsilon_z = \Delta \epsilon_{изм},$$

$$-47 \times 10^{-6} = \Delta \epsilon_{Y(прав)} - \Delta \epsilon_{изм}, \text{ при } \Delta \epsilon_{Y(прав)} = \Delta \epsilon_{Y(МГП)}$$

$$-50 \times 10^{-6} = 0.875\Delta \epsilon_z,$$

$$\Delta \epsilon_z = \Delta \epsilon_{МГП} = -57.1 \times 10^{-6} = -0.57 \times 10^{-4},$$

$$-47 \times 10^{-6} = \Delta \epsilon_{Y(МГП)} - \Delta \epsilon_{изм} = -57.1 \times 10^{-6} - \Delta \epsilon_{изм},$$

$$\Delta \epsilon_{изм} = -10 \times 10^{-6} = 0.1 \times 10^{-4}.$$

График на рис. 4 построен по усредненным значениям относительной деформации массива горных пород, полученным на четырех рудниках Урала (“Березовском”, “Гайском”, шахтах “Естюненская” и “Северопесчанская”) в результате измерений маркшейдерской рулеткой $\epsilon_{МГП \text{ ру}}$.

На графике $\epsilon_{МГП \text{ ру}}$, полученном конкретно для Естюнинского месторождения за период с

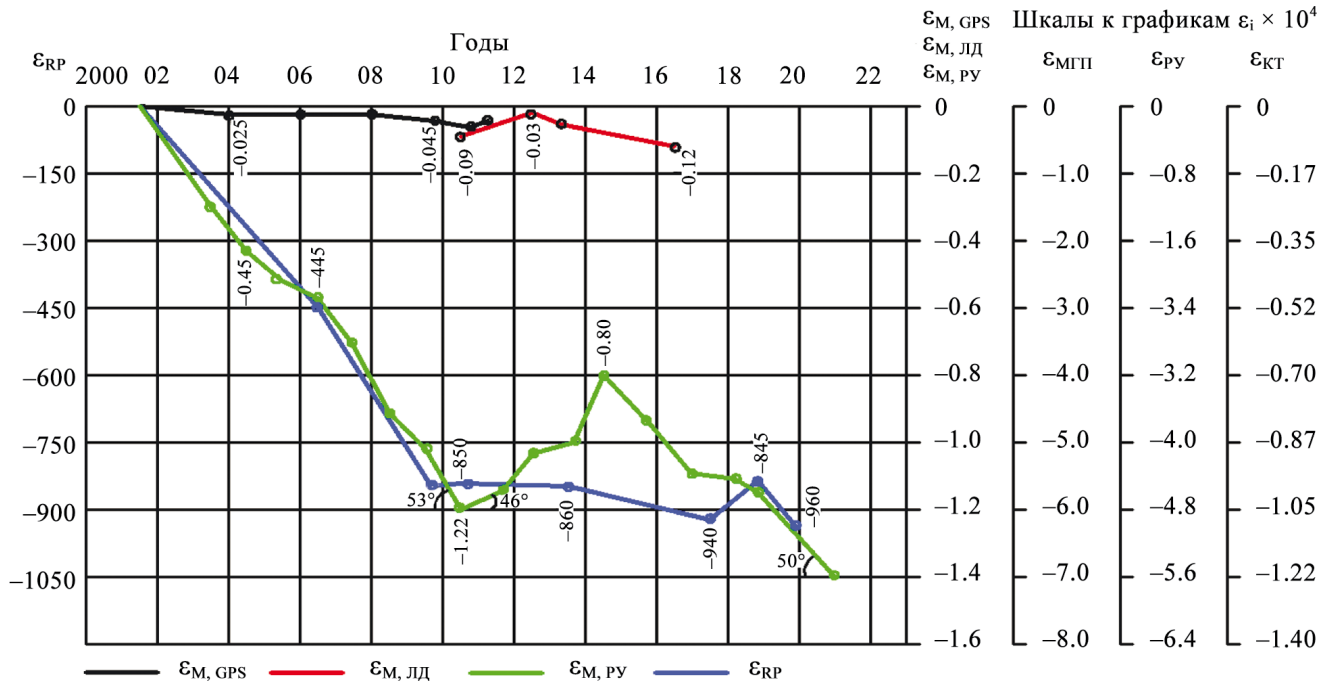


Рис. 4. Результаты измерения относительной деформации массива горных пород и измерителей $\epsilon \times 10^{-4}$.

Fig. 4. The results of measuring the relative deformation of the rock mass and meters $\epsilon \times 10^{-4}$.

28.04.2009 г. по 28.09.2009 г., $\Delta\epsilon_{MGP PY}$ составляет -0.12×10^{-4} .

Следовательно, для Естюнинского месторождения по варианту II в 2009 г. получаем:

$$\begin{aligned} -\Delta\epsilon_{MGP PY} &= -0.12 \times 10^{-4}, \\ -\Delta\epsilon_{MGP} &= -0.57 \times 10^{-4}, \\ -\Delta\epsilon_{KT} &= -0.1 \times 10^{-4}. \end{aligned}$$

Можно принять и отразить на шкалах:

$$\begin{aligned} \epsilon_{MGP} &= (\Delta\epsilon_{MGP}/\Delta\epsilon_{MGP PY}) \epsilon_{MGP PY} \approx 5 \epsilon_{MGP PY}, \\ \epsilon_{KT} &= (\Delta\epsilon_{KT}/\Delta\epsilon_{MGP}) \epsilon_{MGP} \approx 0.175 \epsilon_{MGP} \approx 0.88 \epsilon_{MGP PY}, \\ \epsilon_{PY} &= \epsilon_{MGP} - \epsilon_{MGP PY}. \end{aligned}$$

Используя шкалу и график $\epsilon_{MGP PY}$ (см. рис. 4), можно рассчитать шкалы для ϵ_{MGP} , ϵ_{PY} и ϵ_{KT} в дополнение к графикам деформации радиуса протона (ϵ_{RP}) за 14 лет (Бернауэр, Рандольф, 2014), деформации массива горных пород, определяемой по результатам измерений спутниковыми навигационными системами (СНС) за 12 лет и деформации массива, определяемой по результатам измерений лазерным дальномером за 7 лет.

Таким образом можно получить более полное, но не окончательное, представление об относительной деформации массива горных пород и средств измерения (табл. 2).

Следует признать, что результаты эксперимента в г. Нижний Тагил на шах. “Естюнинская” получены за слишком малый период времени. Поэтому не

стоит строго судить о возможности сопоставления этого периода с более длительными. Главное, эксперимент подтвердил, что в массиве горных пород происходят циклические деформации с различными временными периодами.

В работе Н.В. Косинова (2019) показано, что гравитационную постоянную G можно получить путем комбинации 19 фундаментальных физических констант. Ранее было показано, что некоторые из них изменяются во времени (Зубков, Сентябов, 2020). Следовательно, изменяется G , присутствующая в фундаментальной зависимости:

$$g = Gm/R_3^2,$$

где g – ускорение свободного падения, m – масса Земли, R_3 – радиус Земли.

Исследованиями в течение 20 лет показано, что G действительно изменяется в относительных единицах на величину $\epsilon_G = -3.6 \times 10^{-4}$ (Зубков, 2013).

Десятки фундаментальных физических констант тоже не остаются постоянными. Это диктует необходимость наблюдать и фиксировать это изменение непрерывно во все последующие годы подобно тому, как мы фиксируем состояние погоды в течение 400 тыс. лет и наблюдаем солнечную активность 400 лет (Абдусаматов, 2013). По-видимому, это позволит в будущем делать прогнозы данного фундаментального явления.

“Эта неоднородность, по-видимому, обусловлена наличием “небесных тел” – сгущениями масс

Таблица 2. Относительная деформация материи под воздействием волн космоса на микро- и макроуровнях**Table 2.** Relative deformation of matter under the influence of cosmic waves at micro and macro levels

№ п.п.	$\varepsilon \times 10^4$	Период измерения	Примечание
1	$\varepsilon_{RP} = -900$	2001–2020	RP – радиус протона (Зубков, Сентябов, 2020)
2	$\varepsilon_{МГП} = -6.0$	2001–2020	МГП – массив горных пород
3	$\varepsilon_{Py} = -4.8$	2001–2020	Py – рулетка маркшейдерская
4	$\varepsilon_{КТ} = -1.05$	2001–2020	КТ – кварцевая трубка
5	$\varepsilon_{МГП\ ЛД} = -0.12$	2010–2017	Измерения с помощью лазерного дальномера
	$\varepsilon_{МГП\ СНС} = -0.05$	2001–2010	Измерения с помощью СНС на Урале
6	$\varepsilon_{МГП\ СНС} = +0.0015$	1994–2001	Измерения с помощью СНС на Дальнем Востоке
	$\varepsilon_{МГП\ СНС} = -0.0013$	2001–2007	(Лухнев и др., 2010)
7	$\varepsilon_0 = -3.0...5.0$	1970–2001	Радиус Солнца в 11-летних циклах
	$\varepsilon_0 = -10.0$	1800–2010	Радиус Солнца в 200-летнем цикле (Зубков, Сентябов, 2020)
8	$\varepsilon_{вода} - \varepsilon_{мет} = -1.7 \times 10^{-4}$	1889–2014	Разница деформации воды и металлической емкости при контроле эталона веса (Зубков, Сентябов, 2020)

в окружающем пространстве, когда при движении объекта относительно этих тел, в неоднородном гравитационном поле, возникают гравитационные волны. В каждой точке пространства-времени происходит интерференция этих волн. Соответствующая интерференционная картина проявляется в тонкой структуре изучаемых нами гистограмм” (Шноль, 2019).

В 1987 г. немецкий физик-теоретик Кристофор Веттерих представил “эфир” как темную энергию, назвав ее “квинтэссенцией”, плотность которой может варьироваться в пространстве и времени (Wetterich, 1988). Некоторые ученые полагают, что наилучшим свидетельством в пользу квинтэссенции явилось бы нарушение принципа эквивалентности Эйнштейна и вариации фундаментальных констант в пространстве и времени (Игнатъев, 2016).

В ближайшее время необходимо организовать эксперимент в подземных выработках (см. рис. 1), где нужно оборудовать и наблюдать деформацию базисов в поперечном и продольном направлениях выработки, измеряя их с использованием свето- и радиодальномеров, интерферометров, деформометров с рабочими телами, маркшейдерских рулеток из различных материалов.

Измерители: лазерный дальномер, кварцевый трубчатый дальномер, маркшейдерская рулетка, штанги из карбона.

$$\frac{\Delta U_{yi}}{B_{yi}} = \varepsilon_{МГП} - \varepsilon_{изм},$$

$$\frac{\Delta U_{xi}}{B_{xi}} = K\varepsilon_{МГП} - \varepsilon_{изм},$$

где $K = 2(1-\mu^2)$ – коэффициент концентрации для круглой выработки.

Это позволит при проведении экспериментов в массивах, сложенных различными горными породами, определить деформацию средств измерения, вызванную влиянием космического эфира, другими словами, влиянием квантованного пространства-времени.

Ситуация в недропользовании усугубляется тем, что при $\Delta\varepsilon_{АФ} = \Delta\varepsilon_{МГП} > -10 \times 10^{-4}$ астрофизическая составляющая напряжений

$$\Delta\sigma_{АФ} \geq \frac{\Delta\varepsilon_{МГП} \times E}{(1-2\mu)} \geq \frac{-10 \times 10^{-4} \times 0.6 \times 10^5}{1-0.4} \geq -100 \text{ МПа}.$$

В соответствии с законом формирования природных напряжений, в этом случае их величина на глубинах более 500 м, т. е. ниже зоны дезинтеграции массива, с учетом гравитационно-тектонических напряжений может возрасти до $-130...-160$ МПа. При ведении горных работ в этих условиях в приконтурном массиве подготовительно-нарезных выработок величина напряжений может превысить $-600...-900$ МПа, что уже наблюдалось при ведении очистных работ на гор. -120 м на шахте “Естюнинская”, где напряжения в лобовинах дучек достигали $-740...-900$ МПа, в кровле скреперных ортов – -470 МПа, в кровле погрузочных штретков – -650 МПа, а в стенках – $170...240$ МПа (Зубков, 2001).

В этих условиях приконтурный массив выработок разрушался и отколовшиеся со звуком оружейного выстрела пластины диаметром от 0.2 до 2 м и толщиной от 1 до 20–30 см отлетали со скоростью 50 м/с. При наличии штангового крепления эти пластины висели на штангах на контуре выработки. Такая обстановка наблюдалась на всех удароопасных месторождениях России, что вынуждало горняков применять прием “отстаивания выработки”, когда на вновь пройденных участках выра-

ботки допуск запрещался на несколько часов (иногда до суток), пока не закончатся проявления.

На других рудниках с менее прочными породами такая ситуация потребует или проведения специальных работ по их укреплению или даже консервации нижних горизонтов с 2030 г. на 30–40 лет.

К 2021 г. миновало три степени роста сжатия массива горных пород и в результате аварий потянутся тысячи человек (табл. 3) (Чумаков, 2017).

Графики изменения относительной деформации $\Delta\epsilon_{\text{АФ}}$ приведены на рис. 5 совместно с графиками изменения излучения солнца, интенсивности галактических космических лучей (Зубков и др., 2019) и интенсивности землетрясений (Халилов, 2016) на фоне аварий на рудниках.

На основании проведенных исследований до 2050 г. прогнозируется еще две ступени сжатия массива т. е. рост напряженно-деформированного

состояния (IV–2025–2033 и V–2036–2045). Соответственно, человечеству придется реагировать на изменение космической погоды согласно неприятной ее цикличности, установленной в течение 700 млн лет (Лукинский, 2020). Во избежание негативных последствий для горнорудных предприятий потребуется разработка совершенно иных технологий отработки месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение результатов длительного геодеформационного мониторинга природных напряжений на рудниках Урала, проводимого лабораторией геодинамики и горного давления ИГД УрО РАН в течение последних 30 лет, и анализ измерений напряжений за 55 лет в основных горнодобывающих регионах России и мира дали основание пред-

Таблица 3. Аварии на ГЭС, рудниках и шахтах

Table 3. Accidents at hydroelectric power stations, mines and shafts

№ п.п.	Объект	Год	$\sigma_{\text{АФ}}$	Примечание
1	Тактогульская ГЭС	1983	$\approx \text{max}$	Повреждение болтов крышки турбины в результате деформации колодца при его сжатии
2	Нурекская ГЭС	1983	$\approx \text{max}$	Повреждение 50 из 72 гаек и шпилек (69%) крышки турбины
3	Шахтный ствол, г. Хромтау	1984	max	Разрушено 200 м бетонной крепи на Н = 520–720 м
4	Березниковский рудник – 3	1986	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
5	г. Чернобыль (г. Кыштым, 1957 г.)	1986	$\approx \text{max}$	Ядерная реакция – тепловой взрыв
6	г. Пейшнц-Лейк, Канада	1987	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
7	Рудник? Таштагольский, Ствол “Сибиряк”	1991	min	Трещины разрыва в бетонной крепи на Н = 560–606 м и в крепи на Н = 840–965 м
8	ЮУБР	1995	$\approx \text{max}$	Обрушение целиков в шахте на S = 0.25 млн м ²
9	Соликамский рудник – 2	1995	$\approx \text{max}$	Обрушение целиков в шахте на S = 0.42 млн м ²
10	г. Потокан, Канада	1996	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
11	г. Нефтегорск	1995	$\approx \text{max}$	m = 7.7, город разрушен полностью, погибло 70% населения (2247 чел.)
12	г. Кобе, Япония	1995	$\approx \text{max}$	m = 7.3, разрушено 200 тыс. зданий, погибло 6434 чел.
13	Березниковский рудник – 3	2006	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
14	Шах. им. Засядько, Украина	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 13 чел.
15	Шах. им. Ленина, Казахстан	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погиб 41 чел.
16	Шах. Halemba, Силезия	2006	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 23 чел.
17	Шах. “Ульяновская”, Кузбасс	2007	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 110 чел.
18	Шах. им. Засядько, Украина	2010	max	Выброс газа. Погибло 89 чел.
19	г. Эстерхази, Канада	2008	$\approx \text{max}$	Затопление рудника
20	Саяно-Шушенская ГЭС	2009	$\approx \text{max}$	Обрыв 65% гаек и шпилек крышки турбины. Погибло 75 чел.
21	Шах. “Распадская”, Кузбасс	2010	max	Выброс газа. Погибло 90 чел.
22	Шах. Сан-Хосе, Чили	2010	max	Разрушение стволов
23	г. Фокусима	2011	max	Землетрясение, цунами – тепловой взрыв
24	Шах. “Северная”, Воркута	2016	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 32 чел.
25	Шах. в Польше	2018	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 13 чел.
26	Шах. в Китае	2018	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 5 чел.
27	Шах. в Донбассе	2019	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 17 чел.
28	Рудник в г. Норильск	2019	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 3 чел.
29	Шах. в Китае	2019	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погибло 14 чел.
30	Шах. в г. Караганда	2020	$\approx \text{max}$	Выброс газа. Погиб 1 чел.
31	г. Чернобыль	2021	max	Усиление ядерной реакции

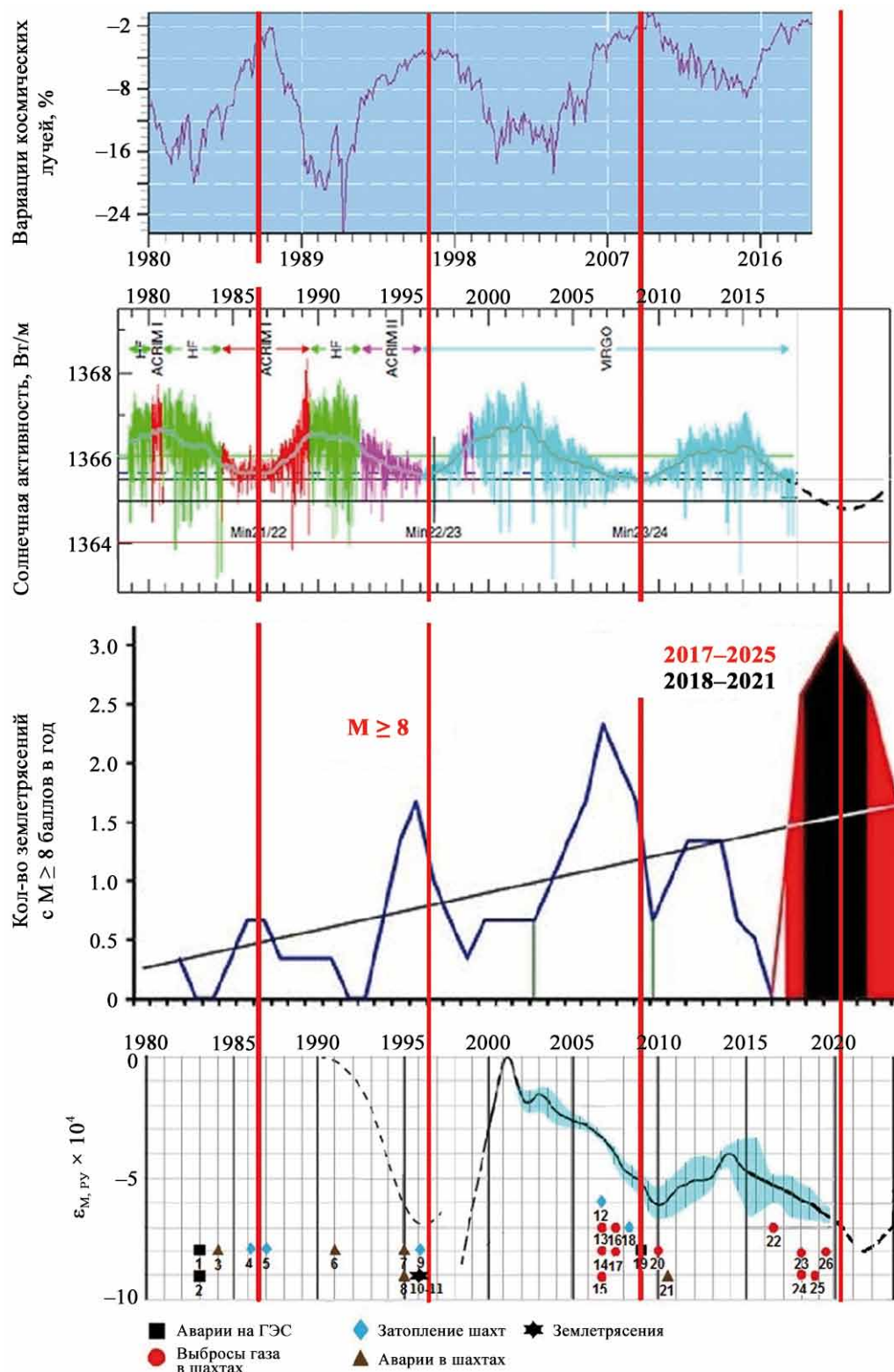


Рис. 5. Изменение средних значений параметров напряженно-деформированного состояния массива горных пород на Урале на фоне аварий на рудниках, изменения излучающей способности Солнца, интенсивности космического излучения и землетрясений.

Fig. 5. Change in the average values of the parameters of the stress-strain state of a rock mass in the Urals against the backdrop of accidents in mines, changes in the solar emissivity, cosmic radiation intensity and earthquakes.

ложить новую, более современную структуру поля естественных напряжений с привязкой их изменения во времени.

1. Нашло вполне обоснованное подтверждение наше предположение, что относительная деформация материи на микро- и макроуровнях изменяется под воздействием флуктуации космической погоды.

2. Полученные результаты являются промежуточными (период 1900–2021 гг.), и, возможно, не повторятся никогда, но они показывают чрезвычайную важность и опасность указанного физического явления для жизни человечества. При дальнейших исследованиях необходимо учитывать, что каждая разновидность пород деформируется по-разному.

3. Средства измерения, изменяя свои физические характеристики, фиксируют лишь часть относительной деформации массива горных пород: лазерные дальномеры (ЛД) – 1.5%, кварцевые трубчатые деформометры (КТД) – 80%, маркшейдерские рулетки и мерные проволоки (МР) – 20%.

4. Каждое средство измерения деформации во всех случаях должно реагировать на изменение космической погоды индивидуально и независимо от того, что и где им измеряют.

5. Выявлено, что относительная деформация Земли и земной коры в отдельных циклах достигает величины $\epsilon_{\text{АФ}} = \pm(2-6) \times 10^{-4}$, что приводит к изменению напряженного состояния массива горных пород $\sigma_{\text{АФ}}$ на 20–40 МПа и более, $\epsilon_{\text{АФ}}$ одинакова для всех континентов и везде вызывает аварийные ситуации.

6. Человечеству для безопасного существования в условиях бурного технического прогресса необходимо непрерывное отслеживание и реагирование на изменения физического состояния окружающего мира.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдусаматов Х.И. (2013) Глубокий минимум мощности солнечного излучения приведет к малому ледниковому периоду. СПб.: Нестор – История, 246 с.
- Бернауэр Я., Рандольф П. (2014) Проблемы радиуса протона. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www/sci-ru.org/в мире науки>.
- Зубков А.В. (2001) Геомеханика и геотехнология. Екатеринбург: ИГД УрО РАН, 335 с.
- Зубков А.В. (2005) Связь геодинамических событий в литосфере с солнечной активностью. *Геотехнологические проблемы комплексного освоения недр. Сб. науч. трудов*, (3), 68–74.
- Зубков А.В. (2013) Периодическое расширение и сжатие Земли как вероятный механизм природных катаклизмов. *Литосфера*, (2), 145–156.
- Зубков А.В. (2018) Закон формирования природного напряженного состояния земной коры. *Докл. АН*, **483**(3), 296–298.
- Зубков А.В. (2019) Пульсации во Вселенной и проявление их на Земле. *Проблемы недропользования*, (1), 91–104.
- Зубков А.В., Сентябов С.В. (2020) Деформация земной коры, способы изучения, закономерности, проблемы. *Литосфера*, **20**(6), 863–872. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-863-872>
- Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин С.В. (2015) Закономерности формирования напряженного состояния массива горных пород в верхней части земной коры. *Литосфера*, (5), 116–129.
- Зубков А.В., Сентябов С.В., Селин С.В. (2019) Методика определения природных напряжений в массиве по деформации карьера с использованием спутниковых навигационных систем. *Литосфера*, **19**(5), 767–779. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779>
- Игнатьев Ю.Г. (2016) Классическая космология и темная энергия. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 248 с.
- Косинов Н.В. (2019) Как получить точное значение гравитационной константы G. [Электронный ресурс]. Режим доступа: kosinov.314159.ru/kosinov25.htm
- Лукинский С.Э. (2020) Живая история. Как Земля превратилась в лед. Тайна самого жесткого Ледникового периода, погубившего жизнь на Земле. [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.zen.yandex.ru/media/rubez/kak-zemlia-prevratilas-v-led-taina-samogo-jestokogo-lednikovogo-perioda-pogubivshego-jizn-na-zemle-5fe0a4ce285e983e57812ca8
- Лухнев А.В., Санько В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. (2010) Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS-измерений. *Геология и геофизика*, (7), 1006–1017.
- Милановский Е.Е. (1984) Развитие и современное состояние проблемы расширения и пульсации Земли. *Проблемы расширения и пульсации Земли*, 8, 24 с.
- Халилов Э.Н. (2016) Прогноз сейсмической активности до 2926 года. [Электронный ресурс]. Режим доступа: https://aze.az/news_elchin_halilov_prognoz_136048.html
- Хаманович С.В. (2015) Типы переменных звезд. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://2i.by/perem-zvezdi>
- Чумаков Н.М. (2017) Оледенения Земли. М.: ГИ РАН, 159 с.
- Шноль С.Э. (2019) Космофизические факторы в случайных процессах. [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.biophys.ru/lib/books/sci-books/151-sholl
- BIPM. (2019) The BIPM watt balance. URL <http://www.bipm.org/en/bipm/mass/watt-balance/>
- Leonov V.S. (2010) Quantum Energetics. Theory of Superunification. Cambridge International Science Publishing, 745 p.
- Stachel J.J. (2002) Einstein from “B” to “Z”. *Einstein Studies*, (9), 226 p. (In Germ.)
- Wetterich C. (1988) Cosmology and the Fate of Dilatation Symmetry. *Nucl. Phys.*, B 302, 668–696.

REFERENCES

- Abdusamatov Kh.I. (2013) A deep minimum of solar radiation power will lead to a little ice age. St.Petersburg, Nestor – History Publ., 246 p. (In Russ.)
- Bernaueer Ya., Randolph P. (2014) Problems of the proton ra-

- dus. (In Germ.) [http://www/sci-ru.org/in the world of science](http://www/sci-ru.org/in_the_world_of_science)
- BIPM. (2019) The BIPM watt balance. (In France) URL <http://www.bipm.org/en/bipm/mass/watt-balance/>
- Chumakov N.M. (2017) Glaciation of the Earth. Moscow, GIRA, 159 p. (In Russ.)
- Ignat'ev Yu.G. (2016) Classical cosmology and dark energy. Kazan, Publishing house of Kazan University, 248 p. (In Russ.)
- Khalilov E.N. (2016) Forecast of seismic activity until 2926. (In Russ.) https://aze.az/news_elchin_halilov_prognoz_136048.html
- Khamanovich S.V. (2019) Types of variable stars. (In Russ.) <http://2i.by/perem-zvezdi>
- Kosinov N.V. (2019) How to get the exact value of the gravitational constant G. (In Russ.) [Electronic resource]. Access mode: kosinov.314159.ru/kosinov25.htm
- Leonov V.S. (2010) Quantum Energetics. Theory of Super unification. Cambridge International Science Publishing, 745 p. (In UK)
- Lukhnev A.V., San'ko V.A., Miroshnichenko A.I., Ashurkov S.V., Kale E. Rotations and deformations of the earth's surface in the Baikal-Mongolian region according to GPS measurements. *Geol. Geofiz.*, (7), 1006-1017. (In Russ.)
- Lukinskii S.E. (2020) Living history. How the Earth turned to ice. The secret of the toughest Ice Age that killed life on Earth. (In Russ.) [Electronic resource]. Access mode: www.zen.yandex.ru/media/rubez/kak-zemlia-prevratilas-v-led-taina-samogo-jestokogo-lednikovogo-perioda-pogubivshego-jizn-na-zemle-5fe0a4ce285e983e-57812ca8
- Milanovskii E.E. (1984) Development and current status of the problems of expansion and pulsation of the Earth. *Problems of expansion and pulsation of the Earth*, 8, 24. (In Russ.)
- Shnol' S.E. (2019) Cosmophysical factors in random processes. (In Russ.) [Electronic resource]. Access mode: www.biophys.ru/lib/books/sci-books/151-sholl
- Stachel J.J. (2002) Einstein from "B" to "Z". *Einstein Studies*, (9), 226 p. (In Germ.)
- Wetterich C. (1988) Cosmology and the Fate of Dilatation Symmetry. *Nucl. Phys.*, B 302, 668-696. (In Germ.)
- Zubkov A.V. (2001) Geomechanics and geotechnology. Ekaterinburg, IGD UB RAS, 335 p. (In Russ.)
- Zubkov A.V. (2005) Relation of geodynamic events in the lithosphere to solar activity. *Geotechnological problems of integrated subsoil development: a collection of scientific papers*, (3), 68-74. (In Russ.)
- Zubkov A.V. (2013) Periodic expansion and contraction of the Earth as a likely mechanism of natural disasters. *Lithosphere (Russia)*, (2), 145-156. (In Russ.)
- Zubkov A.V. (2018) The law of the formation of the natural stress state of the earth's crust. *Dokl. Akad. Nauk*, 483(3), 296-298.
- Zubkov A.V. (2019) Ripples in the Universe and their manifestation on Earth. Subsoil use *Problemy Nedropol'zovaniya*, (1), 91-104. (In Russ.)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V. (2020) Deformation of the Earth's crust, methods of study, patterns, problems. *Lithosphere (Russia)*, 20(6), 863-872. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2020-20-6-863-872> (In Russ.)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin S.V. (2015) Patterns of formation of the stress state of a rock mass in the upper crust. *Lithosphere (Russia)*, (5), 116-129. (In Russ.)
- Zubkov A.V., Sentyabov S.V., Selin S.V. (2019) Methodology for determining natural stresses in an array by quarry deformation using satellite navigation systems. *Lithosphere (Russia)*, 19(5), 767-779. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-5-767-779> (In Russ.)

Оценка фазовых соотношений между тепловыми потоками и температурой земной поверхности в суточном цикле по результатам мониторинга на ОГМС “Верхнее Дуброво”

Д. Ю. Демежко, А. А. Горностаева, А. Н. Антипин

Институт геофизики УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, e-mail: ddem54@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.07.2021 г., принята к печати 04.10.2021 г.

Объект исследований. Фазовые соотношения между тепловыми потоками и температурой земной поверхности в суточном цикле. **Методы.** Экспериментальные исследования – актинометрические наблюдения, мониторинг теплового потока через поверхности (грунта и искусственного слоя) и температуры поверхностей (грунта и искусственного слоя) на Объединенной гидрометеорологической станции (ОГМС) “Верхнее Дуброво” в 2020 г. **Результаты и выводы.** Изменения теплового потока через поверхности происходят синхронно с изменениями суммарной солнечной радиации у земной поверхности, которая, в свою очередь, синхронна с изменениями инсоляции на верхней границе атмосферы. Максимумы всех этих тепловых потоков наблюдаются в солнечный полдень. Температурная реакция отстает от них на величину, определяемую тепловой неоднородностью грунта. Ранее предложенная нами модель температурного отклика земной поверхности на изменение внешнего радиационного воздействия в настоящем исследовании развита на случай теплофизически неоднородного полупространства. Для простейшего случая неоднородности (наличия контрастного по тепловым свойствам верхнего слоя) приведено и исследовано аналитическое выражение. Если теплопроводность пород верхнего слоя ниже теплопроводности подстилающих пород, то фазовый сдвиг между вариациями теплового потока и температурным откликом земной поверхности уменьшается от значения, характерного для поверхности однородного полупространства (45°). Исследования грунта площадки ОГМС “Верхнее Дуброво” позволили построить теплофизический разрез и верифицировать модель по экспериментальным данным. Погрешности теоретических оценок в основном не превышают погрешности оценки фазы при 10-минутной дискретности отсчетов. **Практическое применение.** Полученные результаты могут найти применение в климатических (в том числе палеоклиматических) и экологических исследованиях, при изучении теплообмена на искусственных покрытиях городов и их роли в формировании городских островов тепла.

Ключевые слова: температура земной поверхности, инсоляция, солнечная радиация, суточный цикл, тепловой поток через поверхность, фазовый сдвиг

Источник финансирования

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00058 а – разработка модели, программного обеспечения, проведение теплофизических исследований на ОГМС “Верхнее Дуброво”, проведение расчетов, анализ актинометрических данных и обобщение результатов эксперимента) и госбюджетной темы НИР № 0394-2018-0002 (температурный мониторинг на ОГМС “Верхнее Дуброво”)

An assessment of phase relationships between heat fluxes and ground surface temperatures in a diurnal cycle based on monitoring studies at the *Verkhnee Dubrovo* meteorological station

Dmitry Yu. Demezhko, Anastasiya A. Gornostaeva, Aleksandr N. Antipin

Yu.P. Bulashevich Institute of Geophysics, UB RAS, 100 Amundsena st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: ddem54@inbox.ru

Received 06.07.2021, accepted 04.10.2021

Research subject. The relationships between heat fluxes and ground surface temperatures in a diurnal cycle. **Methods.** Experimental studies, including actinometric observations and monitoring of surface temperatures and surface heat fluxes for

Для цитирования: Демежко Д.Ю., Горностаева А.А., Антипин А.Н. (2022) Оценка фазовых соотношений между тепловыми потоками и температурой земной поверхности в суточном цикле по результатам мониторинга на ОГМС “Верхнее Дуброво”. *Литосфера*, 22(2), 239–250. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-239-250>

For citation: Demezhko D.Yu., Gornostaeva A.A., Antipin A.N. (2022) An assessment of phase relationships between heat fluxes and ground surface temperatures in a diurnal cycle based on monitoring studies at the *Verkhnee Dubrovo* meteorological station. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 239–250. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-239-250>

a soil and an artificial layer, were performed at the *Verkhnee Dubrovo* meteorological station in 2020. *Results and conclusion.* The surface heat flux varies synchronously both with the total solar radiation near the earth's surface and insolation at the upper boundary of the atmosphere. Maximal values of these heat fluxes are observed at the solar noon. The temperature response lags behind them by the time interval determined by the soil's thermal heterogeneity. In this study, we extend our model of the ground surface temperature response to external radiative forcing, which was developed earlier, to the case of a thermal inhomogeneous half-space. An analytical expression for the simplest case of inhomogeneity (the presence of an upper layer with thermal properties different from those of the underlying rocks) is given and investigated. If the upper layer demonstrates a reduced thermal conductivity, the phase shift between the heat flux and the temperature response decreases in comparison with the value for a homogeneous half-space (45°). The soil studies conducted at the *Verkhnee Dubrovo* meteorological station allowed us to construct a thermophysical section and to verify the previously developed model using experimental data. The errors of theoretical estimates, in general, do not exceed those of the phase estimate at a 10-minute sampling rate. *Implementation.* The obtained results can be applied when conducting climatic (including palaeoclimatic) and environmental studies, as well as when investigating heat exchange processes on artificial urban surfaces and their role in the formation of urban heat islands.

Keywords: ground surface temperature, insolation, solar radiation, diurnal cycle, heat flux, phase shift

Funding information

The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research (project No. 19-05-00058 – Development of a model, software, thermophysical measurements in *Verkhnee Dubrovo*, analysis of actinometric data and generalization of the experimental results) and the state budget research theme No. 0394- 2018-0002 (temperature monitoring at *Verkhnee Dubrovo* meteorological station)

Acknowledgements

The authors are grateful to I.A. Rogovsky, V.A. Tyrtysnikov, and A.V. Korobov (Ural Department for Hydrometeorology and Environmental Monitoring) for their assistance in carrying out temperature monitoring at the *Verkhnee Dubrovo* site and for providing actinometry data.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования теплового баланса на земной поверхности и, в частности, фазовых соотношений между изменениями тепловых потоков и температуры имеют практическое приложение в различных областях. В работе (Горностаева и др., 2019) нами был сформулирован новый подход к орбитальной настройке (орбитальному тюнингу) датировок палеоклиматических реконструкций. В его основе лежат следующие положения.

1. Изменения теплового потока через земную поверхность происходят синхронно с изменениями солнечной радиации на внешней границе атмосферы (внешнего радиационного воздействия).

2. В соответствии с моделью кондуктивного теплообмена, изменения температуры земной поверхности отстают от изменений потока. Для описываемых суммой синусоидальных функций колебаний теплового потока и в условиях теплофизически однородного полупространства для каждой гармоники температурное отставание составит 45° ($1/8$ периода).

3. Эти соотношения универсальны, т. е. справедливы для любых периодов колебаний внешнего воздействия – от долей суток до орбитальных (десяtkи и сотни тыс. лет).

Метод реализуется следующим образом. По теоретическим данным об изменениях инсоляции (см., например, Berger, Loutre, 1991; Laskar et al., 1993, 2004; Fedorov, 2015), обусловленных колебаниями параметров земной орбиты (прецессии земной оси – 26 тыс. лет, наклона земной оси к плоско-

сти эклиптики – 41 тыс. лет, эксцентриситета орбиты – 100 тыс. лет), в рамках модели теплообмена на поверхности однородного полупространства рассчитываются так называемые квазitemпературные кривые. Палеотемпературные хронологии, требующие корректировки, синхронизируются именно с квазitemпературными (а не с инсоляционными, как в каноническом применении орбитального тюнинга) кривыми.

Оценки запаздывания температурного отклика, рассчитанные с помощью предложенной модели для орбитальных циклов, неплохо согласуются с эмпирическими данными, основанными на анализе независимых временных маркеров (Hays et al., 1976; Waelbroeck et al., 1995; Kutzbach et al., 2008). Значительно большие неопределенности наблюдаются при рассмотрении короткопериодных колебаний – годовых и суточных. В качестве причины, определяющей различия в фазовых сдвигах в годовом цикле, рассматривают различия в теплоемкости водных масс и суши (Douglass et al., 2004), а в суточном цикле – эвапотранспирацию (Sun et al., 2013; Renner et al., 2019).

В настоящей статье мы развиваем идею универсальности ранее предложенной модели, а отклонения фазового сдвига от уровня 45° объясняем влиянием теплофизических неоднородностей в верхней части разреза. Мы также проводим верификацию модели для суточного цикла по данным температурного и актинометрического мониторинга, проведенного на метеостанции “Верхнее Дуброво” (Свердловская область).

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Нестационарное одномерное уравнение теплопроводности в теплофизически однородном полупространстве имеет вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2},$$

где T – температура, t – время, z – глубина, a – температуропроводность.

Соотношение между изменениями температуры и теплового потока описывается законом Фурье:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz},$$

где λ – теплопроводность.

Если колебания температуры поверхности полупространства происходят по синусоидальному закону

$$T(0,t) = T_0 + A \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t + \varphi\right),$$

где T_0 – среднее значение температуры земной поверхности, A – амплитуда температурных колебаний, τ – период колебаний, φ – фаза, то изменения теплового потока через земную поверхность будут происходить так же – по синусоидальному закону, но опережая по фазе температурные колебания (Горностаева, 2014; Demezhko, Gornostaeva, 2015):

$$q(0,t) = AE \sqrt{\frac{2\pi}{\tau}} \sin\left(\frac{2\pi}{\tau} t + \varphi + \frac{\pi}{4}\right) = E \sqrt{\frac{2\pi}{\tau}} T(0,t + \frac{\tau}{8}).$$

Здесь E – тепловая активность пород, связанная с теплопроводностью λ , плотностью ρ и удельной теплоемкостью C пород: $E = (\lambda \rho C)^{1/2}$. Изменения теплового потока опережают изменения температуры на $1/8$ периода колебаний (45°), что ранее было отмечено У. Беннетом с коллегами (Bennet et al., 2008). В абсолютном выражении этот сдвиг, естественно, будет зависеть от периода колебаний: 3 ч – для суточного цикла, 46 сут – для годового, 12.5 тыс. лет – для ледниково-межледниковых колебаний плейстоцена.

В реальности условие однородности выполняется не всегда. Часто верхняя часть разреза представляет собой растительный покров, почву, сухие рыхлые песчаные отложения, коры выветривания. Их тепловые характеристики (в первую очередь теплопроводность и тепловая активность) могут быть существенно меньше тепловых характеристик нижележащих увлажненных и более плотных пород.

Распределение температуры в двуслойной среде с мощностью верхнего слоя h будет описываться системой одномерных нестационарных уравнений теплопроводности:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_1}{\partial t} &= a_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2}, & 0 \leq z \leq h, \\ \frac{\partial T_2}{\partial t} &= a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2}, & z > h. \end{aligned}$$

Если температура поверхности покрывающего слоя $T_1(0,t)$ – гармоническая функция времени $T(0,t) = T_0 + A_0 \sin(\omega t)$, а на границе раздела $z = h$ выполняются условия идеального теплового сопряжения, то колебания температуры в верхнем слое на глубине z в установившемся режиме будут также описываться гармоническим законом (Демежко, 2001): $T(z,t) = A_1(z) \sin(\omega t - \psi_1(z))$, где A_1 и ψ_1 – амплитуда и сдвиг фазы колебаний в верхнем слое, описывающиеся соотношениями

$$A_1(z) = A_0 \exp(-k_1 z) \sqrt{\frac{1 - 2p_z \cos u_z + p_z^2}{1 - 2p_0 \cos u_0 + p_0^2}}, \quad 0 \leq z \leq h,$$

$$\psi_1(z) = -k_1 z + \arctg \frac{p_z \sin u_z}{1 - p_z \cos u_z} - \arctg \frac{p_0 \sin u_0}{1 - p_0 \cos u_0},$$

где $p_z = \varepsilon \exp(-u_z)$, $u_z = 2k_1(h-z)$, $p_0 = \varepsilon \exp(-u_0)$, $u_0 = 2k_1 h$, $k = \sqrt{\omega / 2a}$,

$\varepsilon = \frac{1 - E_1 / E_2}{1 + E_1 / E_2}$ – тепловой контраст двух сред,

$E_1 = \sqrt{\lambda_1 \rho_1 C_1} = \lambda_1 / \sqrt{a_1}$, $E_2 = \sqrt{\lambda_2 \rho_2 C_2} = \lambda_2 / \sqrt{a_2}$ – тепловые активности (тепловые инерции). Тепловой поток через земную поверхность $q(t) = \lambda_1 \left. \frac{dT(z,t)}{dz} \right|_{z=0}$.

На рис. 1 приведены зависимости фазового сдвига между колебаниями теплового потока через земную поверхность и температуры поверхности от мощности верхнего слоя h и теплового контраста слоев ε для трех периодов колебаний: $\tau = 1, 0.5$ и 0.25 сут. Если верхний слой имеет более низкие тепловые характеристики по сравнению с нижним ($\varepsilon > 0$), то фазовый сдвиг уменьшается относительно сдвига, определяемого моделью однородной среды ($\psi_1 < 45^\circ$). Величина этого уменьшения определяется тепловым контрастом сред ε и мощностью слоя h . Максимальный эффект наблюдается при $h_{эфф} \approx 0.05 L$, где $L = 2\pi/k$ – длина волны. Так, для суточной волны $L = 1$ м (при $a = 1 \times 10^{-6}$ м²/с) максимальное уменьшение сдвига фазы будет наблюдаться при $h_{эфф} = 5$ см, для полусуточной $h_{эфф} = 3.7$ см, для четвертьсуточной $h_{эфф} = 2.6$ см. При увеличении периода колебаний в m раз мощность слоя, вызывающего максимальные искажения фазового сдвига, увеличивается в $\sqrt{m}$. Слишком тонкий слой ($h < 0.5 \times 10^{-3} L$) и, напротив, слишком мощный ($h > 0.5 L$) не оказывают влияния на фазовый сдвиг, и он, как в простейшей модели, остается равным 45° .

Если верхний слой обладает более высокими тепловыми характеристиками ($\varepsilon < 0$), то фазовый сдвиг будет возрастать ($\psi > 45^\circ$). Такую ситуацию сложно представить существующей в естественных условиях, но она может встречаться в случае искусственных городских покрытий, например, если бетонная или металлическая плита лежит на гравийном основании.

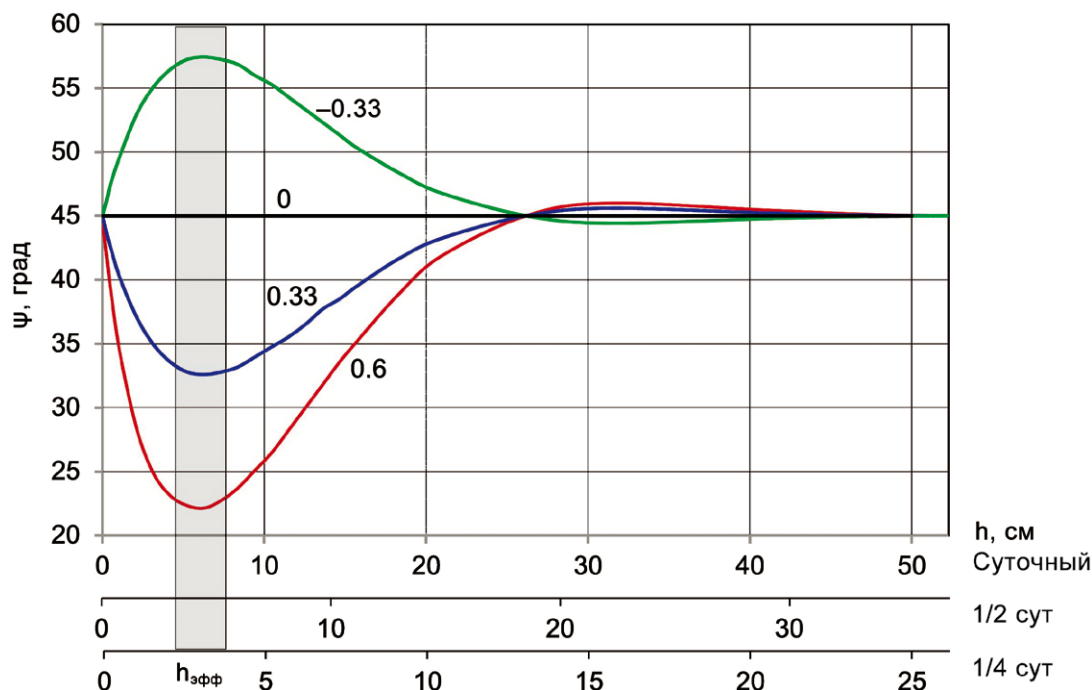


Рис. 1. Зависимости фазового сдвига между колебаниями теплового потока через земную поверхность и температуры поверхности от мощности верхнего слоя h и теплового контраста двух сред ε (шифр кривых).

Fig. 1. Dependences of the phase shift between the fluctuations of the heat flux through the ground surface and the surface temperature on the thickness of the upper layer h and the thermal contrast of the two media ε (code of the curves).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Экспериментальные исследования для оценки фазовых соотношений между потоками тепла и температурой земной поверхности и верификации описанной выше модели проводились в июле–августе 2020 г. на площадке Объединенной гидрометеорологической станции (ОГМС) “Верхнее Дуброво” ($56^{\circ}45'00''\text{N}$, $61^{\circ}02'39''\text{E}$). Внешний (солнечный) тепловой поток изучался по данным актинометрических наблюдений. Исследования теплового потока через поверхность и температуры поверхности проводились на двух объектах: естественном грунте и грунте с искусственным низко-теплопроводным верхним слоем.

Предполагалось, что распределение теплопроводности в естественном грунте будет существенно зависеть от режима увлажнения. За время наблюдений осадки на площадке ОГМС выпадали весьма неравномерно. Мы выделили два характерных периода: сухой (09.07.2020–22.07.2020), в течение которого выпало 4 мм осадков (в среднем 0.3 мм/сут), и влажный (07.08.2020–22.08.2020) с суммарным количеством осадков 111 мм, средне-суточным – 6.9 мм. Дальнейший анализ был проведен отдельно для каждого из этих периодов (рис. 2).

В качестве искусственного слоя был использован пенопластовый блок $190 \times 240 \times 68$ мм, установленный вровень с поверхностью площадки. Его толщина, близкая к $h_{\text{эфф}}$ для суточных колебаний, и аномально низкая теплопроводность ($\lambda = 0.05$ Вт/(м·К)) обеспечили максимальное уменьшение фазового сдвига, прогнозируемое моделью.

Измерения теплопроводности и влажности грунта

Для обоснования теплофизической модели были проведены измерения теплопроводности и влажности образца грунта площадки ОГМС “Верхнее Дуброво”. Площадка сложена бурными суглинистыми почвами и покрыта периодически скашиваемой травянистой растительностью. Мощность дернового слоя не превышает 10 см, ниже, примерно до глубины 20 см, залегает темный суглинок с примесью органики, затем – светлый суглинок без видимых признаков органического вещества.

Образец грунта с ненарушенной структурой и естественной влажностью (характерной для влажного периода) был отобран в цилиндрический пластиковый контейнер диаметром 128 мм, высотой 270 мм. Отдельно из интервала 30–35 см взята проба неструктурированного суглинка. Изме-



Рис. 2. Распределение часовых сумм осадков на ОГМС “Верхнее Дуброво” летом 2020 г.

Fig. 2. Distribution of hourly precipitation at the *Verkhneye Dubrovo* meteorological station in the summer of 2020.

рения проводились через отверстия в стенках контейнера по нескольким неперекрывающимся профилям. Теплопроводность измерялась зондовым устройством МИТ-1 по ГОСТ 30256–94, влажность – диэлькометрическим зондовым влагомером ВИМС-2.21 (<http://www.interpribor.ru>) (рис. 3). Образец, соответствующий условиям сухого периода, был получен из исходного путем его высушивания с поверхности в течение 4 сут тепловым потоком ≈ 200 Вт/м², создаваемым лампой накаливания с рефлектором.

Вертикальные распределения теплопроводности и влажности грунта приведены на рис. 3. В верхней дерновой части разреза теплопроводность минимальна – около 0.8 Вт/(м·К) для сухого и 1.1 Вт/(м·К) для влажного периода. Ниже расположена 5-сантиметровая переходная область, в пределах которой теплопроводность возрастает до 2.3 Вт/(м·К), оставаясь затем примерно постоянной. Таким образом, в суточном теплообороте мы можем рассматривать теплофизический разрез как двухслойный с низкотеплопроводным верхним слоем. На основе полученных данных были сформированы теплофизические модели, использованные для теоретических оценок фазовых соотношений (табл. 1).

В течение влажного периода содержание влаги варьирует от 20 до 30 мас. % с минимумом в средней части (10–20 см). Эти значения соответствуют наименьшей влагоемкости суглинков, или так называемой полевой влагоемкости, – максимальному количеству влаги, удерживаемой в капиллярно-подвешенном состоянии (Ревут, 1972). В сухой период содержание влаги с глубиной возрастает от 2 до 25%. Тепловые свойства изученного разреза определяются в первую очередь содержанием ор-

ганики, что ранее отмечалось и другими исследователями (Abu-Hamdeh, Reeder, 2000; и др.). Однако в пределах дернового слоя (верхние 8 см) теплопроводность почти линейно зависит от влажности W : $\lambda = 0.036W + 0.31$ ($W = 2\text{--}30\%$, $R = 0.91$) (рис. 4). Для суглинка (19–30 см) такая зависимость отсутствует ($R = -0.33$). Для разреза в целом корреляция теплопроводности и влажности слабая ($R = 0.70$).

Мониторинг температуры почвы

Температурный мониторинг почвы на участке актинометрии проводился с помощью автономного цифрового 8-канального регистратора температуры (АИТ), разработанного в ИНГГ СО РАН (Казанцев, Дучков, 2008). В качестве датчиков температуры применялись термисторы B57861-S 103-F40, 10 кОм, откалиброванные с точностью 0.005°C с помощью сухоблочного калибратора Fluke-9171. Четыре датчика температуры в герметичных медных трубках были установлены непосредственно в почве с помощью пластины из оргстекла на глубинах 1, 2, 3, 4 см от поверхности, четыре других – на тех же расстояниях в пенопластовом блоке (рис. 5). Периодичность опроса составляла 10 мин.

Актинометрические наблюдения

ОГМС “Верхнее Дуброво” оснащена автоматизированным актинометрическим комплексом (ААК) Kipp&Zonen (рис. 6), позволяющим измерять прямую солнечную радиацию (S), рассеянную радиацию (D), суммарную радиацию (Q), отраженную радиацию (R), длинноволновую приходящую (E_d) и уходящую (E_u) радиацию, ультрафиолетовую

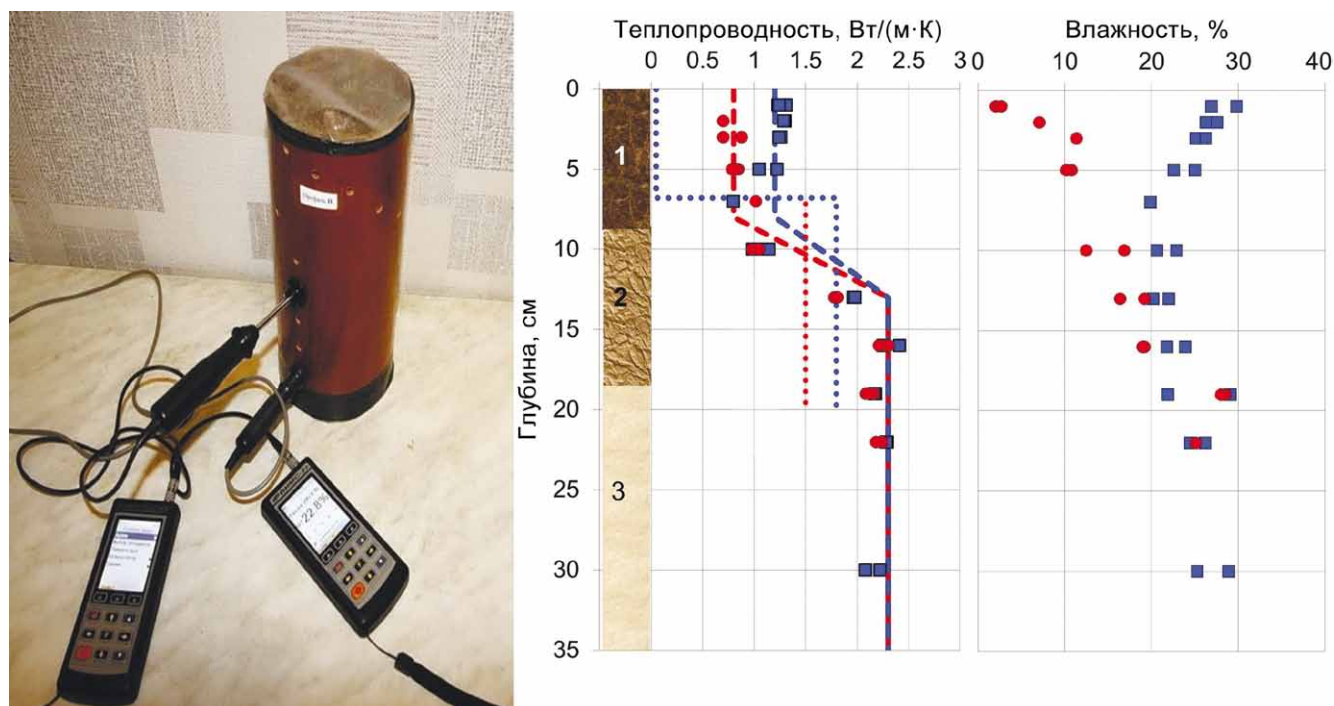


Рис. 3. Измерения теплопроводности и влажности на образце грунта с площадки “Верхнее Дуброво” (слева) и результаты измерений для сухого (красные кружки) и влажного (синие прямоугольники) периодов.

Ломаные линии – модели двухслойной среды для естественного грунта (пунктир) и при наличии искусственного низкотеплопроводного включения (пенопласт) (точки). Параметры моделей приведены в табл. 1. Цифрами на колонке обозначены: 1 – дерновый слой, 2 – суглинок с примесью органики, 3 – чистый суглинок.

Fig. 3. Measurements of thermal conductivity and moisture content on a soil sample from the *Verkhnee Dubrovo* site (left) and measurement results for dry (red circles) and wet (blue rectangles) periods.

Broken lines represent models of a two-layer medium for natural soil (dashed line) and soil with low conductivity inclusion (polystyrene foam) (dots). The parameters of the models are given in Table 1. The numbers on the column denote: 1 – turf layer, 2 – loam with an organic matter, 3 – loam.

Таблица 1. Измеренные фазовые сдвиги температурных колебаний относительно колебаний теплового потока через земную поверхность и их теоретические оценки

Table 1. Measured phase shifts of temperature variations relative to the variations of a ground surface heat flux and their theoretical estimates

Период наблюдений	Условия измерений	Параметры расчета теор. сдвигов	Фазовый сдвиг измер./теор., град.	
			24-час. период	12-час. период
09.07.2020–22.07.2020 (сухой период)	Грунт	Верх. слой: $h = 8$ см, $\lambda = 0.8$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с; ниж. слой: $\lambda = 2.3$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с, $\varepsilon = 0.48$	30.7/31.3	38.0/37.5
	Пенопласт	Верх. слой: $h = 6.8$ см, $\lambda = 0.05$ Вт/(м·К), $a = 1.6 \times 10^{-6}$ м ² /с; ниж. слой: $\lambda = 1.5$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с, $\varepsilon = 0.95$	13.6/5.8	12.2/9.3
07.08.2020–22.08.2020 (влажный период)	Грунт	Верх. слой: $h = 8$ см, $\lambda = 1.1$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с; ниж. слой: $\lambda = 2.3$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с, $\varepsilon = 0.35$	32.3/35.0	44.2/39.5
	Пенопласт	Верх. слой: $h = 6.8$ см, $\lambda = 0.05$ Вт/(м·К), $a = 1.6 \times 10^{-6}$ м ² /с; ниж. слой: $\lambda = 1.8$ Вт/(м·К), $a = 0.5 \times 10^{-6}$ м ² /с, $\varepsilon = 0.97$	12.3/5.5	11.9/9.0

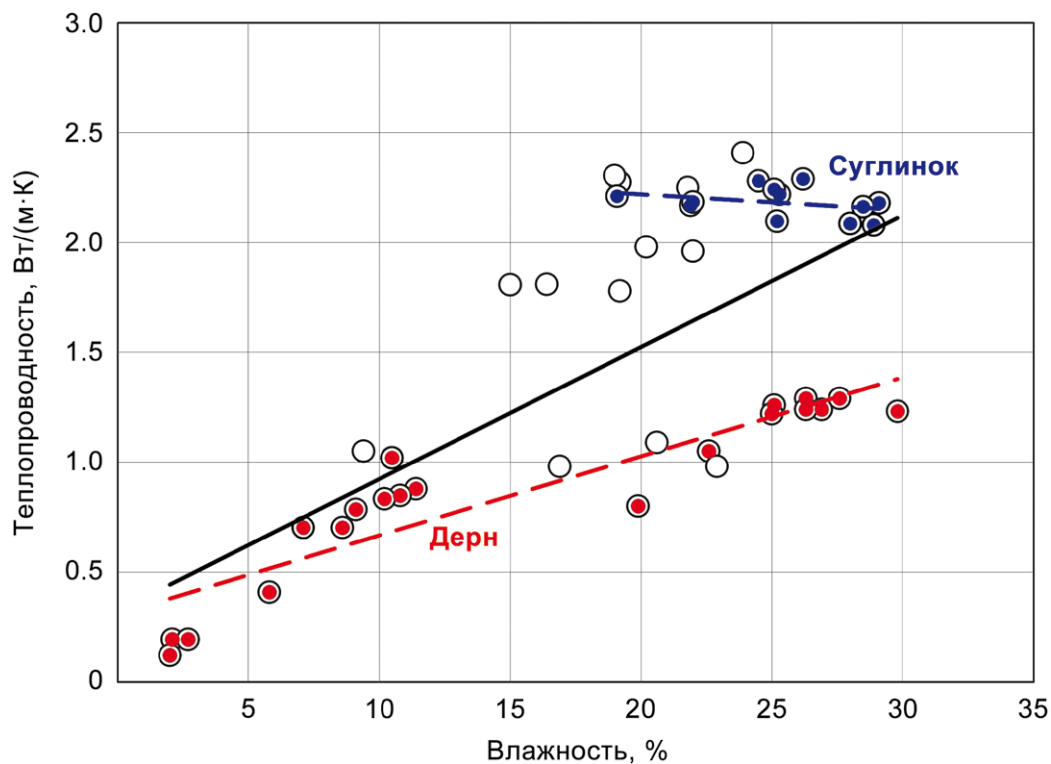


Рис. 4. Зависимость теплопроводности грунта от влажности дернового слоя (0–8 см, красные кружки), суглинка без органики (19–30 см, синие кружки), всего разреза (0–30 см, пустые кружки).

Прямые – линейные аппроксимации.

Fig. 4. The dependence of the soil's thermal conductivity on the moisture content of the turf layer (0–8 cm, red circles), loam without organic matter (19–30 cm, blue circles), the entire section (0–30 cm, empty circles).

Straight lines are linear approximations.

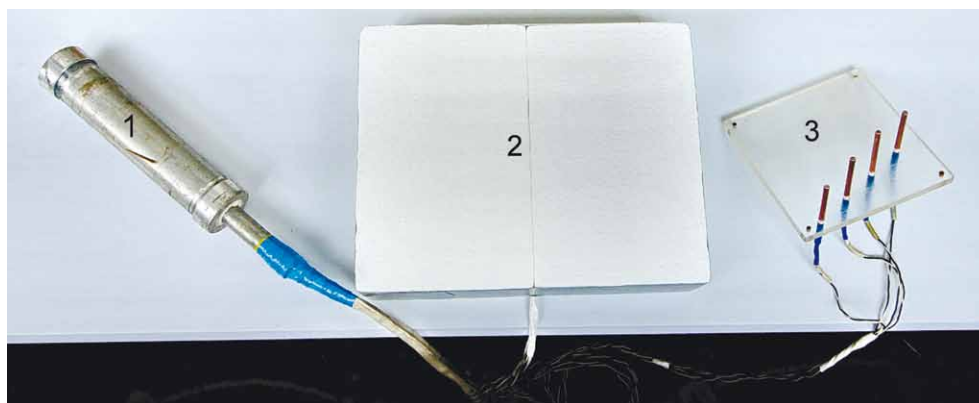


Рис. 5. Система температурного мониторинга почвы.

1 – регистратор АИТ, 2 – пенопластовый блок с датчиками, 3 – почвенные датчики.

Fig. 5. Temperature monitoring system.

1 – AIT recorder, 2 – polystyrene foam block with sensors, 3 – soil sensors.



Рис. 6. Автоматизированный актинометрический комплекс (ААК) Kipp&Zonen на ОГМС “Верхнее Дуброво”.

Fig. 6. Solar Monitoring Station Kipp & Zonen at Verkhnee Dubrovo meteorological station.

радиацию в спектральных интервалах 280–315 нм (UV A) и 315–400 нм (UV B).

В нашем исследовании используются лишь данные минутного и часового осреднения суммарной солнечной радиации $Q = S + D$. Суточные изменения солнечной радиации, усредненные отдельно за сухой и влажный периоды, приведены на рис. 7 (красные кривые). Аппроксимация кривых параболами позволяет найти максимум солнечной радиации. Он наблюдается в 12 ч 53 мин (сухой период) и 13 ч 03 мин местного времени (влажный период), т. е. примерно в истинный солнечный полдень (для В. Дуброво момент солнечного полдня в июле–августе наступает в период от 12 ч 56 мин до 13 ч 02 мин местного времени – <http://www.solar-noon.com>). Таким образом, изменения солнечной радиации на верхней границе атмосферы и у дневной поверхности происходят синхронно. Максимальное значение суммарной солнечной радиации составляет 700 Вт/м² в сухой период и 340 Вт/м² – во влажный.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 7 приведены кривые суточного хода потока суммарной солнечной радиации, потока тепла через поверхность почвы, низкотеплопроводного включения и температуры поверхностей. Тепловой поток через почву и пенопластовый блок рассчитывался согласно закону Фурье: $q = -\lambda \cdot \Delta T / \Delta z$, где λ – теплопроводность среды, ΔT – изменение температуры на интервале соседних датчиков Δz (1 см). Все суточные кривые рассчитывались усреднением отдельно за сухой и влажный периоды. Изменения теплового потока через поверхности происходят синхронно с изменениями суммарной солнечной радиации, а вариации температуры заметно отстают. В дневное время тепловой поток через поверхность почвы направлен вниз и достигает 350 Вт/м² в сухой период и 60 Вт/м² – во влажный. После захода солнца тепловой поток направлен вверх, достигая –62 и –66 Вт/м² соответственно. Потоки через поверхность пенопластового блока значительно меньше: +12, –5 Вт/м² для сухого и +4, –3 Вт/м² для влажного периодов. Последнее, вероятно, связано с высоким альбедо пенопласта.

В амплитудных спектрах исследуемых параметров наиболее четко проявляется суточная и полусуточная гармоника (рис. 8). Разности фаз основных гармоник колебаний температуры относительно теплового потока приведены в табл. 1 и показаны на диаграммах в полярных координатах (рис. 9). Фаза параметра q принята равной нулю.

Измеренное отставание температурного отклика при наличии низкотеплопроводного верхнего слоя ожидаемо оказалось менее 45°. На естественной поверхности грунта отставания в 24- и 12-часовом циклах составили соответственно 31 и 38° (тепловой контраст $\varepsilon = 0.48$) в сухой и 32 и 44° ($\varepsilon = 0.35$) во влажный периоды. Различия сдвигов для двух периодов объясняются различием тепловых контрастов: в сухой период первым теряет влагу верхний слой, увеличивая тепловой контраст и уменьшая фазовый сдвиг. На поверхности пенопластового включения, обладающего наибольшим тепловым контрастом по отношению к нижележащему слою грунта ($\varepsilon = 0.95–0.97$), фазовый сдвиг минимален – 12–13.6°.

Рассмотрим, как полученные экспериментальные данные количественно согласуются с теоретической моделью. Для этого аппроксимируем реальные разрезы двухслойной средой с теплофизическими характеристиками, соответствующими измеренным (см. ломаные линии на рис. 3). Принятые в моделях характеристики приведены в табл. 1. Теплопроводность пенопласта марки ПСБ-С ($\lambda = 0.05$ Вт/(м·К)) была измерена прибором МИТ-1, температуропроводность вычислена по данным о плотности $\rho = 2.1$ кг/м³ и удельной теплоемкости

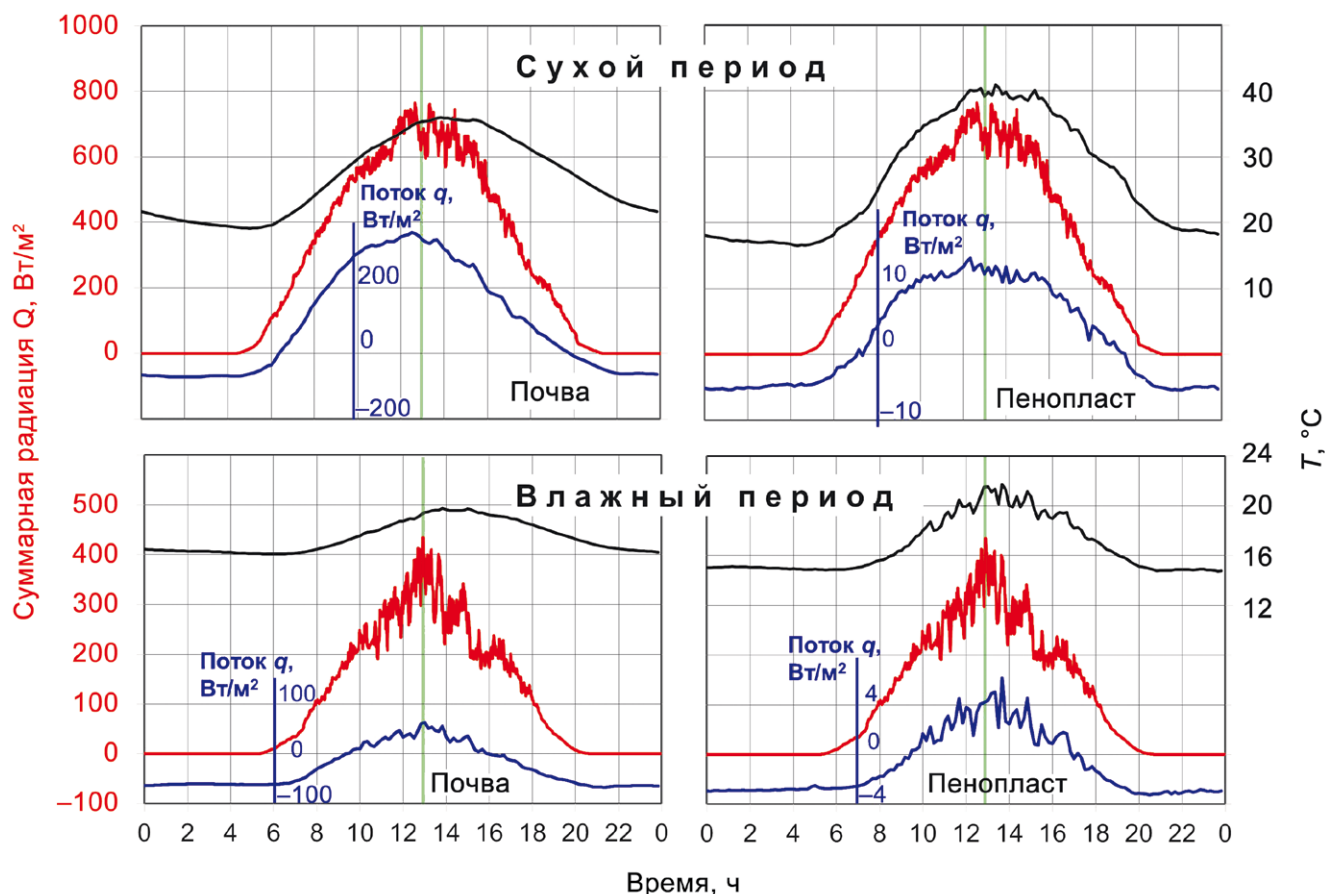


Рис. 7. Суточные изменения суммарной солнечной радиации (красные кривые), теплового потока через поверхность (синие) и температуры поверхности (черные), усредненные за сухой и влажный периоды.

Вертикальными зелеными линиями обозначен солнечный полдень. Время местное.

Fig. 7. Diurnal variation of global solar radiation (red curves), ground surface heat flux (blue) and surface temperature (black), averaged over dry and wet periods.

The vertical green lines indicate solar noon. Local time.

$$C = 1500 \text{ Дж(кг} \cdot \text{К)} \text{ (Ярцев и др., 2010): } a = \lambda / (\rho C) = 1.6 \times 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}.$$

Теоретические оценки фазовых сдвигов лучше всего согласуются с измеренными на грунте в сухой период: погрешность не превышает 0.6° . Для влажного периода погрешности несколько выше – $2.7\text{--}4.7^\circ$. Однако и в этом случае они близки к погрешностям, определяемым 10-минутной дискретностью отсчетов – 2.5° для 24-часового цикла и 5.0° для 12-часового. Еще выше погрешности оценки фазового сдвига на пенопластовом блоке в 24-часовом цикле – $6.8\text{--}7.8^\circ$. Здесь теоретическая модель переоценивает отклонение фазового сдвига от 45° , возможно, вследствие переоценки контрастности сред. Другая вероятная причина связана с относительной прозрачностью пенопласта для прямых солнечных лучей. Помимо кондуктивного, здесь действует и радиационный механизм теплообмена, не учитываемый моделью.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мониторинг солнечной радиации, теплового потока через поверхности (грунта и искусственного слоя) и температуры поверхностей (грунта и искусственного слоя), проведенный на ОГМС “Верхнее Дуброво”, показал, что изменения теплового потока через поверхности происходят синхронно с изменениями суммарной солнечной радиации у земной поверхности, которая, в свою очередь, синхронна с изменениями инсоляции на верхней границе атмосферы. Максимумы всех этих тепловых потоков наблюдаются в солнечный полдень. Температурная реакция отстает от них на величину, определяемую тепловой неоднородностью грунта. Ранее предложенная нами модель температурного отклика земной поверхности на изменение внешнего радиационного воздействия в настоящем исследовании развита на случай теплофизически

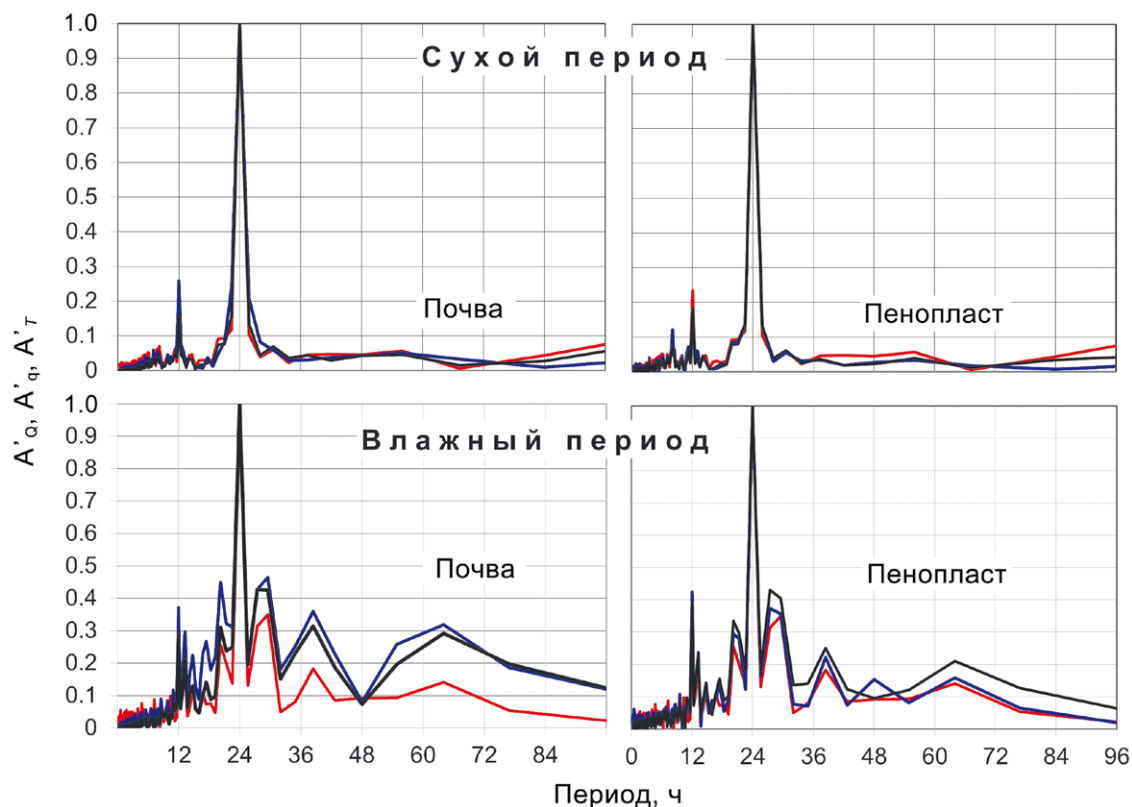


Рис. 8. Нормализованные амплитудные спектры суммарной радиации (красные кривые), теплового потока через поверхность (синие кривые) и температур поверхностей (черные кривые).

Fig. 8. Normalized amplitude spectra of global solar radiation (red curves), ground surface heat flux (blue curves) and surface temperatures (black curves).

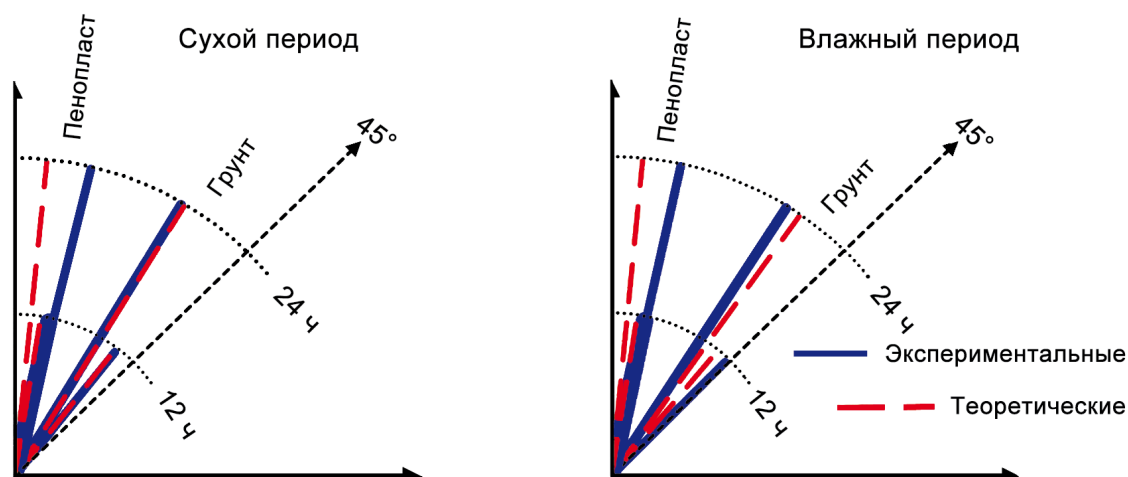


Рис. 9. Диаграммы измеренных и рассчитанных в соответствии с моделью фазовых сдвигов колебаний температуры поверхности (естественного грунта и пенопластового включения) относительно колебаний теплового потока через поверхности в 24- и 12-часовом циклах.

Fig. 9. Diagrams of phase shifts of surface temperature variations (natural soil and soil with polystyrene foam inclusion), measured and calculated in accordance with the model relative to variations in heat flux through surfaces in 24- and 12-hour cycles.

неоднородного полупространства. Для простейшего случая неоднородности – наличия верхнего слоя с отличными от нижележащих пород тепловыми свойствами – приведено и исследовано аналитическое выражение. В случае низкотеплопроводного верхнего слоя фазовый сдвиг уменьшается от значения для поверхности однородного полупространства (45°). Исследования грунта площадки ОГМС “Верхнее Дуброво” позволили построить теплофизический разрез и верифицировать модель по экспериментальным данным. Погрешности теоретических оценок в основном не превышают погрешности оценки фазы при 10-минутной дискретности отсчетов.

Полученные результаты могут найти применение в климатических (в том числе палеоклиматических) и экологических исследованиях, при изучении теплообмена на искусственных покрытиях городов и их роли в формировании городских островов тепла. В феврале 2021 г. Минобрнауки РФ запустило пилотный проект по созданию карбоновых полигонов для разработки и испытаний технологий контроля углеродного баланса (<https://minobrnauki.gov.ru/action/poligony/>). С учетом того, что эксгаляция почвенных газов в атмосферу, в том числе парниковых, контролируется тепловым режимом, результаты проведенных исследований найдут применение при решении и этой проблемы.

Благодарности

Авторы выражают признательность сотрудникам Федерального государственного бюджетного учреждения “Уральское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды” И.А. Роговскому, В.А. Тыртышникову, А.В. Коробову за помощь и содействие при проведении температурного мониторинга на площадке ОГМС “Верхнее Дуброво” и предоставление данных актинометрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Горностаева А.А. (2014) Алгоритм расчета изменений теплового потока через земную поверхность по данным об изменениях температуры земной поверхности. *Уральский геофиз. вестн.*, **1**, 37-45.
- Горностаева А.А., Демежко Д.Ю., Антипин А.Н. (2019) Новая модель климатического отклика и ее применение для орбитальной настройки климатических реконструкций плейстоцена. *Геоф. процессы и биосфера*, **18**(4), 203-211. <https://doi.org/10.21455/GRPB2019.4-17>
- Демежко Д.Ю. (2001) Геотермический метод реконструкции палеоклимата (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 144 с.
- Казанцев С.А., Дучков А.Д. (2008) Аппаратура для мониторинга температуры и измерения теплофизических свойств мерзлых и талых пород. *Мат-лы Междунар. конф. “Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения”*. Тюмень, ИКЗ СО РАН,

236-239.

- Ревут И.Б. (1972) Физика почвы. М.: Колос, 368 с.
- Ярцев В.П., Андрианов К.А., Иванов Д.В. (2010) Физико-механические и технологические основы применения пенополистирола при дополнительном утеплении зданий и сооружений. Тамбов: Изд-во ГОУ ВПО ТГТУ, 120 с.
- Abu-Hamdeh N.H., Reeder R.C. (2000) Soil thermal conductivity effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **64**(4), 1285-1290.
- Bennet W.B., Wang J., Bras R.L. (2008) Estimation of global ground heat flux. *J. Hydrometeorol.*, **9**, 744-759.
- Berger A., Loutre M.F. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quat. Sci. Rev.*, **10**(4), 297-317. http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html
- Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**(4), 647-652.
- Douglass D.H., Blackman E.G. and Knox R.S. (2004) Temperature response of Earth to the annual solar irradiance cycle. *Phys. Lett. A*, **323**(3-4), 315-322.
- Fedorov V.M. (2015) Spatial and temporal variations in solar climate of the Earth in the present epoch. *Izvestiya, Atmospher. Ocean. Phys.*, **51**(8), 779-791.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. (1976) Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, **194**, 1121.
- Kutzbach J.E., Liu X., Liu Z., Chen G. (2008) Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim. Dyn.*, **30**, 567-579. DOI 10.1007/s00382-007-0308-z
- Laskar J., Joutel F., Boudin F. (1993) Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, **270**, 522-533.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, **428**(1), 261-285.
- Renner M., Brenner C., Mallick K., Witzemann H.D., Conte L., Trebs I., Wei J., Wulfmeyer V., Schulz K., Kleidon A. (2019) Using phase lags to evaluate model biases in simulating the diurnal cycle of evapotranspiration: a case study in Luxembourg. *Hydrol. Earth System Sci.*, **23**(1), 515-535.
- Sun T., Wang Z.H., Ni G.H. (2013) Revisiting the hysteresis effect in surface energy budgets. *Geophys. Res. Lett.*, **40**(9), 1741-1747.
- Waelbroeck C., Jouzel J., Labeyrie L., Lorius C., Labracherie M., Stievenard M. (1995) A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88–770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Clim. Dyn.*, **12**(2), 113-123.

REFERENCES

- Abu-Hamdeh N.H., Reeder R.C. (2000) Soil thermal conductivity effects of density, moisture, salt concentration, and organic matter. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, **64**(4), 1285-1290.

- Bennet W.B., Wang J., Bras R.L. (2008) Estimation of global ground heat flux. *J. Hydrometeorol.*, **9**, 744-759.
- Berger A., Loutre M.F. (1991) Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quat. Sci. Rev.*, **10**(4), 297-317. http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_EARTH_LAND_NGDC_PALEOCLIM_INSOL.html
- Demezhko D.Yu. (2001) Geothermal Method for Paleoclimatic Reconstructions (by the Example of the Urals). Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 144 p. (In Russ.)
- Demezhko D.Y., Gornostaeva A.A. (2015) Late Pleistocene–Holocene ground surface heat flux changes reconstructed from borehole temperature data (the Urals, Russia). *Clim. Past*, **11**(4), 647-652.
- Douglass D.H., Blackman E.G. and Knox R.S. (2004) Temperature response of Earth to the annual solar irradiance cycle. *Phys. Lett. A*, **323**(3-4), 315-322.
- Fedorov V.M. (2015) Spatial and temporal variations in solar climate of the Earth in the present epoch. *Izvestiya, Atmospher. Ocean. Phys.*, **51**(8), 779-791.
- Gornostaeva A.A. (2014) An algorithm for calculating the changes of heat flux across the Earth's surface from data on changes in Earth surface temperature. *Ural'skii Geofiz. Vestnik*, **1**, 37-45. (In Russ.)
- Gornostaeva A.A., Demezhko D.Y., Antipin A.N. (2019) A New Climate Response Model for the Orbital Tuning of Pleistocene Climate Reconstructions. *Izvestiya, Atmospher. Ocean. Phys.*, **55**(11), 1766-1773. <https://doi.org/10.1134/S0001433819110057>
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. (1976) Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, **194**, 1121. (In Russ.)
- Kazantsev S.A., Duchkov A.D. (2008) Tools for temperature monitoring and thermophysical properties measurements of frozen and thawed rocks. *Proc. of International Conf. "Cryogenic resources of polar and mountain regions. State of art and perspectives of Permafrost Engineering"*. Tyumen, IKZ SB RAS, 236-239. (In Russ.)
- Kutzbach J.E., Liu X., Liu Z., Chen G. (2008) Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim. Dyn.*, **30**, 567-579. DOI 10.1007/s00382-007-0308-z
- Laskar J., Joutel F., Boudin F. (1993) Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from –20 Myr to +10 Myr. *Astron. Astrophys.*, **270**, 522-533.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. (2004) A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, **428**(1), 261-285.
- Renner M., Brenner C., Mallick K., Wizemann H.D., Conte L., Trebs I., Wei J., Wulfmeyer V., Schulz K., Kleidon A. (2019) Using phase lags to evaluate model biases in simulating the diurnal cycle of evapotranspiration: a case study in Luxembourg. *Hydrol. Earth System Sci.*, **23**(1), 515-535.
- Revut I.B. (1972) Physics of soils. Moscow, Kolos Publ., 368 p. (In Russ.)
- Sun T., Wang Z.H., Ni G.H. (2013) Revisiting the hysteresis effect in surface energy budgets. *Geophys. Res. Lett.*, **40**(9), 1741-1747.
- Waelbroeck C., Jouzel J., Labeyrie L., Lorius C., Labracherie M., Stievenard M. (1995) A comparison of the Vostok ice deuterium record and series from Southern Ocean core MD 88–770 over the last two glacial-interglacial cycles. *Clim. Dyn.*, **12**(2), 113-123.
- Yartsev V.P., Andrianov K.A., Ivanov D.V. (2010) Physic-mechanical and technological bases of the use of expanded polystyrene for additional insulation of buildings and structures. Tambov, Publishing house of GOU VPO TSTU, 120 p. (In Russ.)

Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья

В. И. Радомская¹, Д. В. Юсупов², Л. М. Павлова¹, С. М. Радомский¹, В. А. Демчук¹,
Н. В. Моисеенко¹, Т. В. Кезина², Т. Н. Веклич³, С. Я. Кулик⁴

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН (ИГиП ДВО РАН), 675000, г. Благовещенск, пер. Релочный, 1,
e-mails: radomskaya@ascnet.ru, pav@ascnet.ru, rsm@ascnet.ru, demchuk@ascnet.ru, kaunamka82@mail.ru

²Амурский государственный университет (АмГУ), 675027, г. Благовещенск, Игнатьевское шоссе, 21,
e-mails: yusupovd@mail.ru, tkezina@mail.ru

³Амурский филиал Ботанического сада-института ДВО РАН, 675000, г. Благовещенск, Игнатьевское шоссе, 2-й км,
e-mail: tblznjuk@mail.ru

⁴Российский государственный педагогический университет, 191186, Санкт-Петербург, наб. Реки Мойки, 48,
e-mail: sofyaanka20011@mail.ru

Поступила в редакцию 05.09.2021 г., принята к печати 08.11.2021 г.

Объект исследования. Органоминеральные отложения урочища оз. Песчаное (Амурская область, в междуречье Амура и Зеи). **Материал и методы.** Работа основана на изучении состава органоминеральных отложений, их радиоуглеродном датировании и палинологическом анализе. **Результаты.** В ходе радиоуглеродного датирования определено, что осадконакопление началось более 4 тыс. календарных лет назад. Установлены особенности накопления и распределения породообразующих оксидов и микроэлементов по органоминеральному осадочному профилю. В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты, встречаются амфиболы, пирит, гранат и биотит. Наибольшие значения коэффициента рассеяния в толще отложений характерны для Hg (8.0), Tl (6.7), La (5.3), ниже – Zr, Rb и Li (4.7, 4.4 и 4.1 соответственно). **Заключение.** Исследование геохимических характеристик органоминеральных отложений позволило выделить индустриальный период осадконакопления, для которого характерно увеличение концентраций Hg, Cd, Pb, Sn. Фоновые содержания элементов органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное могут быть использованы в качестве регионального фона для отложений на трансграничной территории Верхнего и Среднего Амура и его притоков. Рассчитанные геохимические коэффициенты свидетельствуют о пресноводности бассейна и чередовании застойных и окислительных обстановок при осадконакоплении. Повышенные значения Ca/Sr связаны с изменением климатического режима в сторону похолоданий, которые происходили в течение последних 4 тыс. лет на данной территории: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 лет назад.

Ключевые слова: оз. Песчаное, колонка органоминеральных отложений, радиоуглеродное датирование, геохимические индексы, спорово-пыльцевой анализ

Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluvium

Valentina I. Radomskaya¹, Dmitry V. Yusupov², Lyudmila M. Pavlova¹, Sergei M. Radomskii¹,
Viktor A. Demchuk¹, Natalia V. Moiseenko¹, Tatiana V. Kezina², Tatiana N. Veklich³, Sofya Ya. Kulik⁴

¹Institute of Geology and Nature Management, FEB RAS, 1 Relochny lane, Blagoveshchensk 675000, Russia,
e-mails: radomskaya@ascnet.ru, pav@ascnet.ru, rsm@ascnet.ru, demchuk@ascnet.ru, kaunamka82@mail.ru

²Amur State University, 21 Ignatievskoe highway, Blagoveshchensk 675027, Russia, e-mails: yusupovd@mail.ru, tkezina@mail.ru

Для цитирования: Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М., Радомский С.М., Демчук В.А., Моисеенко Н.В., Кезина Т.В., Веклич Т.Н., Кулик С.Я. (2022) Минеральный состав и геохимические особенности органоминеральных отложений урочища озера Песчаное в южной части Амуро-Зейского междуречья. Литосфера, 22(2), 251–271. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-251-271>

For citation: Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Radomskii S.M., Demchuk V.A., Moiseenko N.V., Kezina T.V., Veklich T.N., Kulik S.Ya. (2022) Mineral composition and geochemical features of organomineral deposits of the tract of Lake Peschanoe in the southern part of the Amur-Zeya interfluvium. *Lithosphere (Russia)*, 22(2), 251–271. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-251-271>

© В.И. Радомская, Д.В. Юсупов, Л.М. Павлова, С.М. Радомский, В.А. Демчук, Н.В. Моисеенко, Т.В. Кезина, Т.Н. Веклич, С.Я. Кулик, 2022

³Amur Branch of the Botanical Garden-Institute, FEB RAS, Ignatievskoe Shosse, 2nd km,
Blagoveshchensk 675000, Russia, e-mail: tbliznjuk@mail.ru

⁴A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, 48 Moika River embankment, St.Petersburg 191186, Russia,
e-mail: sofyanka20011@mail.ru

Received 05.09.2021, accepted 08.11.2021

Research subject. The article presents the results of a comprehensive study of a column of organomineral deposits (750 cm) in the tract of *Lake Peschanoe* (Amur Region, between the Amur and Zeya rivers). **Material and methods.** In the studied section, the composition of organomineral deposits were examined based on radiocarbon dating and palynological analysis. **Results.** According to radiocarbon dating, the sedimentation began over 4 thousand calendar years. Specific features of the accumulation and distribution of rock-forming oxides and microelements along the organomineral sedimentary profile were established. The mineral composition is dominated by quartz, feldspars, amphiboles, pyrite, garnet and biotite. The highest values of the scattering coefficient in the thickness of the deposits are typical of Hg (8.0), Tl (6.7), La (5.3), below – Zr, Rb and Li (4.7, 4.4 and 4.1, respectively). **Conclusions.** The study of the geochemical characteristics of organomineral deposits allowed us to identify the industrial period of sedimentation, which was characterized by an increase in the concentrations of Hg, Cd, Pb and Sn. The background contents of elements in the organomineral deposits of the *Lake Peschanoe* tract can be used as a regional background for deposits in the transboundary territory of the Upper and Middle Amur and its tributaries. The calculated geochemical coefficients indicate the freshwater content of the basin and the alternation of stagnant and oxidizing environments during sedimentation. The increased Ca/Sr values are associated with a change in the climatic regime towards cooling, which occurred during the last 4 thousand years in this area: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 years ago.

Keywords: *Lake Peschanoe, organomineral column, radiocarbon dating, geochemical indices, spore-pollen analysis*

ВВЕДЕНИЕ

Изменение природных обстановок в период развития водоемов находит отражение в составе отложений. Их исследование дает возможность выделить этапы развития природной среды. Донные отложения континентальных водоемов, болотно-озерные отложения наряду с почвами рассматриваются как основные депонирующие среды для накопления и трансформации концентраций многих микроэлементов, особенно в условиях изменения окружающей среды (Страховенко, 2011). Изучение болотно-озерных отложений часто используется в мировой практике для получения разнообразной биологической, геологической, палеогеографической и палеоклиматической информации (Субетто, Пряткова, 2016; Солотчина и др., 2019; Минюк, Борходоев, 2021). По результатам изучения макро- и микроэлементного состава отложений с применением методов геохимической индикации можно детально реконструировать многие палеоэкологические параметры природной среды, существовавшие в прошлом. В связи с ощутимыми изменениями климата на планете в последние десятилетия и их непредсказуемыми последствиями для природы и человека особую значимость приобретают сведения об изменениях климата прошлых эпох.

Безусловный интерес представляют климатические летописи голоцена, поскольку голоценовые обстановки можно рассматривать как близкие аналоги современности и/или потенциальные аналоги климата будущего (Страховенко и др., 2015). Однако обзорные данные все еще являются слишком

ограниченными и неравномерно распределенными по всему миру (Дарьин, Калугин, 2012). На сегодняшний день большинство подобных исследований касаются водно-болотных угодий Западной Европы и Северной Америки (Van der Linden et al., 2008; Mancini, 2009; Cai, Yu, 2011; Schellekens et al., 2011). Сравнительно мало таких исследований в Северо-Восточной Азии, на Дальнем Востоке России (Klimin et al., 2004; Yu et al., 2017), особенно на интенсивно осваиваемых, в том числе трансграничных, территориях. Поэтому исследования в области палеогеографических реконструкций природной среды на основе комплексного изучения болотно-озерных садков открывают пути для эффективного прогнозирования ее будущих изменений на Дальнем Востоке.

Амурская область – уникальная территория, характеризующаяся сложным геологическим строением, резко неоднородными природно-климатическими условиями, контрастностью ландшафтов, разнообразием природных ресурсов, своеобразным географическим приграничным положением (Россия – Китай). Близкий к современному рельеф территории Верхнего Приамурья начал формироваться 25–27 млн лет назад (Трутнева и др., 2011), но наиболее существенные рельефообразующие процессы происходили в последние 1.0–1.5 млн лет – в четвертичном периоде. Определяющими факторами современного рельефообразования для области являются поверхностные водные потоки и комплекс склоновых процессов (оползни, обвалы, осыпи и др.). Детальные исследования изменений природных условий в голоцене на территории Амурской области практически отсутствуют,

в литературе можно встретить только отрывочные сведения (Клименко и др., 2000; Yu et al., 2017).

Река Зeya дренирует более 64% территории Амурской области (Radomskaia et al., 2016). В пределах ее бассейна проживает большая часть населения и сосредоточены основные производственно-экономические объекты Амурской области. Наиболее развиты низовья реки, где сосредоточено преимущественно аграрное производство и находится областной центр – г. Благовещенск. На территории бассейна главными загрязнителями являются предприятия горнодобывающей промышленности, сельскохозяйственное производство и коммунально-бытовые объекты. Ключевые направления горнодобывающей промышленности – разработка россыпных месторождений золота, а также добыча бурого угля, строительных материалов и др. Как правило, все они приурочены к горным ландшафтам в верховьях бассейна р. Зeya.

В сельскохозяйственном производстве задействованы большие площади левобережных низких террас нижнего течения р. Зeya. Реализация масштабных проектов по строительству и эксплуатации магистральных нефте- и газопроводных систем (газопровод “Сила Сибири”), заводов (Амурский нефтеперерабатывающий завод, Амурский газоперерабатывающий завод), ракетно-космической техники (космодром “Восточный”) в будущем может стать серьезным фактором нарушения функционирования экосистем района.

На правом берегу нижнего течения р. Зeya расположено урочище оз. Песчаное, состоящее из самого озера и двух линейно вытянутых болот. Урочище отличается минимальным антропогенным воздействием, в связи с чем геохимические характеристики органоминеральных отложений, сформировавшихся в доиндустриальный период, можно использовать в качестве региональных фоновых уровней для ряда элементов, сведения о которых для исследуемого района в настоящее время отсутствуют.

Целью работы стали условия образования органоминеральных отложений урочища Песчаное и анализ процессов миграции и концентрирования макро- и микроэлементов в процессе седиментации.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объект исследований

Урочище Песчаное расположено на правом берегу нижнего течения р. Зeya, на границе низкой поймы и смятых в складки первой, второй и третьей надпойменных террас междуречья Амура и Зеи. Урочище имеет форму вытянутой полосы вдоль поймы реки протяженностью около 3.5 км. Ширина колеблется от 700 до 850 м. Площадь его составляет около 2.6 км². Озеро Песчаное расположе-

но в котловине грядово-оползневого рельефа урочища. Питание озера грунтовое и дождевое; вдоль юго-восточной и северной границ урочища наблюдаются выходы грунтовых вод.

Правобережье р. Зeya сложено хорошо сортированными речными песками сазанковской и белогорской свит, подмываемыми по имеющему общий уклон к востоку водоупору, представленному глинами палеоцена. Под действием грунтовых вод крупнозернистые пески выносятся в пойму реки. Этот процесс приводит к постепенному ослаблению сил сцепления частиц породы и смещению их по наклонным водоупорам (под действием гравитации) в сторону поймы, а во время паводков – вниз по течению реки. Оползневые процессы привели к смещению пород на 45–50 м (в абсолютных высотах) вдоль северо-западных границ и на 80–90 м – вдоль юго-восточных. Оползневая деформация послужила причиной образования линейно вытянутых, ориентированных вдоль речной долины крутых гряд (рис. 1), юго-восточные склоны которых имеют крутизну до 36–40°, а северо-западные – 10–25°. Своеобразие рельефа, проявляемое в системе трех параллельно ориентированных холмов и расположенных между ними котловин, расширяющихся к северо-востоку, привело к формированию озерно-болотного комплекса – урочища Песчаное.

Абсолютные высоты в пределах урочища варьируют от 222.5 м на юго-западе до 169.4 м на северо-востоке. Разница высот свидетельствует о том, что территория урочища в процессе суффозии осела и сползла в сторону поймы р. Зeya более чем на 59.7 м (Филатов, 1998). Благодаря зарегулированию стока реки характер движения грунтовых вод стал более равномерным и скорость процессов оползания в настоящее время несколько ослабла.

В 1993 г. площадь зеркала озера составляла 850 м² при максимальной глубине в 5.8 м, средней – 2.5 м, объем воды – 2125 м³, к 1996 г. максимальная глубина и объем воды в озере несколько уменьшились – до 5.7 м и 2100 м³ соответственно при неизменной средней глубине в 2.5 м (Филатов, 1998). Мощность органоминеральных осадков болотно-озерного комплекса различна, наиболее мощные слои отмечены в северной оконечности озера и составляют 5–7 м (Трутнева и др., 2011). Отложения сформированы в результате нарастания сплавнины на озеро.

Климатическая характеристика района

Климат района исследования континентальный с чертами муссонности. Зима холодная и мало-снежная вследствие проникновения с запада и севера сухих холодных воздушных потоков из континентального азиатского антициклона. Среднегодовая температура воздуха равна 0°C, минимальная

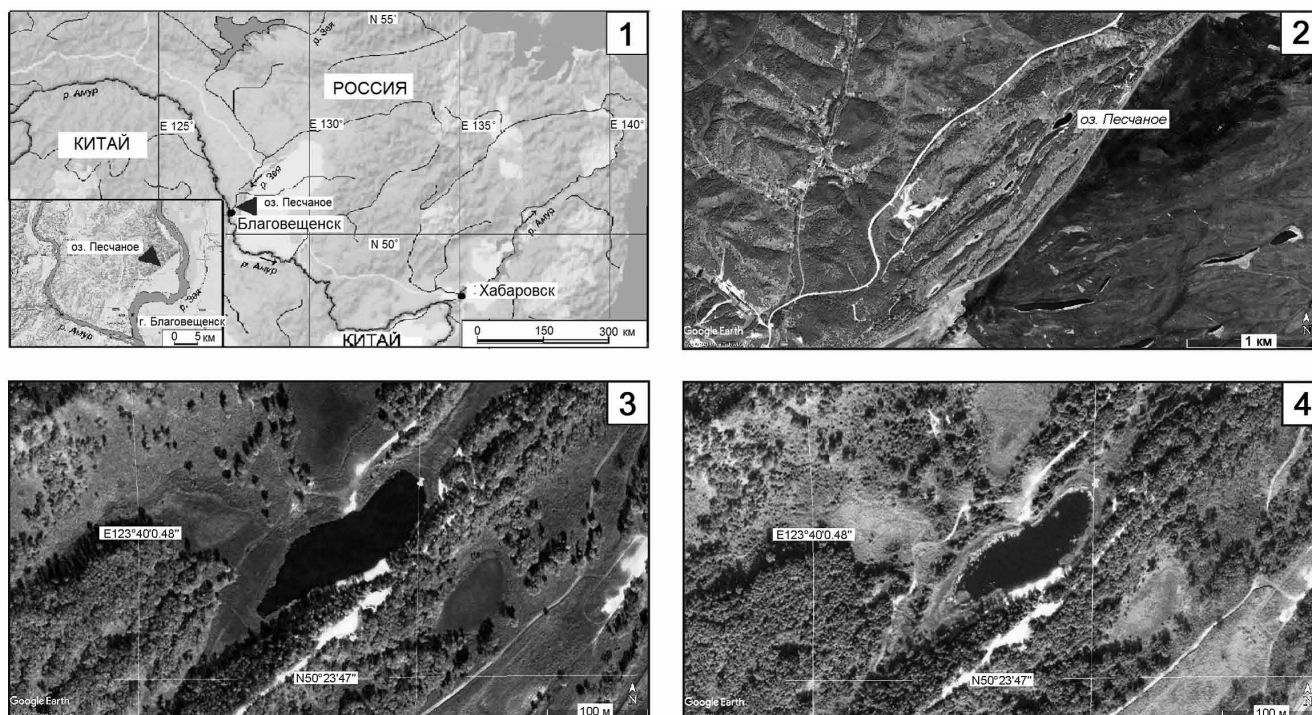


Рис. 1. Озеро Песчаное.

1 – обзорная карта; 2 – грядово-оползневый рельеф урочища оз. Песчаное; 3, 4 – изменение береговой линии озера – 2002 и 2019 гг. соответственно. Пуансоном показано место скважины.

Fig. 1. Lake Peschanoe.

1 – Overview map; 2 – Ridge-landslide relief of of Lake Peschanoe tract; 3, 4 – lake shoreline change – 2002 and 2019. Poinson shows the location of the well.

среднемесячная январская температура составляет -29°C , морозы нередко достигают $-30\ldots-40^{\circ}\text{C}$. Летом территория подвержена влиянию теплых и влажных воздушных потоков с Тихого океана, тогда на юг Амурской области приходят морские муссоны. Максимальная среднемесячная температура в июле достигает $+27^{\circ}\text{C}$; средняя продолжительность безморозного периода 144 дня (Радомская и др., 2014).

Среднегодовое количество осадков составляет 594 мм. Режим их выпадения в течение года очень неравномерный. Наибольшее количество (93–95%) поступает в период с апреля по октябрь, 5–7% приходится на зимние месяцы. Редкие снегопады образуют маломощный (10–18 см, редко 20–25 см) снежный покров, накапливающийся обычно с середины ноября до первой декады марта и исчезающий в конце марта–начале апреля. Сезонное промерзание грунтов в среднем составляет 2.2 м; многолетняя мерзлота в районе отсутствуют.

Растительность урочища оз. Песчаное

Территория урочища Песчаное относится к Среднезейской провинции зоны хвойно-широко-

лиственных (смешанных) лесов с бурными лесными и лугово-болотными почвами (Старченко, 2008). Современная растительность в пределах урочища представлена лесными, луговыми и лугово-пойменными формациями. Основные лесные формации территории – дубняки – доминируют на возвышенных элементах рельефа, пологих склонах холмов. Часто, кроме дуба монгольского, здесь присутствует береза даурская, липа амурская и режа – сосна обыкновенная. В подлеске обычно встречается леспедеца двуцветная, лещина разнолистная, спирея иволистная и рододендрон даурский. Травяной покров дубняков разнообразен и зависит от микрорельефа и типа лесной формации, в основном он представлен ландышем Кейске, касатиком низким, ширококолокольчиком крупноцветковым, лилией Буша, нителестником сибирским.

В нижних частях склонов произрастают осинники с примесью березы плосколистной, дуба монгольского и ольхи пушистой. В подлеске распространены разные виды ив, режа – шиповник и спирея иволистная. Травяной покров относительно беден и заметно варьирует в зависимости от крутизны склонов и степени увлажнения, но чаще всего

представлен вейниками, осоками, лабазником дланевидным и геранью Власова.

В межрядовых понижениях – луговая и водно-болотная растительность. В луговых ценозах часто доминируют вейники с осоками; из разнотравья встречаются солонечник даурский, птармика заостренная, мытник перевернутый и др. В результате антропогенной деятельности видовой состав луговых ценозов в окрестностях озера сильно изменен и засорен сорными и адвентивными видами, такими как подорожник большой, эльсгольция реснитчатая, репашок мелкобороздчатый, клевер ползучий и др.

Водно-болотная растительность распространена по берегам озера и представлена осоками, касатиком гладким, мытником крупноцветковым, лобелией сидячелистной и др. Из водных растений в озере произрастают различные виды рдестов, уруть, пузырчатка, кубышка малая, водяной орех.

Методы исследований

Отбор проб органоминеральных отложений произведен в зоне зарастающего северного берега оз. Песчаное в 1 м от уреза воды с помощью торфоразведочного бура Геллера (ТБГ-1) с диаметром полуцилиндрической керноприемной камеры пробоотборника 2.4 см, интервалом отбора проб 5 см (верхний метровый слой) и 10 см (нижние горизонты). Пробурена скважина глубиной 7.5 м. Ее координаты 50°23'52.78"С, 127°40'13.24"В. Для озера отмечено общее иссушение северо-восточной и западной окраин. Однако в более влажные годы уровень воды в озере поднимается на 1.0–1.5 м и более. На рис. 1 представлены космоснимки урочища Песчаное в разные годы в сентябре, а также отмечено место бурения скважины.

Профильный отбор образцов органоминеральных отложений дополнялся отбором проб воды. Изучение вещественного состава воды и органоминеральных отложений проводили с использованием комплекса методов. Элементный состав отложений определяли атомно-эмиссионным и масс-спектральными методами (ИПТМ РАН, г. Черноголовка). Состав воды изучали методами титриметрии, фотоколориметрии и атомно-абсорбционного анализа на спектрофотометре iCE 3000 Series в пламени ацетилен–воздух (ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск).

Массовую долю частиц, имеющих глинистую размерность, в отложениях определяли по ГОСТ 29234.1–91. Зольность органоминеральных отложений устанавливали прокаливанием при $800 \pm 25^\circ\text{C}$ (ГОСТ 11306–2013), содержание общего азота – по ГОСТ 26107–84; содержание органического углерода – на анализаторе TOC-V CPN с модулем SSM-5000A (Shimadzu, Япония) в ИГиП ДВО РАН. Минеральный состав отложений

изучали методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-3М; излучение $\text{CuK}\alpha$, Ni фильтр) и с помощью бинокулярного микроскопа МБС-10 И. Массовую долю минералов в пробах выявляли весовым методом.

Спорово-пыльцевой анализ проведен для 10 проб с разных уровней скважины. Пробы обрабатывали сепарационным методом В.П. Гричука (1940) в соответствии с методическими рекомендациями ВСЕГЕИ (Методические рекомендации..., 1986; Методические аспекты..., 1987). Органический материал выделялся центрифугированием в установке ОПН-8 (15 мин, 1500 об/мин) из калий-кадмиевой тяжелой жидкости (удельный вес 2.2–2.4 г/см³). Для большинства проб проводили ацетоллиз по методу Г. Эрдмана (1955) с 5–10-минутным подогревом на водяной бане.

Радиоуглеродное датирование отложений выполнено для двух образцов с глубины 3 и 7 м в радиоуглеродной лаборатории Государственного научного центра экологической радиогеохимии НАН Украины (г. Киев). Привязку слоев по времени провели путем аппроксимации возраста (В) от глубины отложений (х, м) с помощью полиномиальной функции, что позволило перейти от дискретной шкалы времени к непрерывной: $V = 20.226x^2 + 452.99x$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Химический состав воды оз. Песчаное

Согласно существующим классификациям озер (Перельман, 1982; Общие закономерности..., 1986), ведущее значение при анализе состава поверхностных вод имеют шесть ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^-), а также водородный и гидроксильный ионы. Озеро Песчаное имеет заболоченные заросшие берега и, как следствие, повышенную продуктивность органического вещества (ОВ). Активно разлагающиеся растительные остатки составляют в воду озера углекислый газ, HCO_3^- и зольные элементы в пропорции, соответствующей их содержанию в живом растительном веществе: $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$, что приводит к формированию гидрокарбонатно-кальциево-натриевого типа вод (табл. 1). Вероятно, поэтому в качестве доминирующего аниона вода этого озера содержит значительное количество HCO_3^- (40 мг/л), а из катионов – Ca^{2+} и Na^+ (4.7 и 4.5 мг/л соответственно); содержание SO_4^{2-} (1.5 мг/л) невысокое. Анионы NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} (см. табл. 1) в озерных водах присутствуют благодаря минерализации органического вещества. Суммарное среднее содержание катионов и анионов составляет 14.1 и 45.7 мг/л соответственно.

Более высокое (в 2 раза) содержание Na, по сравнению с K, в поверхностных водах озера объясняется, с одной стороны, более активной сорбци-

Таблица 1. Химический состав воды, мг/л

Table 1. Chemical composition of water, mg/l

Компонент	Пв-1	Пв-2	Пв-9
pH	7.21	7.02	6.98
Cu	0.0017	0.0015	0.0022
Zn	0.078	0.013	0.047
Mn	0.027	0.018	0.020
Cr	<0.01	<0.01	<0.01
Ni	<0.01	<0.01	<0.01
Co	0.0025	0.0013	0.0014
Fe	0.88	0.43	0.56
K	2.58	2.20	2.22
Na	4.48	4.31	4.81
Ca	4.09	5.01	4.98
Mg	1.36	1.50	1.29
HCO ₃ ⁻	40.26	39.04	41.84
F ⁻	<0.1	<0.1	<0.1
Cl ⁻	3.62	3.08	3.02
SO ₄ ²⁻	1.40	1.60	1.55
PO ₄ ³⁻	0.0140	0.0052	0.0100
NO ₂ ⁻	0.01	0.008	0.01
NO ₃ ⁻	0.35	0.65	0.39
NH ₃ + NH ₄	0.50	0.40	0.48
Формула Курлова	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 83 [\text{Cl} 13]}{\text{Na} 45 \text{Ca} 30 [\text{Mg} 16]}$	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 83 [\text{Cl} 11]}{\text{Na} 41 \text{Ca} 36 [\text{Mg} 18]}$	M0.06 $\frac{\text{HCO}_3 85 [\text{Cl} 11]}{\text{Na} 43 \text{Ca} 35 [\text{Mg} 15]}$

ей K⁺ поглощающим комплексом осадков, а с другой – тем, что K является необходимым для жизнедеятельности растений элементом и извлекается водными растениями в больших количествах. Поступление Mg в растворимой форме (бикарбонат Mg) в озеро происходит в основном с поверхностными и подземными водами. Преобладание Ca над Mg (в 3–4 раза) в маломинерализованных водах оз. Песчаное, по-видимому, объясняется составом осадочных пород, в которых кларк Ca составляет 7.28%, кларк Mg – 1.83% (Григорьев, 2009).

Кислотность воды озера нейтральная (pH 6.98–7.21). Согласно классификации О.А. Алёкина (Гусева и др., 1999), вода озера ультрапресная с малой минерализацией, что связано с типом питания озера преимущественно за счет атмосферных осадков (снеговых и дождевых вод). Озеро Песчаное может быть отнесено к мезотрофному типу водоемов (биологическое потребление кислорода в пределах 5 мг O₂/дм³).

Формирование химического состава воды оз. Песчаное в большей степени определяют процессы разложения органического вещества в почвах. Гидрокарбонатно-кальциевый химический состав почвенных, грунтовых и в конечном счете поверхностных вод водоемов формируют именно

процессы разложения большого количества растительных остатков в почвах (Перельман, 1982). В результате минерализации органического вещества образуется углекислый газ, который, растворяясь, дает анион HCO₃⁻. Источником катионов Ca²⁺ служит органическое вещество растительных остатков, содержание кальция в котором достаточно велико (Алексеев, 2000).

Литология и возраст органоминеральных отложений

По гранулометрическому составу органоминеральные отложения представлены песками (1.0–0.1 мм), крупно- (0.10–0.05 мм) и мелкозернистыми (0.05–0.01 мм) алевритами и пелитовой фракцией (<0.01 мм). Мелкозернистый алеврит (27.21–40.59%) и пелитовая фракция (16.70–44.35%) преобладают в составе осадков. Содержание песчаной фракции варьирует по слоям, максимум наблюдается на глубине 560–570 см и составляет 18.73% (табл. 2).

Разрез органоминеральных отложений имеет следующее строение:
0–50 см – почвенно-растительный слой и слаборазложившийся торф;

Таблица 2. Гранулометрический состав отложений

Table 2. Granulometric composition of sediments

Глубина, см	Фракция, %			
	Песок	Алеврит крупнозернистый	Алеврит мелкозернистый	Пелит
190–180	7.11	18.34	34.91	39.64
220–210	0.91	19.77	34.97	44.35
310–300	2.49	20.37	38.31	38.83
460–450	6.19	44.73	32.38	16.7
520–510	5.88	48.48	27.21	18.43
570–560	18.73	22.39	35.22	23.66
650–640	0.95	22.51	40.59	35.95
700–690	0.69	26.46	38.51	34.34
730–720	1.03	22.41	36.89	39.67

50–100 см – торф буро-коричневый с остатками видимых фрагментов растений;

100–400 см – суглинок темно-серый с растительными остатками;

400–500 см – сапропель темно-коричневый до черного;

500–700 см – суглинок серо-коричневый с растительными остатками;

700–750 см – суглинок темно-серый с включением дресвы полевых шпатов и кварца.

Микроскопический анализ керновых проб показал, что в отложениях присутствуют споры и пыльца разнообразных растений, корешки многочисленных видов осок, фрагменты древесины сосны, коры берез и ольхи; выявлено обилие остатков травянистых растений (хвоши, осоки, камыши), а также мхов, зеленых водорослей и диатомовых водорослей. С помощью “Атласа растительных остатков в торфах” (Кац и др., 1977) удалось идентифицировать восемь образцов растительных тканей: зеленые мхи – *Fontinalis anlipyretica* (клетки листа); кора хвойных – ели сибирской или лиственницы даурской – *Picea obovata*; кора хвойных – ели обыкновенной – *Picea excelsa* (глубинный слой коры); углефицированная древесина сосны (?); зеленые мхи – *Meesis triquetra* (стеблевой лист); зеленые мхи – *Drepanoclaus uncinatus* (клетки верхушки стеблевого листа); щитовник болотный – *Dryopteris ihelypteris*; водокрас – *Butomus umbellatus* (клетки корешка).

Результаты радиоуглеродного датирования органоминеральных отложений с глубины 7 м показали, что их возраст составляет 3770 ± 130 радиоуглеродных лет, что соответствует 4162 ± 186 календарных лет. Эта дата относится к позднему периоду голоцена (Walker et al., 2012) и может рассматриваться как время образования озера и приблизительная дата схода оползня. Возраст осадков с глубины 3 м показал дату в 1630 ± 90 радиоуглеродных лет. Эта датировка соответствует также позднему периоду голоцена.

Минеральный состав органоминеральных отложений

Органоминеральные отложения урочища оз. Песчаное образовались в результате смешения неорганических и органических компонентов. Органическая часть отложений – это торф, который представляет собой агрегаты из не полностью разложившихся остатков растений, фрагментов насекомых. Значительное содержание торфа указывает на интенсивное заболачивание озера (табл. 3). В минеральном составе преобладают кварц, полевые шпаты, встречаются амфиболы, пирит, гранат и биотит.

Минимальное содержание торфа зафиксировано на глубине 740–750 см (подошва), что, вероятно, объясняется сходом оползня. Фазовый состав отложений с этой глубины (рис. 2) характеризуется преобладанием кварца и анортноклаза. Образцы органоминеральных отложений, взятых с глубины 170–330 см, отличаются меньшим содержанием кварца по сравнению с образцами с глубины 540–750 см, т. е. с уменьшением глубины возрастает роль аморфной фазы, представленной органическим веществом.

Анализ минерального состава органоминеральных отложений выявил доминирование легкой фракции над тяжелой. В легкой фракции преобладает кварц (максимальное содержание 47.4% отмечено в интервале 740–750 см (подошва)), далее следуют полевые шпаты, встречаются амфибол, микротектиты – очень мелкие стекловидные и металлических (черные магнитные) шарики, часто в пробах преобладают магнитные микротектиты.

В составе тяжелой фракции присутствуют до 20 минералов, среди которых выделяются такие минералы, как пирит, рутил, ильменит, анатаз, гематит, лимонит, магнетит, циркон, золото.

Максимальное содержание кварца в нижней части органоминеральных отложений свидетельствует о том, что первая фаза озерного седиментогенеза

Таблица 3. Состав органоминеральных отложений по данным минералогического анализа, %
Table 3. Composition of organomineral deposits according to mineralogical analysis, %

Компонент	Глубина отбора, см													
	Фракция, мм													
	150–160	260–270	330–340	460–470	580–590	670–680	710–720	740–750						
	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	+0.1	–0.1	Исходная
Магнетит	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.
Ильменит	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Зн.
Гранат	–	–	Ед. зн.	–	–	–	Ед. зн.	–	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Зн.
Лимонит	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	Ед. зн.	–	Ед. зн.	Ед. зн.
Пирит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Амфибол	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Зн.
Апатит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Анаказ	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Дистен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Эпидот	–	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Турмалин	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Зн.
Лейкоксен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Циркон	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Зн.
Гематит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	Ед. зн.
Сфен	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Серицит	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Рутил	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ставролит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Карбонат	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Гидроокислы Fe	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Кварц	Зн.	Зн.	1	Ед. зн.	Зн.	0.1	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	–
Полевой шпат	Зн.	Зн.	0.5	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	47.4
Сланец	–	Ед. зн.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	8.0
Графит	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Слюда (биотит)	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.	–
Микрокрититы магн.	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.
Микрокрититы силикат.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.
Торф	100.0	100.0	98.5	100.0	100.0	99.9	100.0	98.6	100.0	94.3	99.0	92.0	93.0	44.4
Зола древесная	–	Зн.	–	Зн.	–	Ед. зн.	–	–	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Ед. зн.	Зн.
Золото самородное	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2 Зн.	–	1 Зн.

Примечание. Ед. зн. – содержание зерен от 1 до 10 знаков, зн. – содержание зерен от 11 до 100 знаков, прочерк – не обнаружено.

Note. Ед. зн. – from 1 to 10 grains, зн. – from 11 to 100 grains, dash – not determined.

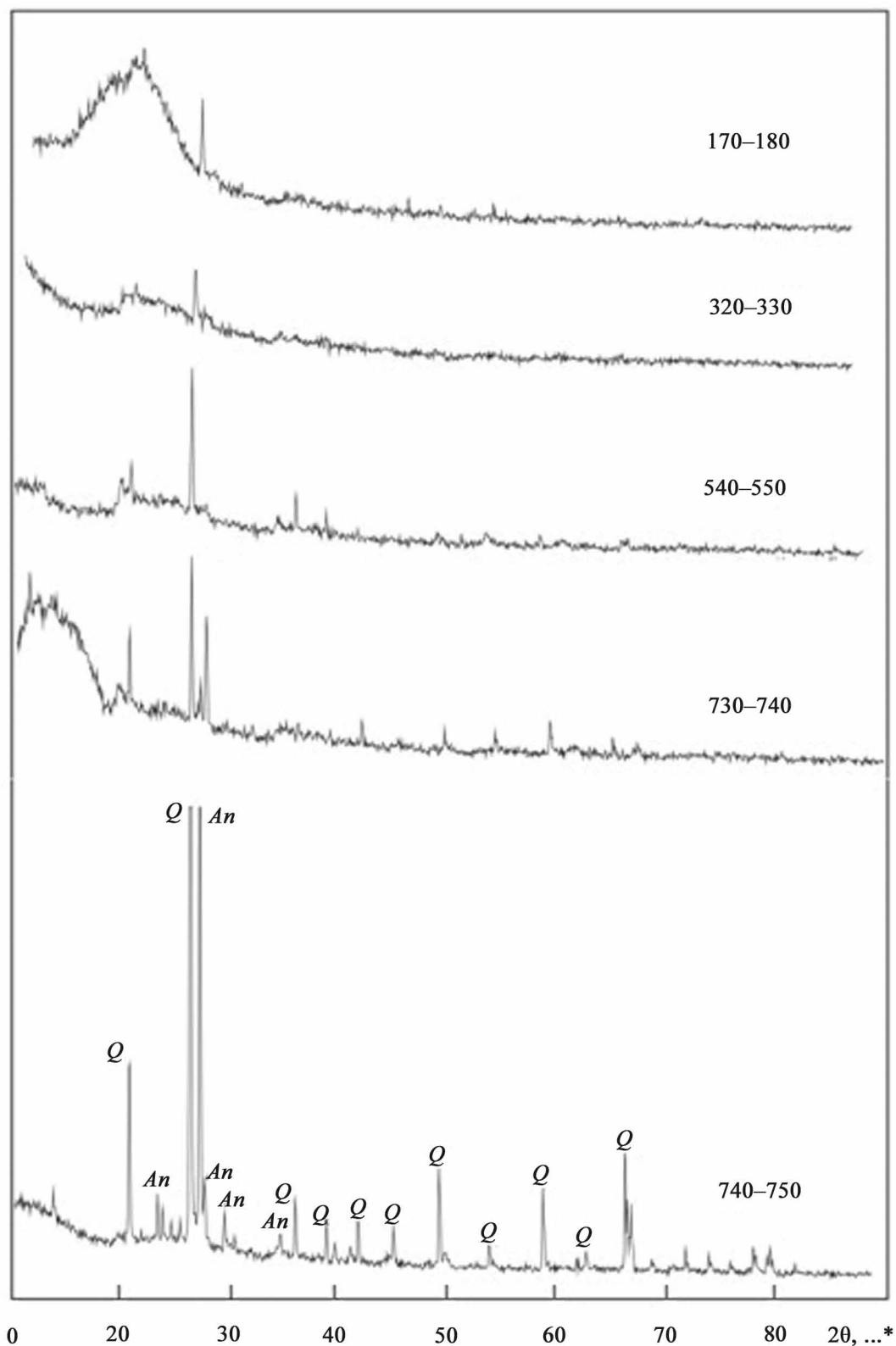


Рис. 2. Дифрактограммы отложений урочища оз. Песчаное.

Q – кварц, *An* – анортотлаз.

Fig. 2. Diffraction patterns of sediments of the tract of Lake Peschanoe.

Q – quartz, *An* – anorthoclase.

в оз. Песчаное характеризовалась накоплением минеральной компоненты. Большая часть минеральной составляющей поступала в отложения в результате выветривания пород водосбора. С позднего периода голоцена в органоминеральных отложениях интенсивно накапливается органическое вещество, что находит отражение в уменьшении минеральной составляющей и увеличении содержания торфа.

Отношение C/N

Органогеохимическим маркером источников поступления и генезиса современного и захороненного органического вещества является широко используемое отношение C/N, которое косвенно подтверждает генетическую связь ОВ осадков с исходным органическим материалом либо автохтонным – планктон, макрофиты – либо аллохтонным – наземная растительность (Ветров и др., 2008; Меленевский и др., 2015). В биопродуцентах C/N-отношение изменяется в широких пределах. Так, например, высшая водная и наземная растительность бедна азотом и имеет высокие значения $C/N = 20-40$ (Ветров и др., 2008). Для органического вещества морского планктона характерны значения C/N, равные 6–7 (Ветров и др., 2008), диатомового планктона – 5.5–7.0 (Харвей, 1948), байкальского фитопланктона – около 10 (Выхристюк, 1980). Поэтому C/N-отношение может служить показателем вклада аллохтонного и автохтонного материала в состав ОВ органоминеральных отложений: при отношении $C/N \leq 12$ доминирует ОВ автохтонного происхождения, при C/N от 12 до 40–47 – ОВ аллохтонного происхождения (Гашкина и др., 2012).

Максимальная концентрация C и N наблюдается в верхних слоях осадков; с глубиной, несмотря на некоторые колебания, количество этих элементов постепенно уменьшается, но не ниже 5.39 и 0.44% соответственно (слой 740–750 см). Снижение содержания ОВ с глубиной определяется в первую очередь распадом органических остатков отложений. Однако не исключено влияние на распределение $C_{орг}$ по вертикали вариаций скорости накопления грунтов и доли захороняемого органического вещества. Валовое содержание $N_{орг}$ по вертикали снижается менее интенсивно, чем $C_{орг}$.

Величина C/N-отношения варьирует с глубиной органоминеральных отложений от 7.2 до 17.0. Наиболее высокие величины C/N отмечены в слоях 100–170, 310–390 и 740–750 см. В составе органического вещества этих слоев большая роль принадлежит аллохтонным органическим остаткам в виде растительного детрита.

Биогеохимические особенности органического вещества отложений

Большое значение для образования органогенных отложений озер имеет синтез первичного органического вещества, который осуществляется автотрофами – фитопланктоном, перифитоном – и высшими водными растениями – макрофитами. Вклад каждой группы автотрофных организмов в величину создаваемой первичной продукции зависит от степени их развития в биоценозе озера. Доминирование либо макрофитов, либо фитопланктона в процессах синтеза органического вещества при формировании озера – результат сочетаний физико-географических (внешневодоемных) и лимнических (внутриводоемных) условий в истории развития озера (Покровская, 1973).

В оз. Песчаное продукция органического вещества образуется преимущественно за счет фотосинтетической деятельности погруженных макрофитов. Такой тип озера относят к “макрофитным” (Покровская, 1973), подразумевая под этим термином определенные свойства их как продуцирующих систем, в которых погруженным макрофитам отведена главная роль при осуществлении единого внутриводоемного процесса синтеза органического вещества, а фитопланктону – второстепенная. Современными продуцентами автохтонного органического вещества в оз. Песчаное являются растения разных эколого-биоморфологических групп. Из полупогруженных макрофитов доминируют касатик гладкий, мытник крупноцветковый, лобelia сидячелистная и различные виды осок, образующие широкую полосу вдоль заболоченных берегов; значительные площади занимают погруженные макрофиты – виды рдестов, уруть, пузырчатка, кубышка малая, водяной орех.

Таким образом, в составе продуцентов органического вещества оз. Песчаное по величине доминируют полупогруженные макрофиты, значительно меньшую биомассу образуют погруженные растения (рдесты, уруть и т. д.).

Спорово-пыльцевой анализ органоминеральных отложений

Спорово-пыльцевой анализ проведен для 10 проб с разных уровней керна скважины. В целом интервал опробования составил 7 м. Микро- и макроостатки растений и животных, содержащиеся в пробах, несут информацию о фитоценозе озера и небольшой прибрежной территории. Споры и пыльца растений, перенесенные ветром и водами ручьев и рек, в том числе и р. Зeya (в половодье), позволяют судить о растительности всего водосборного бассейна, включающего территорию нижнего течения р. Зeya.

Для растительных сообществ четвертичного периода важным параметром является соотношение пыльцы древесной и кустарниковой растительности. Споровые растения составляют фон, и их состав практически не влияет на заключения о климате. На рис. 3 показан спорово-пыльцевой спектр органоминеральных отложений.

Древесная растительность в спорово-пыльцевых спектрах представлена формами, произрастающими в урочище и на близлежащих территориях и в настоящее время. В палиноспектрах преобладает пыльца мелколиственных: березовых *Betula* sp. (53–76%), в меньшем количестве *Alnus* sp. (1.0–3.6%), *Carpinus* sp. (ед.), а среди кустарников – *Corylus* sp. (1.5–19.7%). На близость крупных водотоков указывает участие *Salix* (0.82–2.7%), хотя и в небольшом количестве. Содержание древесной растительности в спектрах всех проб значительное (от 38.5 до 58.6%) за счет пыльцы березовых. В целом ши-

рокое распространение березовых, как и *Quercus mongolica* (4–12%), указывает на существование дубрав кустарничково-разнотравных с примесью березняков (Клименко и др., 2000) как типа растительности и на умеренные климатические условия. Однако доля широколиственных *Ulmus* spp. (0.75–4.35%) и *Tilia manshurica* (0.64–2.46%) в горизонтах 730–740, 720–730, 540–550 см свидетельствует о повышении влажности и несколько большей мягкости температурного режима.

Встречающиеся ореховые (*Juglans manshurica* – 1–2%) входили в состав кедрово-широколиственных лесов с *Pinus* s./g. *Haploxylon* и *Pinus* s./g. *Diploxylon*, реже *Picea*, *Larix*, которые в голоцене деградируют. Если рассмотреть содержание сосновых по разрезу снизу вверх, то можно выделить три зоны: уровни 730–740, 720–730, 700–710 см с низким содержанием – от 7.1 до 11.7%; средним – интервалы 710–720, 690–700, 540–550 см (12.4–

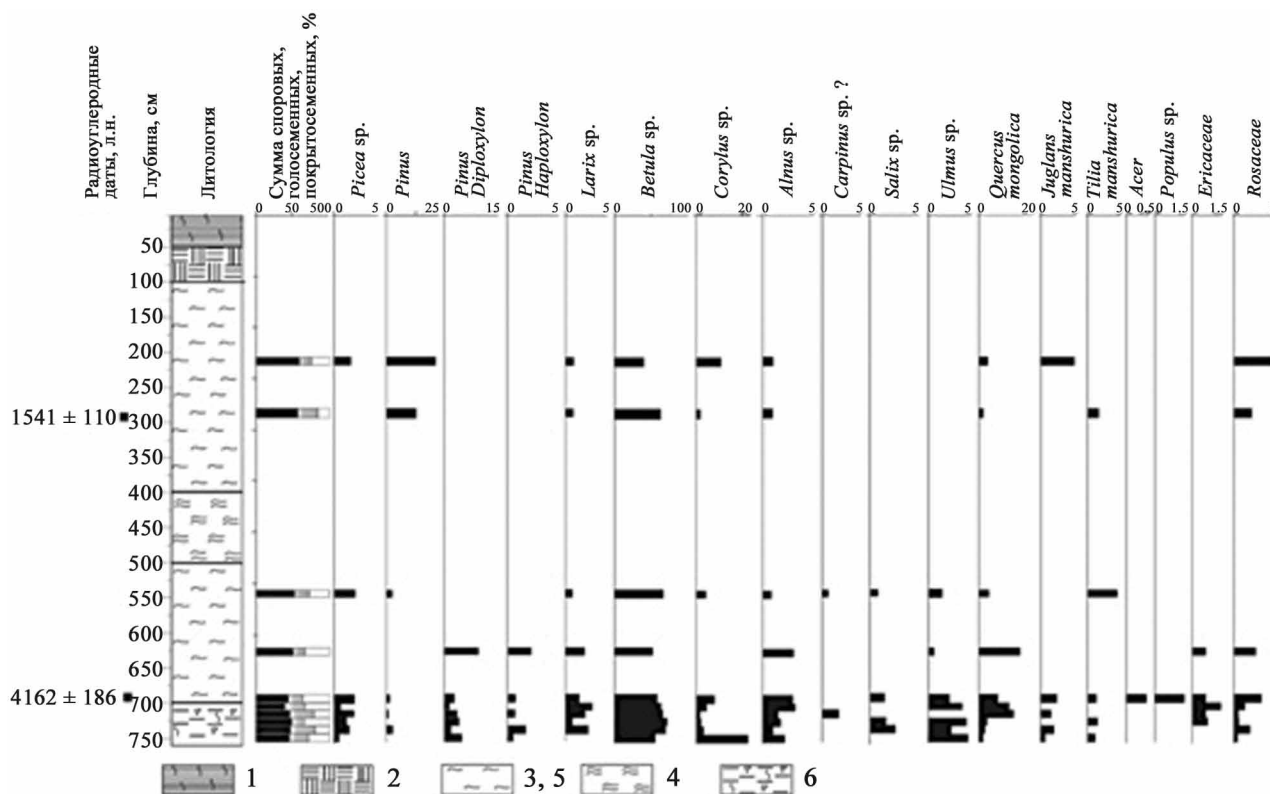


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма органоминеральных отложений.

Здесь и на рис. 4: 1 – 0–50 см – почвенно-растительный слой с остатками водной растительности (и слаборазложившийся торф); 2 – 50–100 см – торф буро-коричневый с остатками видимых фрагментов растений; 3 – 100–400 см – суглинок темно-серый с растительными остатками; 4 – 400–500 см – сапропель темно-коричневый, до черного; 5 – 500–700 см – суглинок серо-коричневый с растительными остатками; 6 – 700–750 см – суглинок темно-серый с включением дресвы полевых шпатов и кварца.

Fig. 3. Spore-pollen diagram of organomineral deposits.

Here and in Fig. 4: 1 – 0–50 cm – soil layer with remnants of aquatic vegetation; 2 – 50–100 cm – brown-brown peat with remnants of visible plant fragments; 3 – 100–400 cm – dark gray loam with plant remains; 4 – 400–500 cm – dark brown to black sapropel; 5 – 500–700 cm – gray-brown loam with plant remains; 6 – 700–750 cm – dark gray loam with the inclusion of feldspar and quartz gruss.

13.9%); высоким содержанием – пробы 630–640, 280–290 см – 20.2–27.0%. Увеличение сосняков может свидетельствовать о понижении температуры (Клименко и др., 2000). В настоящее время среди древесных пород сосновые единичны, а преобладают буковые за счет *Quercus mongolica*. Пыльца *Larix* в пробах встречается в единичных количествах, на территории Зейско-Буреинской равнины ее в естественных сообществах нет, поэтому можно предположить, что спорово-пыльцевые спектры изученных проб отражают период некоторого потепления. Из кустарничков необходимо отметить присутствие вересковых и розоцветных, указывающих на некоторую сухость климата, максимальное содержание которых приходится на интервалы 690–799, 630–640, 220–230 см.

Озеро окаймлено оползневыми блоками, сложенными аллювиальными песчано-галечными осадками миоценового и плиоцен-четвертичного возраста, поэтому наличие в палиноспектрах *Abies*, *Ephedra*, вероятно, обусловлено переотложением из более древних неоген-четвертичных образований белогорской свиты. Их отличают более высокая степень минерализации и темно-бурый цвет пыльцевых зерен. В настоящее время остатки популяции *Ephedra* сохранились в естественном состоянии в районе пос. Чагоян (вверх по течению р. Зей) (Старченко, 2008).

В палинологических спектрах всех проб хорошо выражены фитоценозы водно-болотной растительности (*Nymphaea*, *Trapa*, *Cyperaceae*), луговых ассоциаций (*Campanulaceae*, *Umbelliferae*, *Caprifoliaceae*, *Valerianaceae*, *Polygonaceae*, *Liliaceae*, *Urticaceae* и др.) окрестностей озера и долины р. Зей, которые с большой вероятностью участвуют в палиноспектрах органоминеральных отложений урочища. Пыльца *Cyperaceae* многочисленна в пробах с глубины 630–640, 280–290 см, наряду с *Sanquisorba*, *Thalictrum*, лилейными и злаковыми указывает на распространение долинных луговых ценозов и заболоченных территорий. Пыльца *Artemisia* немногочисленна (3.7–12.3%), ее присутствие, наряду с бобовыми, норичниковыми и гречишными, свидетельствует о наличии степных, даже ксерофильных ценозов (630–640, 280–290, 220–230 см), которые, вероятно, осваивали склоны увалистого рельефа территории и входили в пионерные группировки наряду с мхами, хвощами и папоротниками.

Таким образом, палинологический анализ показывает, что накопление органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное происходило в позднем голоцене, а спорово-пыльцевые спектры отражают растительность, близкую к современной. Климатические показатели того периода были близки к современным, но менее континентальными, возможно, более напоминающими показатели Приморья (Yu et al., 2017).

Геохимическая характеристика отложений урочища

Показатель зольности используется для оценки содержания минеральной и органической составляющих. Количество органического материала в отложениях является важным показателем условий осадконакопления и контролирует биопродуктивность водного бассейна. Часть органического материала поступает за счет водных растений, произрастающих непосредственно в озере; аллохтонный привнос органики формируется с водосборной площади.

Как видно из диаграммы распределения зольности по всему разрезу (рис. 4), органоминеральные отложения урочища характеризуются высокими показателями зольности, разброс варьирует от 38.9 до 86.9% при среднем 59.4%. Зольность увеличивается с глубиной. Зольность осадков в интервале 480–750 см составляет в среднем 68.5%, максимальное значение наблюдалось на глубине 740–750 см (подошва). На участке 170–480 см среднее значение зольности составляет 56.48%; в интервале глубин 0–170 см – 45.73%, что характеризует интенсивное накопление органики в озере.

Следует отметить, что содержание CaO в верхней части разреза возрастает и изменяется в интервале от 0.72 до 0.81%, в то время как на глубине 115–750 см – варьирует от 0.40 до 0.64% (см. рис. 4). Можно предположить, что изменение содержания кальция в органоминеральных отложениях связано с небольшим изменением типа питания озера и трансформацией видового состава растительности.

Анализ геохимических показателей представлен в табл. 4 и на рис. 4. Этот материал стал основой для определения фоновых содержаний элементов в изученных отложениях. При нормальном распределении элемента по разрезу колонки в качестве фона принимается среднеарифметическое значение. Распределение считается достоверно нормальным, если абсолютная величина показателей асимметрии и эксцесса меньше их ошибок репрезентативности в 3 раза и более. В соответствии с методами непараметрической статистики, в качестве максимально правдоподобной средней принимают медиану (Ильин и др., 2000).

Распределение породообразующих элементов (за исключением Mg и Mn), согласно тестам Колмогорова – Смирнова и Шапиро – Уилка, не является нормальным. Критерием оценки изменчивости элементов в толще осадков выступает отклонение концентраций отдельных элементов от их медианы на разных уровнях колонки. Так как распределение породообразующих элементов не является нормальным, в качестве фона были приняты их медианные показатели. Отклонение от медианы в сторону больших значений указывает на тенденцию к

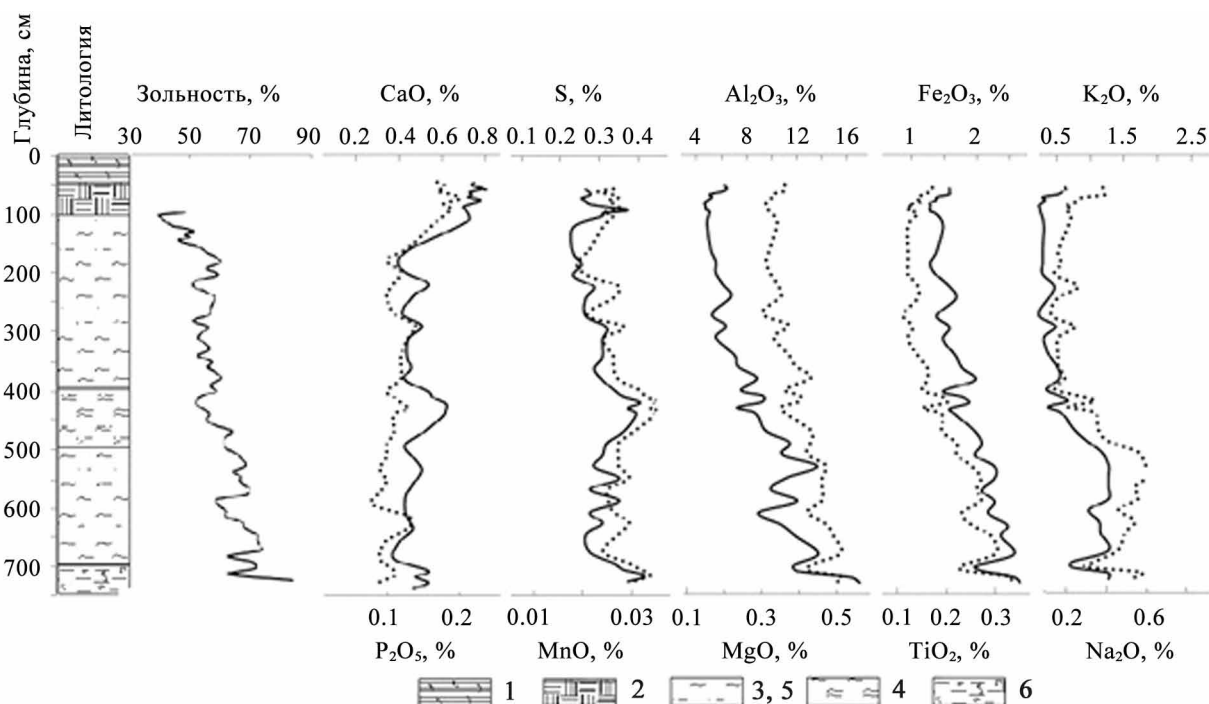


Рис. 4. Литология и химический состав разреза.

Пунктирные линии – элементы со шкалой снизу.

Fig. 4. Lithology and chemical composition of the section.

Dotted lines – items with a scale at the bottom.

аккумуляции элемента, а в сторону меньших значений – на усиление его рассеяния.

По разрезу колонки наблюдаются вариации содержания породообразующих элементов (см. рис. 4). Анализ данных позволил выделить элементы с различным характером распределения по разрезу отложений. Варьирование содержаний Na, Al, P, K, Ti, Fe по профилю значительное, так как $C_v > 25$ (Лакин, 1990), для остальных породообразующих элементов – среднее. Глубины 750–420 см относительно рассчитанных фоновых содержаний характеризуются повышенными концентрациями оксидов Na, Al, K и Mg, Ti и Fe, пониженные концентрации отмечены для P_2O_5 и CaO. На глубине 50–160 см отмечается увеличение концентраций этих элементов.

Распределение микроэлементов по профилю отложений, за исключением Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb, согласно статистическим оценкам, является нормальным. В соответствии с методами непараметрической статистики для Cu, Rb, Y, Mo, Sn, Ba, Tl, Pb в качестве максимально правдоподобной средней приняли медиану. Для остальных элементов с нормальным распределением в качестве фоновых значений для урочища (локальный, местный фон) приняли среднее арифметическое значение их содержаний: Ba – 233.00 мг/кг > Sr – 86.10 > Zn –

79.70 > V – 62.20 > Ce – 43.50 > Zr – 34.20 > Rb – 31.70 > Cr – 30.80 > Ni – 28.00 > Nd – 17.90 > La – 17.30 > Li – 16.10 > As – 14.40 > Cu – 13.70 > Y – 12.80 > Co – 12.70 > Pb – 11.20 > Ga – 9.30 > Sc – 6.81 > Th – 5.84 > Pr – 4.41 > Nb – 3.86 > Sm – 3.58 > Gd – 3.16 > Cs – 2.72 > Dy – 2.61 > Be – 2.52 > Mo – 2.00 > Se – 1.78 > U – 1.75 > Sn – 1.50 > Er – 1.44 > Yb – 1.34 > Hf – 1.07 > Sb – 0.93 > Eu – 0.77 > W – 0.76 > Ho – 0.50 > Tb – 0.45 > Ta – 0.28 > Tl – 0.21 > Tm = Lu – 0.20 > Bi – 0.17 > Cd – 0.14 > Hg – 0.05.

Был рассчитан коэффициент рассеяния K_p микроэлементов в отложениях относительно кларков глин (Turekian, Wedepohl, 1961). Наиболее рассеяны (см. табл. 4) в толще отложений Hg ($K_p = 8$), Tl (6.7), La ($K_p = 5.3$), почти в равной мере Zr, Rb и Li ($K_p = 4.7, 4.4$ и 4.1 соответственно). Для Zn характерны околосларковые содержания ($K_p = 1.2$), концентрации As и Se не превышают кларк ($K_p = 0.1$ и 0.3 соответственно).

Для выявления биогеохимических особенностей формирования состава отложений использовали отношение средней концентрации (медианы) элемента по всему профилю органоминеральных отложений к его концентрации в нижней части (740–750 см), в подошве. Этот показатель обозначается как литологический коэффициент $K_{\text{л}}$.

Таблица 4. Содержание микроэлементов, редких и редкоземельных элементов в отложениях урочища оз. Песчаное, г/т**Table 4.** The content of trace elements, rare and rare earth elements in the sediments of the tract of Lake Peschanoe, ppm

Элемент	Среднее	Медиана	Минимум	Максимум	Стандартное отклонение	Асимметрия	Экссесс	Кларк осадочных пород (Turekian, Wedepohl, 1961)	K _p	K _л
Li	16.1	14.40	8.70	28.70	6.03	0.69	-0.81	66.0	4.1	1.3
Be	2.52	2.20	1.20	4.20	0.83	0.43	-0.97	3.0	1.2	2.1
Sc	6.81	6.00	2.90	11.80	2.35	0.63	-0.75	13.0	1.9	2.4
V	62.2	58.1	27.70	105.00	21.90	0.44	-1.07	130.0	2.1	2.3
Cr	30.8	27.9	12.60	54.90	11.20	0.68	-0.67	90.0	2.9	2.4
Co	12.7	13.8	3.50	20.00	4.29	-0.17	-1.12	19.0	1.5	3.6
Ni	28.0	27.2	8.10	46.80	9.31	0.16	-0.88	68.0	2.4	3.5
Cu	14.8	13.7	7.50	30.20	4.13	1.86	5.09	45.0	3.3	1.8
Zn	79.7	80.7	33.8	136.00	24.80	0.50	-0.41	95.0	1.2	2.4
Ga	9.30	8.30	4.80	18.90	4.11	0.83	-0.45	19.0	2.0	1.1
As	14.4	14.4	3.30	25.20	4.93	-0.04	-0.64	1.3	0.1	4.4
Se	1.78	1.70	0.55	3.50	0.70	0.52	-0.26	0.6	0.3	3.2
Rb	36.4	31.7	22.5	78.10	13.20	1.13	0.85	140.0	4.4	0.4
Sr	86.1	83.1	70.9	163.00	15.50	3.08	14.0	300.0	3.5	0.5
Y	13.8	12.8	5.90	19.50	3.41	0.15	-0.86	26.0	2.0	2.2
Zr	34.2	28.3	21.10	62.10	11.60	0.96	-0.17	160.0	4.7	1.1
Nb	3.86	3.20	2.20	7.30	1.50	0.97	-0.28	11.0	2.8	1.2
Mo	1.93	2.00	0.30	2.60	0.42	-1.25	3.85	2.6	1.3	6.7
Cd	0.14	0.14	0.07	0.24	0.05	0.36	-0.81	0.3	2.1	2.0
Sn	1.64	1.50	0.73	4.60	0.79	1.78	4.10	6.0	4.0	1.5
Sb	0.93	0.90	0.51	1.60	0.27	0.37	-0.79	1.4	1.5	1.2
Cs	2.72	2.60	1.90	4.40	0.68	0.71	-0.34	5.0	1.8	1.1
Ba	262	233	165.00	985.00	128	4.41	24.5	580.0	2.5	0.2
La	17.3	15.7	10.60	25.60	4.60	0.52	-1.14	92.0	5.3	1.6
Ce	43.5	37.9	26.80	66.60	13.30	0.60	-1.24	59.0	1.4	1.6
Pr	4.41	4.00	2.40	6.40	1.16	0.42	-1.24	5.6	1.3	1.8
Nd	17.9	16.1	8.80	26.10	4.63	0.37	-1.15	24.0	1.3	2.0
Sm	3.58	3.20	1.70	5.30	0.93	0.36	-1.11	6.4	1.8	2.1
Eu	0.77	0.69	0.44	1.10	0.21	0.45	-1.34	1.0	1.3	1.8
Gd	3.16	2.90	1.50	4.70	0.85	0.30	-1.23	6.4	2.0	2.1
Tb	0.45	0.41	0.22	0.67	0.11	0.34	-0.96	1.0	2.2	2.1
Dy	2.61	2.30	1.10	3.90	0.72	0.29	-1.04	4.6	1.8	2.4
Ho	0.50	0.45	0.22	0.73	0.14	0.29	-1.08	1.2	2.4	2.3
Er	1.44	1.30	0.65	2.10	0.40	0.33	-1.13	2.5	1.7	2.2
Tm	0.20	0.18	0.09	0.31	0.06	0.35	-1.02	0.2	1.0	2.2
Yb	1.34	1.20	0.59	2.10	0.38	0.34	-1.03	2.6	1.9	2.3
Lu	0.20	0.18	0.09	0.30	0.06	0.37	-1.18	0.7	3.5	2.1
Hf	1.07	0.90	0.67	2.10	0.38	1.04	0.23	2.8	2.6	1.1
Ta	0.28	0.23	0.15	0.56	0.12	0.92	-0.31	0.8	2.9	1.1
W	0.76	0.63	0.43	1.40	0.32	0.81	-0.69	1.8	2.4	1.3
Hg	0.05	0.05	0.01	0.08	0.01	0.14	0.59	0.4	8.0	8.3
Tl	0.23	0.21	0.13	0.53	0.09	1.20	1.45	1.4	6.7	0.4
Pb	14.3	11.2	6.70	36.40	7.46	1.54	2.12	20.0	1.8	0.6
Bi	0.17	0.16	0.08	0.27	0.05	0.65	-0.35	Н. д.	—	2.1
Th	5.84	4.90	3.60	10.90	2.01	0.83	-0.41	12	2.1	1.6
U	1.75	1.40	0.91	3.20	0.62	0.90	-0.39	3.7	2.1	1.9

Примечание. Н. д. – нет данных, K_p – коэффициент рассеяния, K_л – литологический коэффициент.Note. Н. д. – now data, K_p – dispersion coefficient, K_л – lithological coefficient.

Он отражает комплексное влияние гидрохимического фона, литолого-геохимических условий образования отложений, характеризует избирательную способность растений накапливать химические элементы (Перельман, Касимов, 1999), обуславливая тем самым региональные особенности биогеохимического поглощения микроэлементов.

Значения $K_d > 1$ указывают на накопление элемента отложениями, $K_d < 1$ – на захват. В результате расчетов обнаружено, что большая часть элементов накапливается отложениями. Наиболее высоким уровнем накопления характеризуются Hg, Mo, As, самым низким – Pb, Sr, Rb, Tl, Ba. Полученные нами данные согласуются с выводами Я.Ю. Юдовича (1978) об особенностях миграции As и Mo в биосфере за счет их высокой биофильности и способности накапливаться в органическом веществе (углях, сланцах). Например, в торфах содержание Mo часто превышает кларк (Крештапова, 1974).

Самые высокие концентрации микроэлементов, за исключением Hg, Mo, фиксируются в нижних слоях органоминеральных отложений (430–750 см) – их средние содержания до 1.7 раза выше фонового. Вероятно, это связано с тем, что аниогенные элементы слабо мигрируют в условиях резко восстановительной среды и осаждаются на восстановительных барьерах (Перельман, Касимов, 1999). В частности, гидроксиды Fe, Mn служат сорбционным геохимическим барьером для Co, Ni, Pb, Cu и других тяжелых металлов, мигрирующих в основном в катионной форме, а также для некоторых аниогенных элементов. Свидетельством этого выступает высокая корреляция Fe с большинством металлов, за исключением Sr, Mo, Ba. Обнаружены значимые связи между концентрацией Mn и концентрациями Sc, V, Co, Ni, Zn, Y, Zr, Cd, Sn, Sb, Cs, Hf, W, Bi, Th, U, РЗЭ. Вероятно, соосаждение с гидроксидами Fe, Mn является одним из путей поступления металлов в отложения. Коэффициенты корреляции потерь при прокаливании и металлов изменяются от –0.86 (Tl) до 0.19 (As). Исключение составляет Mo, для которого коэффициент корреляции равен 0.64. Слабая корреляционная связь между концентрациями металлов в отложениях и потерями при прокаливании может свидетельствовать о преимущественно терригенном характере поступления микроэлементов в отложения.

Следует отметить, что подошва (740–750 см) характеризуется самыми высокими содержаниями кремнезема. Концентрация SiO_2 составляет 72.6%. Из-за высокого содержания песчаной фракции концентрации других микроэлементов снижены, за исключением Sr, Rb, Ba, Tl. Горизонт 740–750 см сложен главным образом крупнозернистым кварцевым песком.

В пределах 50–420 см при относительно невысокой флуктуации концентрации большинства микроэлементов уменьшаются и становятся ниже

среднего по разрезу. Более своеобразно ведут себя Hg, Cd, Pb, Sn. Верхняя часть отложений – зона новейшего осадкообразования – характеризуется повышенной аккумуляцией Hg (в 1.6 раза), Cd (1.5), Pb (2.6), Sn (в 2.7 раза) относительно принятых нами фоновых значений для урочища. Высокие содержания этих элементов обусловлены, скорее всего, техногенными нагрузками (Shotyk et al., 1996). Локальный ореол рассеяния именно Hg, Cd, Pb, Sn, возможно, связан с близостью железнодорожного пути с тепловозной тягой (в 300 м восточнее озера) и грунтовой автодороги (в 500 м западнее озера). Возраст этого слоя аккумуляции, согласно экстраполяции результатов радиоуглеродного датирования, составляет порядка 230 лет и, на наш взгляд, является завышенным. Он должен находиться в интервале 150–80 лет, что соответствует раннему периоду индустриального освоения исследуемой территории. Вероятно, для последних 200–300 лет аппроксимация метода радиоуглеродного датирования малопригодна.

Условия накопления органоминеральных отложений

Для анализа условий осадконакопления традиционно используют ряд индикаторных отношений химических элементов (рис. 5). Можно построить простую модель осадконакопления с двумя источниками осадочного материала: терригенная компонента и органическое вещество как аллохтонного, так и автохтонного происхождения. Вариации региональных ландшафтно-климатических условий определяют интенсивность поступления терригенного и органического материала, что фиксируется в составе и свойствах отложений.

Информативными индикаторами зрелости осадков и климата являются отношения Ti/Zr (см. рис. 5б) и La/V (см. рис. 5а) (Bhatia, Crook, 1986; Roser et al., 1996). Некоторые темноцветные минералы, обогащенные Ti и V (пироксены, амфиболы и ряд оксидов), быстро разрушаются при транспортировке и седиментации, тогда как более устойчивые циркон, апатит, монацит содержат повышенные концентрации Zr и La (Маслов и др., 2003). Пониженные значения отношения Ti/Zr связаны с относительно большей концентрацией Zr в устойчивых к выветриванию минералах (цирконе) и свойственны более древним, химически зрелым отложениям с высокой долей глинистой фракции (Скляров и др., 2001; Ряченко и др., 2017). Значения соотношения La/V в отложениях урочища оз. Песчаное изменялись от 0.20 до 0.44 (среднее 0.29). Коэффициент вариации модуля La/V составил 21%. Значения соотношения Ti/Zr варьировали от 29 до 37 (среднее 34), коэффициент вариации 5.7%, что свидетельствует о низкой степени химической зрелости отложений.

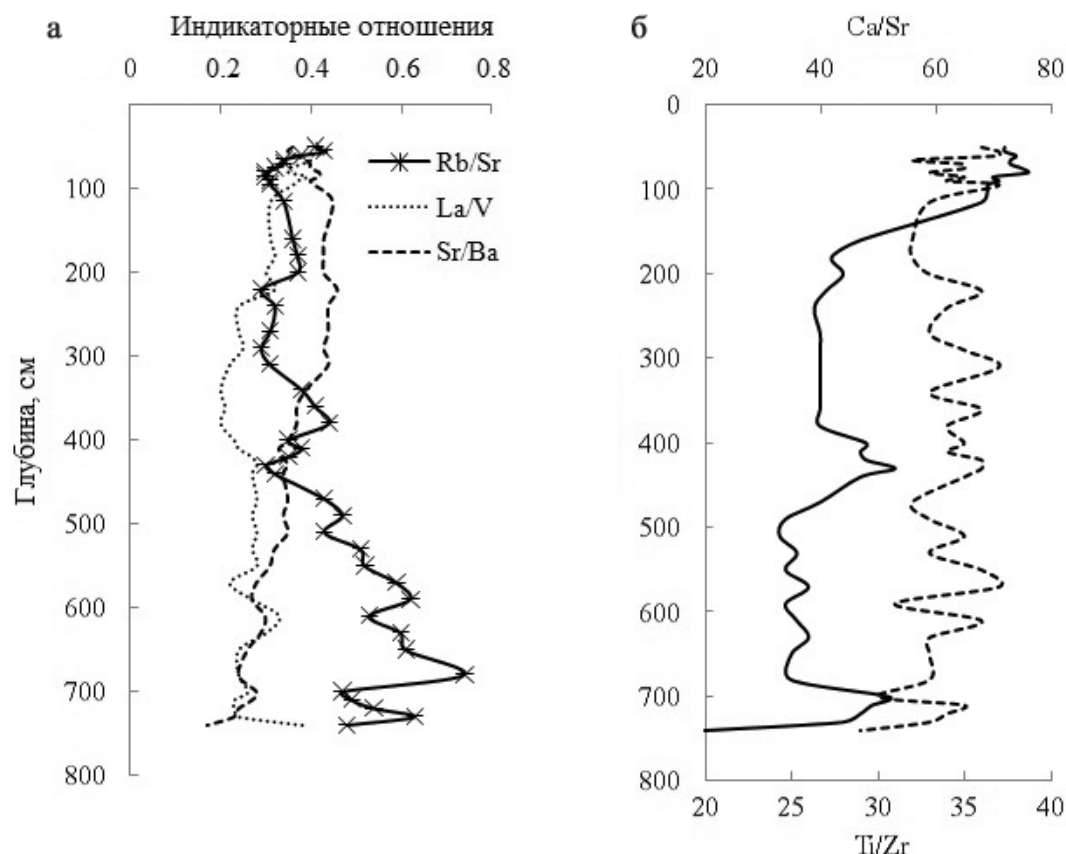


Рис. 5. Индикаторные отношения микроэлементов в органоминеральных осадках урочища оз. Песчаное.
а – отношения Rb/Sr, La/V, Sr/Ba; б – Ca/Sr (сплошная линия, шкала сверху), Ti/Zr (штриховая линия, шкала снизу).

Fig. 5. Indicator ratios of microelements in organomineral sediments of the Lake Peschanoe tract.
а – Rb/Sr, La/V, Sr/Ba ratios; б – Ca/Sr (solid line, scale above), Ti/Zr (dashed line, scale below).

В качестве индикатора интенсивности химического выветривания может быть использовано отношение Rb/Sr (Chen et al., 1999; Jin et al., 2001). Уменьшение значений этого показателя указывает на ослабление процессов физического выветривания, например, за счет похолодания, а увеличение – на усиление процессов физического и химического выветривания. Характер распределения значений модуля Rb/Sr по разрезу органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное имеет тенденцию к возрастанию с глубиной и перепадами по всему профилю. Перепады содержания Rb/Sr объясняются неравномерностью поступления обломочного материала. В мелкообломочном материале процессы выветривания протекают быстрее, происходит более интенсивный вынос Sr, следовательно, и соотношение Rb/Sr увеличивается.

Отношение Sr/Ba традиционно используется как индикатор палеосолёности. При интенсивном химическом выветривании Ba и Sr мигрируют совместно до попадания в морские водоемы. В прибрежных водах Ba быстро связывается с SO_4^{2-} и

выпадает в осадок, Sr мигрирует в более удаленные части водного бассейна. Его осаждение начинается лишь в лагунных обстановках. Следовательно, по значениям соотношения Sr/Ba в осадках можно проследить переход от пресноводных отложений к морским. В пресноводных условиях этот показатель составляет менее 1, в морских – более 1 (Маслов, 2005). Кроме того, соотношение Sr/Ba характеризует геохимические и гидротермические условия осадконакопления. Так, Е.Э. Веретенникова и И.В. Курьина (2014) утверждают, что это отношение отражает разный состав фаз – носителей этих элементов – и тесно связано с увлажнением климата. Барий накапливается в марганцевых конкрециях, а стронций – в карбонатных, что, соответственно, влияет на их дифференциацию по профилю осадков.

Значения индикатора Sr/Ba в органоминеральных отложениях урочища оз. Песчаное варьировали от 0.17 до 0.46, что свидетельствует о пресноводности бассейна седиментации. Возрастание показателя на глубине 70–310 см (разброс от 0.40 до

0.46 при среднем 0.43) характеризует относительное увеличение солености водоема.

Для реконструкции редокс-обстановок используют ряд индикаторных отношений – Mo/Mn, V/Cr и др. (Подковыров и др., 2011). В отложениях застойных водоемов значение Mo/Mn составляет более 0.01, тогда как для осадков хорошо аэрируемых бассейнов этот показатель существенно меньше – 0.001 (Холодов, Недумов, 1991). Средняя величина соотношения Mo/Mn по разрезу колонки органоминеральных осадков урочища составляет 0.0091 ± 0.0024 (минимум 0.002, максимум 0.014). Соотношение Mo/Mn > 0.01 было зафиксировано на глубинах 170–210, 280–370 и 470–500 см, что указывает на наличие застойных обстановок в придонных слоях воды оз. Песчаное. Значение Mo/Mn для остальных глубин находится в интервале 0.002–0.010. Это может свидетельствовать о том, что органоминеральные осадки урочища оз. Песчаное формировались в плохо аэрируемом пресноводном бассейне.

Окислительные условия в бассейне предполагаются при значениях соотношения V/Cr < 2, а показатели 2.00–4.25 и >4.25 указывают на осадконакопление в условиях крайне низкого содержания кислорода и в бескислородных условиях соответственно (Jones, Manning, 1994). Полученные для осадков урочища значения V/Cr по всему профилю не отличаются стабильностью. На уровне 90–170 и 590–640 см эти показатели находятся в пределах 1.7–1.9 ед., что свидетельствует об окислительных условиях в те периоды образования осадков. Для остальных глубин осадкообразование происходило при низком содержании кислорода.

Ca/Sr (см. рис. 5б) рассматривают в качестве климатического критерия, пониженные значения которого связаны с потеплением и увлажнением климатического режима (Рященко и др., 2017). Наиболее высокие значения соотношения Ca/Sr, которые отражают относительное похолодание, наблюдались на глубинах 700–720, 400–440, 50–115 см, что соответствует похолоданию 4300–4100, 2400–2100 и 500–230 лет назад. Анализ органоминеральных отложений урочища оз. Песчаное свидетельствует о том, что в течение последних 4 тыс. лет влажные и прохладные климатические условия неоднократно чередовались. Сравнение полученных данных с историческими сведениями (Клименко и др., 2000) позволяет говорить об очень хорошем совпадении выявленных тенденций.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На правом берегу нижнего течения р. Зей в междуречье Амура и Зей (Амурская область) в результате серии палеоползней сформировался уникальный рельеф урочища оз. Песчаное с тремя линейно вытянутыми крутыми грядами, разделенными меж-

грядовыми понижениями. Результаты радиоуглеродного датирования органоминеральных отложений приподнятой части разреза показали, что озеро образовалось 4162 ± 186 лет назад, что может рассматриваться как время схода первого древнего оползня. Данные палинологического и споропыльцевого анализов подтверждают, что накопление органоминеральных отложений урочища происходило в позднем голоцене.

Минеральный и химический состав отложений связан главным образом с особенностями пород водосборного бассейна. Полученные фоновые содержания химических элементов в органоминеральных отложениях урочища оз. Песчаное могут служить в качестве региональных фоновых уровней для трансграничной территории верхнего и среднего течения р. Амур и притоков, мг/кг: Ba – 233.0, Zn – 79.7, Sr – 86.1, V – 62.2, Ce – 43.5, Zr – 34.2, Rb – 31.7, Cr – 30.8, Ni – 28.0, Nd – 17.9, La – 17.3, Li – 16.1, As – 14.4, Cu – 13.7, Y – 12.8, Co – 12.7, Pb – 11.2, Ga – 9.3, Sc – 6.81, Th – 5.84, Pr – 4.41, Nb – 3.86, Sm – 3.58, Gd – 3.16, Cs – 2.72, Dy – 2.61, Be – 2.52, Mo – 2.00, Se – 1.78, U – 1.75, Sn – 1.50, Er – 1.44, Yb – 1.34, Hf – 1.07, Sb – 0.93, Eu – 0.77, W – 0.76, Ho – 0.50, Tb – 0.45, Ta – 0.28, Tl – 0.21, Tm-Lu – 0.20, Bi – 0.17, Cd – 0.14, Hg – 0.05.

Выделен индустриальный период осадконакопления, который характеризуется увеличением концентраций Sn, Pb, Hg и Cd в верхнем горизонте толщи.

Рассчитанные геохимические коэффициенты свидетельствуют о пресноводности бассейна и чередовании застойных и окислительных обстановок при осадконакоплении. Повышенные значения Ca/Sr связаны с изменением климатического режима в сторону похолоданий, которые происходили в течение последних 4 тыс. лет на данной территории: 4300–4100, 2400–2100, 500–230 лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А. (2000) Экологическая геохимия. М.: Логос, 626 с.
- Веретенникова Е.Э., Курьина И.В. (2014) Эволюция грядово-мочажинного комплекса южнотаяжской подзоны Западной Сибири. *География и природн. ресурсы*, (2), 91-99.
- Ветров А.А., Семилетов И.П., Дударев О.В., Пересыпкин В.И., Чаркин А.Н. (2008) Исследование состава и генезиса органического вещества донных осадков Восточно-Сибирского моря. *Геохимия*, (2), 183-195.
- Выхристюк Л.А. (1980) Органическое вещество донных осадков Байкала. Новосибирск: Наука, 79 с.
- Гашкина Н.А., Моисеев Т.И., Кремлева Т.А. (2012) Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на европейской территории России и Западной Сибири. *Вестн. Тюменского гос. ун-та*, (12), 17-25.
- ГОСТ 26107–84. (1984) Почвы. Методы определения об-

- щего азота. М.: Изд-во стандартов, 6 с.
- ГОСТ 29234.1–91. (1992) Пески формовочные. Методы определения глинистых частиц. М.: Изд-во стандартов, 7 с.
- ГОСТ 11306–2013. (2014) Торф и продукты его переработки. Методы определения зольности. М.: Стандартинформ, 8 с.
- Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 382 с.
- Гричук В.П. (1940) Методика обработки осадочных пород, бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа. *Проблемы физич. географии*, **8**, 53–58.
- Гусева Т.В., Молчанова Я.П., Заика Е.А., Виниченко В.Н., Аверочкин Е.М. (1999) Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. Справ. материалы. М.: Эколайн, 74 с.
- Дарьин А.В., Калугин И.А. (2012) Реконструкция климата горного Алтая по данным литолого-геохимических исследований донных осадков озера Телецкое. *Изв. АН. Сер.: Географическая*, (6), 63–70.
- Ильин В.Б., Сысо А.И., Конарбаева Г.А., Байдина Н.Л., Черевко А.С. (2000) Содержание тяжелых металлов в почвообразующих породах юга Западной Сибири. *Почвоведение*, (9), 1086–1090.
- Кац Н.Я., Кац С.В., Скобеева Е.И. (1977) Атлас растительных остатков в торфах. М.: Недра, 376 с.
- Клименко В.В., Климанов В.А., Кожаринов А.В. (2000) Динамика растительности и климата Амуро-зейского междуречья в голоцене и прогноз их естественных изменений. *Изв. АН. Сер.: Географическая*, (2), 42–50.
- Крештапова В.Н. (1974) Методические рекомендации по оценке содержания микроэлементов в торфяных месторождениях европейской части РСФСР. М.: Мингео СССР, 200 с.
- Лакин Г.Ф. (1990) Биометрия. М.: Высш. шк., 352 с.
- Маслов А.В. (2005) Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учеб. пособ. Екатеринбург: УГГУ, 289 с.
- 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), 502–525.
- Меленевский В.Н., Леонова Г.А., Бобров В.А., Каширцев В.А., Кривоногов С.К. (2015) Трансформация органического вещества в голоценовых осадках озера Очки (Южное Прибайкалье) по данным пиролиза. *Геохимия*, (10), 925–944.
- Методические аспекты палинологии. (1987) (Под ред. И.И. Нестерова). М.: Недра, 223 с.
- Методические рекомендации к технике обработки осадочных пород при спорово-пыльцевом анализе. (1986) (Под ред. Е.Д. Заклинской, Л.А. Пановой). Л.: ВСЕГЕИ, 77 с.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я. (2021) Реакция геохимических характеристик на изменения природной среды голоцена по данным донных отложений озера Малое, остров Итуруп. *Геохимия*, **66**(4), 351–363.
- Общие закономерности возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер (1986) (Отв. ред. Д.Д. Квасов). Л.: Наука, 254 с.
- Перельман А.И. (1982) Геохимия природных вод. М.: Наука, 154 с.
- Перельман А.И., Касимов Н.С. (1999) Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 768 с.
- Подковыров В.Н., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. (2011) Литогеохимия тонкозернистых обломочных пород венда южной части Вычегодского прогиба. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 484–504.
- Покровская Т.Н. (1973) Типизация озер – накопителей органического вещества. *Изв. АН СССР. Сер.: Географическая*, (1), 43–51.
- Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.М. (2014) Макрокомпонентный состав снежного покрова г. Благовещенска. *Вода: химия и экология*, (8), 95–103.
- Рященко Е.Г., Штельмах С.И., Вологина Е.Г. (2017) Микроэлементный состав донных осадков озера Байкал (район Академического хребта). *Отчет. геология*, (2), 59–67.
- Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Миронов А.Г., Бараш И.Г., Буланов В.А., Сизых А.И. (2001) Интерпретация геохимических данных. Учеб. пособ. М.: Интермет Инжиниринг, 288 с.
- Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. (2019) Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата. *Докл. АН*, **487**(1), 54–59.
- Старченко В.М. (2008) Флора Амурской области и вопросы ее охраны: Дальний Восток России. М.: Наука, 228 с.
- Страховенко В.Д. (2011) Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири. Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 33 с.
- Страховенко В.Д., Солотчина Э.П., Восель Ю.С., Солотчин П.А. (2015) Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье). *Геология и геофизика*, **56**(10), 1825–1841.
- Субетто Д.А., Прыткова М.Я. (2016) Донные отложения разнотипных водоемов. Методы изучения. Петрозаводск: КНЦ РАН, 89 с.
- Трутнева Н.В., Елманова В.С., Юсупов Д.В., Скрипникова М.И., Кезина Т.В. (2011) Оползни и их проявления на территории Амурской области. *Вестн. Амурского гос. ун-та. Сер.: Естественные и экономические науки*, (55), 86–96.
- Харвей Х.В. (1948) Современные успехи химии и биологии моря. М.: ИЛ, 224 с.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И. (1991) О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов. *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, (12), 74–82.
- Филатов А.Г. (1998) Геоморфологическая характеристика урочища “Озеро Песчаное”. *География Амурской области на рубеже веков: проблемы и перспективы*. Благовещенск: БГПУ, 31–34.
- Юдович Я.Ю. (1978) Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 264 с.
- Эрдтман Г. (1955) Морфология пыльцы и систематика растений. М.: ИЛ, 486 с.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination

- of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**(2), 181-193. DOI: 10.1007/bf00375292
- Cai S.S., Yu Z.C. (2011) Response of a warm temperate peatland to Holocene climate change in northeastern Pennsylvania. *Quaternary Res.*, **75**, 531-540. DOI: 10.1016/j.yqres.2011.01.003
- Chen J., An Z.S., Head J. (1999) Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their Implications for Monsoon paleoclimatology. *Quaternary Res.*, **51**(3), 215-219. DOI: 10.1006/qres.1999.2038
- Jin Z., Wang S., Shen J., Zhang E., Li F., Ji J., Lu X. (2001) Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**(7), 775-782. DOI: 10.1002/esp.224
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90085-X
- Klimin M., Kuzmin Y., Bazarova V., Mokhova, L., Jull A.J. (2004) Late Glacial-Holocene environmental changes and its age in the Lower Amur River basin, Russian Far East: Gursky peatbog case study. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **223-224**, 676-680. DOI: 10.1016/j.nimb.2004.04.125
- Mancini M.V. (2009) Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest et steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.*, **28**(15-16), 1490-1497. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.01.017
- Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M., Gusev M.N. (2016) The first experience of studying the fraction distribution of heavy metals in sediments of the Zeya river basin (Far east, Russia). *Water, Air, & Soil Pollution*, **227**(12), 438. DOI: 10.1007/s11270-016-3145-z
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. (1996) Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **39**, 1-16. DOI: 10.1080/00288306.1996.9514690
- Schellekens J., Buurman P., Fraga I., Martinez-Cortizas A. (2011) Holocene vegetation and hydrologic changes inferred from molecular vegetation markers in peat, Penido Vello (Galicia, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **299**, 56-69. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.034
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. (1996) Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **145**(1), 1-7. DOI: 10.1016/S0012-821X(96)00197-5
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**(2), 175-192. DOI: 10.1130/0016-7606(1961)72[175:doteis]2
- Van der Linden M., Barke J., Vickery E., Charman D.J., Van Geel B. (2008) Late Holocene human impact and climate change recorded in a North Swedish peat deposit. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **258**, 1-27. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.11.006
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Quaternary Sci.*, **27**(7), 649-659. DOI: 10.1002/jqs.2565
- Yu S.-H., Zheng Z., Kershaw P., Skrypnikova M., Huang K.-Y. (2017) A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia. *Quaternary Int.*, **432**, 79-92. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.07.059

REFERENCES

- Alekseenko V.A. (2000) Ecological geochemistry. Textbook (transfer). Moscow, Logos Publ., 626 p. (In Russ.)
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**(2), 181-193. DOI: 10.1007/bf00375292
- Cai S.S., Yu Z.C. (2011) Response of a warm temperate peatland to Holocene climate change in northeastern Pennsylvania. *Quaternary Res.*, **75**, 531-540. DOI: 10.1016/j.yqres.2011.01.003
- Chen J., An Z.S., Head J. (1999) Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their Implications for Monsoon paleoclimatology. *Quaternary Res.*, **51**(3), 215-219. DOI: 10.1006/qres.1999.2038
- Dar'in A.V., Kalugin I.A. (2012) Reconstruction of the climate of mountain Altai according to the data of lithological and geochemical studies of bottom sediments of Lake Teletskoye. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, (6), 63-70. (In Russ.)
- Erdtman G. (1955) Pollen morphology and plant taxonomy. Moscow, IL Publ., 486 p. (In Russ.)
- Filatov A.G. (1998) Geomorphological characteristics of the "Ozero Peschanoe" tract. *Geography of the Amur Region at the Boundary of the Centuries: Problems and Prospects*. Blagoveshchensk, BSPU, 31-34. (In Russ.)
- Gashkina N.A., Moiseenko T.I., Kremleva T.A. (2012) Peculiarities of distribution of nutrients and organic matter in small lakes and limitation of their trophicity in the European territory of Russia and Western Siberia. *Bull. Tyumen State University*, (12), 17-25. (In Russ.)
- General laws of the emergence and development of lakes. Methods for studying the history of lakes. (1986) (Ed. D.D. Kvasov). Leningrad, Nauka Publ., 254 p. (In Russ.)
- GOST 26107-84. (1984) Soils. Methods for the determination of total nitrogen. Moscow, Publishing house of standards, 6 p. (In Russ.)
- GOST 29234.1-91. (1992) Molding sands. Methods for determination of clay particles. Moscow, Publishing house of standards, 7 p. (In Russ.)
- GOST 11306-2013. (2014) Peat and products of its processing. Methods for determining ash content. Moscow, Standartinform, 8 p. (In Russ.)
- Grichuk V.P. (1940) Technique for treating sedimentary rocks poor in organic residues for pollen analysis. *Problemy Fizicheskoi Geografii*, **8**, 53-58. (In Russ.)
- Grigor'ev N.A. (2009) Distribution of chemical elements in the upper part of the continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 382 p. (In Russ.)

- Guseva T.V., Molchanova Ya.P., Zaika E.A., Vinichenko V.N., Averochkin E.M. (1999) Hydrochemical indicators of the state of the environment. Reference materials. Moscow, Ekolain Publ., 74 p. (In Russ.)
- Harvey H.W. (1948) Modern advances in chemistry and biology of the sea. Moscow, IL Publ., 224 p. (In Russ.)
- Il'in V.B., Syso A.I., Konarbaeva G.A., Baidina N.L., Cherevko A.S. (2000) Heavy metal contents of soil-forming rocks in the south of Western Siberia. *Euras. Soil Sci.*, **33**(9), 950-953 (translated from *Pochvovedenie*, (9), 1086-1090).
- Jin Z., Wang S., Shen J., Zhang E., Li F., Ji J., Lu X. (2001) Chemical weathering since the Little Ice Age recorded in lake sediments: a high-resolution proxy of past climate. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**(7), 775-782. DOI: 10.1002/esp.224
- Jones B., Manning D.A.C. (1994) Comparison of Geochemical Indices Used for the Interpretation of Palaeoredox Conditions in Ancient Mudstones. *Chem. Geol.*, **111**, 111-129. DOI: 10.1016/0009-2541(94)90085-X.
- Katz N.Ya., Katz C.B., Skobeeva E.I. (1977) Atlas of plant residues in peat. Moscow, Nedra Publ., 376 p. (In Russ.)
- Kholodov V.N., Nedumov R.I. (1991) About geochemical criteria of hydrogen-sulfide contamination of waters in old reservoirs. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (12), 74-82. (In Russ.)
- Klimenko V.V., Klimanov V.A., Kozharinov A.V. (2000) Dynamics of vegetation and climate of the Amur-Zeya interfluvium in the Holocene and forecast of their natural changes. *Izv. Akad. Nauk. Ser. Geol.*, (2), 42-50. (In Russ.)
- Klimin M., Kuzmin Y., Bazarova V., Mokhova, L., Jull A.J. (2004) Late Glacial-Holocene environmental changes and its age in the Lower Amur River basin, Russian Far East: Gursky peatbog case study. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **223-224**, 676-680. DOI: 10.1016/j.nimb.2004.04.125
- Kreshtapova V.N. (1974) Guidelines for assessing the content of trace elements in peat deposits of the European part of the RSFSR. Moscow, Mingeo USSR Publ., 200 p. (In Russ.)
- Lakin G.F. (1990) Biometrics. Moscow, Vysshaya shkola Publ., 352 p. (In Russ.)
- Mancini M.V. (2009) Holocene vegetation and climate changes from a peat pollen record of the forest et steppe ecotone, Southwest of Patagonia (Argentina). *Quaternary Sci. Rev.*, **28**(15-16), 1490-1497. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.01.017
- Maslov A.V. (2005) Sedimentary rocks: methods for studying and interpreting the data obtained. Tutorial. Ekaterinburg, UGGU, 289 p. (In Russ.)
- Maslov A.V., Krupenin M.T., Gareev E.Z. (2003) Lithological, lithochemical and geochemical indicators of paleoclimate (on the example of the Riphean of the Southern Urals). *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 502-525. (In Russ.)
- Melenevskii V.N., Leonova G.A., Bobrov V.A., Kashir-tsev V.A., Krivonogov S.K. (2015) Transformation of organic matter in Holocene sediments of Lake Ochki (South Baikal region): evidence from pyrolysis data. *Geochem. Int.*, **53**(10), 903-921 (translated from *Geokhimiya*, (10), 925-944).
- Methodical aspects of palynology. (1987) (Ed. I.I. Nesterova). Moscow, Nedra Publ., 223 p. (In Russ.)
- Methodological recommendations for the technique of processing sedimentary rocks in spore-pollen analysis. (1986) (Eds E.D. Zaklinskaya, L.A. Panova). Leningrad, VSEGEI, 77 p. (In Russ.)
- Minyuk P.S., Borkhodoev V.Y. (2021) Response of geochemical characteristics on the environmental changes in the holocene: data on bottom sediments of Lake Maloe, Iturup island. *Geochem. Int.*, **59**(4), 422-434 (translated from *Geokhimiya*, **66**(4), 351-363). DOI: 10.31857/S0016752521040051
- Perel'man A.I. (1982) Geochemistry of natural waters. Moscow, Nauka Publ., 154 p. (In Russ.)
- Perel'man A.I., Kasimov N.S. (1999) Landscape Geochemistry. Moscow, Astrea-2000 Publ., 768 p. (In Russ.)
- Podkovyrov V.N., Grazhdankin D.V., Maslov A.V. (2011) Lithochemochemistry of the Vendian fine-grained clastic rocks in the southern Vychegda trough. *Litol. Miner. Res.*, **46**(5), 427-446 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 484-504).
- Pokrovskaya T.N. (1973) Typification of lakes – accumulators of organic matter. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (1), 43-51. (In Russ.)
- Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M. (2014) Macrocomponent composition of the snow cover of the city of Blagoveshchensk. *Voda: Khimiya i Ekologiya*, (8), 95-103. (In Russ.)
- Radomskaya V.I., Radomskii S.M., Pavlova L.M., Gusev M.N. (2016) The first experience of studying the fraction distribution of heavy metals in sediments of the Zeya river basin (Far east, Russia). *Water, Air, & Soil Pollution*, **227**(12), 438. DOI: 10.1007/s11270-016-3145-z
- Roser B.P., Cooper R.A., Nathan S., Tulloch A.J. (1996) Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **39**, 1-16. DOI: 10.1080/00288306.1996.9514690
- Ryashchenko E.G., Shtel'makh S.I., Vologina E.G. (2017) Trace element composition of bottom sediments of Lake Baikal (Akademicheskii ridge region). *Otech. Geologiya*, (2), 59-67. (In Russ.)
- Schellekens J., Buurman P., Fraga I., Martinez-Cortizas A. (2011) Holocene vegetation and hydrologic changes inferred from molecular vegetation markers in peat, Penido Vello (Galicia, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **299**, 56-69. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.10.034
- Shotyk W., Cheburkin A.K., Appleby P.G., Fankhauser A., Kramers J.D. (1996) Two thousand years of atmospheric arsenic, antimony and lead deposition recorded in an ombrotrophic peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **145**(1), 1-7. DOI: 10.1016/S0012-821X(96)00197-5
- Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ivanov A.V., Letnikova E.F., Mironov A.G., Barash I.G., Bulanov V.A., Sizykh A. (2001) Interpretation of geochemical data: Textbook. Moscow, Internet Engineering Publ., 288 p. (In Russ.)
- Starchenko V.M. (2008) Flora of the Amur region and issues of its protection: The Far East of Russia. Moscow, Nauka Publ., 228 p. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Kuz'min M.I., Solotchin P.A., Mal'tsev A.E., Leonova G.A., Danilenko I.V. (2019) Authigenic carbonates from holocene sediments of lake Itkul (south of West Siberia) as indicators of climate chan-

- ges. *Dokl. Earth Sciences*, **487**(1), 745-750 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **487**(1), 54-59). DOI: 10.1134/S1028334X19070079
- Strakhovenko V.D. (2011) Geochemistry of bottom sediments of small continental lakes in Siberia. Dis. ... Dr geol. and min. sci. diss. Novosibirsk, IGM SO RAN, 33 p. (In Russ.)
- Strakhovenko V.D., Solotchina E.P., Vosel' Y.S., Solotchin P.A. (2015) Geochemical factors for endogenic mineral formation in the bottom sediments of the Tazheran lakes (Baikal area). *Russ. Geol. Geophys.*, **56**(10), 1437-1450 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(10), 1825-1841).
- Subetto D.A., Prytkova M.Ya. (2016) Bottom sediments of different types of water reservoirs. Study methods. Petrozavodsk, Karel'skii nauchnyi centr RAN, 89 p. (In Russ.)
- Trutneva N.V., Elmanova V.S., Yusupov D.V., Skripnikova M.I., Kezina T.V. (2011) Landslides and their manifestation on the territory of the Amur region. *Vestn. Amurskogo Gos. Un-ta. Ser. Estestvennye i Ekonomicheskie Nauki*, (55), 86-96. (In Russ.)
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**(2), 175-192. DOI: 10.1130/0016-7606(1961)72[175:doteis]2
- Van der Linden M., Barke J., Vickery E., Charman D.J., Van Geel B. (2008) Late Holocene human impact and climate change recorded in a North Swedish peat deposit. *Palaeogeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **258**, 1-27. DOI: 10.1016/j.palaeo.2007.11.006
- Veretennikova E.E., Kur'ina I.V. Evolution of the ridge-hollow complex of the southern taiga subzone of Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy*, (2), 91-99. (In Russ.)
- Vetrov A.A., Semiletov I.P., Dudarev O.V., Peresypkin V.I., Charkin A.N. (2008) Composition and genesis of the organic matter in the bottom sediments of the East Siberian sea. *Geochem. Int.*, **46**(2), 156-167 (translated from *Geokhimiya*, (2), 183-195).
- Vykhristyuk L.A. (1980) Organic matter of bottom sediments of Lake Baikal. Novosibirsk, Nauka Publ., 79 p. (In Russ.)
- Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L.C., Fisher D.A., Long A.J., Lowe J.J., Newnham R.M., Rasmussen S.O., Weiss H. (2012) Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Quaternary Sci.*, **27**(7), 649-659. DOI: 10.1002/jqs.2565
- Yu S.-H., Zheng Z., Kershaw P., Skrypnikova M., Huang K.-Y. (2017) A late Holocene record of vegetation and fire from the Amur Basin, far-eastern Russia. *Quaternary Int.*, **432**, 79-92. DOI: 10.1016/j.quaint.2014.07.059
- Yudovich Ya.Yu. (1978) Geochemistry of Fossil Coals. Leningrad, Nauka Publ., 264 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА Том 22 № 2

Март–Апрель 2022

ISSN 1681-9004 (Print)
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 ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.
в Министерстве цифрового развития, связи и массовых коммуникаций
Российской Федерации

Технический редактор Е.И. Богданова
Корректоры Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 113	Дата выхода в свет 26.04.2022	Формат 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Печать офсетная
Усл. печ. л. 15,6	Уч.-изд. л. 15,6	Тираж 100	Цена 1056 руб. 15 коп. Заказ _____

Институт геологии и геохимии УрО РАН	Екатеринбург, 620110, ул. Акад. Вонсовского, 15
--------------------------------------	---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж.
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 22 No. 2

March–April 2022

ISSN 1681-9004 (Print)
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 PI No. FS77-77043 from October 21, 2019
Ministry of Digital Development, Communications and Mass Media
of the Russian Federation

Technical editor E.I. Bogdanova
Correctors N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 113	Signed in print 26.04.2022	Format 60 × 84 $\frac{1}{8}$	Offset print
Cond. print. sh. 15,6	Found.-publ. sh. 15,6	Circulation 100	Price 1056 rub. 15 kopecks
			Order _____

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS	15 Akad. Vonsovsky st., Ekaterinburg, 620110
--	--

Printed from the ready-made original layout in typography
OOO Universal Printing House “Alpha Print”
2ж Automation Lane, Ekaterinburg, 620049
Тел.: 8 (800) 300-16-00
www.alfaprint24.ru