

ISSN 2500-302X (Online)

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

ЛИТОСФЕРА

Том 24 № 4 2024 Июль–Август

Основан в 2001 году

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

LITHOSPHERE (Russia)

Volume 24 No. 4 2024 July–August

Founded in 2001

Литосфера, 2024. Том 24, № 4

Научный журнал
Основан в 2001 году

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

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, 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 методов

Главный редактор С.Л. Вотяков

Заместитель главного редактора В.В. Мурзин

Ответственный секретарь С.В. Берзин

ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

Редакционная коллегия: А.И. Антошкина, ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГГ 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. Демезко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Маслеников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизенс, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечеухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; 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; 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. Пушкарев, 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. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Россия
Тел. (343) 287-90-45, тел./факс: (343) 287-90-12
E-mail: lithosphere@igg.uran.ru

© Институт геологии и геохимии УрО РАН
© Авторы статей

Lithosphere (Russia), 2024. Volume 24, No. 4

Scientific journal
Founded in 2001

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

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

Editor-in-chief Sergei L. Votyakov

Deputy Editor-in-chief Valerii V. Murzin

Secretary Stepan V. Berzin

IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia

Editorial board: Anna I. Antoshkina (Institute of Geology, Komi SC UB of RAS, Syktyvkar, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar Seltmann (Natural History Museum, London, Great Britain); Efim S. Kontar' (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Mikhail G. Leonov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Petr S. Martyshko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Maslennikov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Andrei V. Maslov (Geological Institute, RAS, Moscow, Russia); Gunar A. Mizens (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Fancong Meng (Institute of Geology, Chinese Academy of Geologic Sciences, China); Viktor M. Necheukhin (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); 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); Sergei N. Kashubin (All-Russian Geological Institute, St.Petersburg, Russia); Sergei V. Kornilkov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); 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 24, № 4, 2024

Гравитационно-геологическая модель района Полярно-Уральского трансекта <i>Н. П. Костров, К. С. Иванов</i>	587
Минеральный состав и модель формирования аподоломитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна <i>Е. В. Кислов, И. С. Гончарук, В. В. Вантеев</i>	609
Последовательность деформаций в обрамлении гипербазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) <i>С. Н. Сычев, К. В. Куликова, А. С. Шуйский, Р. В. Веселовский, А. В. Травин</i>	629
Метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород в обрамлении Суундукского гранитогнейсового массива (Южный Урал) <i>А. Ю. Кисин, Д. А. Озорнин, М. Е. Притчин, В. В. Мурзин</i>	642
Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал) <i>О. В. Гракова, К. С. Повасев</i>	661
Новые данные о возрасте циркона гранитов Адуйского массива <i>С. В. Прибавкин, М. Д. Вишнякова</i>	675
Геологическое положение и вещественный состав песчаников листовенной и марчетинской свит засурьинской серии Горного Алтая <i>А. К. Крутикова, И. Ю. Сафонова, О. Т. Обут, А. А. Перфилова, И. А. Савинский, Н. В. Сенников, Б. Ган</i>	686
Самородное золото в Полдневском месторождении демантоида <i>В. В. Мурзин, Е. С. Карасева, А. Ю. Кисин</i>	710
О внешнеотсчетном статусе зональных биохронологических шкал <i>В. В. Черных</i>	722
Микрофаунистическая характеристика микитовской свиты нижнего карбона в разрезе полуострова Горякова острова Северный архипелага Новая Земля <i>Т. И. Степанова</i>	735

Contents

Volume 24, No. 4, 2024

Gravitationally-geological model of the Polar Urals transect <i>N. P. Kostrov, K. S. Ivanov</i>	587
Mineral composition and formation model of dolomite type nephrite, Voimakan deposit, Middle-Vitim mountain country <i>E. V. Kislov, I. S. Goncharuk, V. V. Vanteev</i>	609
Sequence of deformations in frame of Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals) <i>S. N. Sychev, K. V. Kulikova, A. S. Shuyskiy, R. V. Veselovskiy, A. V. Travin</i>	629
Metamorphism and metasomatism of carbonate rocks in the frame of the Suunduk granite-gneiss massif (Southern Urals) <i>A. Yu. Kisin, D. A. Ozornin, M. E. Pritchkin, V. V. Murzin</i>	642
Rare-earth minerals in pre-Cambrian rocks of the Lyapinskii anticlinorium (Subpolar Urals) <i>O. V. Grakova, K. S. Popvasev</i>	661
New data on the zircon age of Adui pluton granites <i>S. V. Pribavkin, M. D. Vishnyakova</i>	675
Geological position and composition of sandstones in the Listvenny and Marcheta Formations of the Zasukh'ya Series, Gornyy Altay <i>A. K. Krutikova, I. Yu. Safonova, O. T. Obut, A. A. Perfilova, I. A. Savinskiy, N. V. Sennikov, B. Gan</i>	686
Native gold in the Poldnevskoye demantoid deposit <i>V. V. Murzin, E. S. Karaseva, A. Yu. Kissin</i>	710
On the external indicating status of zonal biochronological scales <i>V. V. Chernykh</i>	722
Microfaunistic characteristics of the Lower Carboniferous Mikitovian Formation in the section of the Goryakov Peninsula, Severny Island, Novaya Zemlya archipelago <i>T. I. Stepanova</i>	735

Гравитационно-геологическая модель района Полярно-Уральского трансекта

Н. П. Костров, К. С. Иванов

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mails: kostrov65@ya.ru; ivanovks55@ya.ru

Поступила в редакцию 14.07.2023 г., принята к печати 15.09.2023 г.

Объект исследования. Район Полярно-Уральского сейсмотрансекта. **Цель.** Построить и рассмотреть новую гравитационную компьютерную модель района Полярно-Уральского сейсмотрансекта, состоящую из 29 слоев и 225 388 ячеек. **Материалы и методы.** Геологические, гравимагнитные и сейсмические данные по Полярно-Уральскому сейсмотрансекту (А.В. Рыбалка и др.), авторский метод моделирования. **Результаты.** Построена новая геолого-геофизическая модель, которая уточняет представления о геологическом строении востока Полярного Урала и фундамента (доюрского основания) западной части Западно-Сибирской плиты вдоль Полярно-Уральского сейсмотрансекта до глубины 15 км. Проведенные нами исследования в целом подтвердили высокое качество работ авторов Полярно-Уральского сейсмотрансекта во главе с А.В. Рыбалкой. Представляемая в статье модель конкретизирует представления о строении земной коры вдоль трансекта. Уточнена геологическая карта фундамента Приуральской части Западно-Сибирской плиты. Так, по карте аномального магнитного поля введены многочисленные массивы серпентинитов; в гранитогнейсах выделены участки различной плотности ($2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.02$, $2.67 + 0.09$ г/см³); в северной части карты модель образована четырьмя группами пород плотностью $2.67 + 0.12$, $2.67 + 0.05$, $2.67 + 0.06$ и $2.67 + 0.08$ г/см³; эта же формация к юго-востоку от трансекта смоделирована породами плотностью $2.67 + 0.19$, $2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.14$, $2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.04$ г/см³. Также введены граниты габбро-гранитной формации, расположенные в основном севернее Салехарда, к ним с северо-запада и юго-востока примыкают эффузивы кайнотипного облика (преимущественно базальты) триаса. Введены габбро и неизменные гипербазиты в юго-восточной части карты. **Выводы.** Построена плотностная 3D-модель в окрестности Полярно-Уральского сейсмотрансекта с привлечением карты аномального магнитного поля. Уточнена геологическая карта района.

Ключевые слова: гравитационное поле, сейсмопрофиль, гравитационное компьютерное моделирование, геодинамика, глубинное строение, Урал, Западная Сибирь

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН по государственной бюджетной теме лаборатории региональной геологии и геотектоники (тема № 123011800014-3)

Gravitationally-geological model of the Polar Urals transect

Nick P. Kostrov, Kirill S. Ivanov

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: kostrov65@ya.ru; ivanovks55@ya.ru

Received 14.07.2023, accepted 15.09.2023

Research subject. The Polar Urals seismic transect area. **Aim.** To develop and consider a new gravitational computer model of the Polar Urals seismic transect, containing 29 layers and 225,388 cells. **Methods.** Geological, gravity and magnetic, and seismic data on the Polar Urals seismic transect (A.V. Rybalka et al.); the authors' modeling method. **Results.** A new geological and geophysical model was developed. This model refines the existing ideas on the geological structure of the Polar Urals and the basement (Pre-Jurassic basement) of the Western part of the West-Siberian plate along the Polar Urals seismic transect to the depth of 15 km. Our studies have confirmed the high quality of works on the Polar Urals seismic transect headed by A.V. Rybalka. The developed model gives a more detailed representation of the structure of the Earth crust along the transect. The geological map of the basement of the Pre-Urals part of the West-Siberian plate was refined. Thus, according the geomagnetic map, we included numerous arrays of serpentinite; in granite-gneiss, we allocated different density areas ($2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.02$, $2.67 + 0.09$ g/cm³); in the North part of the map, the model consist of four

Для цитирования: Костров Н.П., Иванов К.С. (2024) Гравитационно-геологическая модель района Полярно-Уральского трансекта. *Литосфера*, 24(4), 587-608. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-587-608>

For citation: Kostrov N.P., Ivanov K.S. (2024) Gravitationally-geological model of the Polar Urals transect. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 587-608. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-587-608>

© Н.П. Костров, К.С. Иванов, 2024

group of the rock of different density $2.67 + 0.12$, $2.67 + 0.05$, $2.67 + 0.06$ and $2.67 + 0.08$ g/cm³; this formation to the Source-East of the transect is modeled by rocks with density $2.67 + 0.19$, $2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.14$, $2.67 + 0.06$, $2.67 + 0.04$ g/cm³. We also introduced granite of the gabbro-granite formation mainly northward of the city of Salekhard. Cenotypical effusive Triassic rocks (mainly basalt) join to them from North-West and Source-East. In the Source-East corner of the map we introduced gabbro and unweathered ultrabasite. *Conclusion.* A 3D density model in the vicinity of the Polar Urals seismic transect using an anomalous magnetic map was developed. The geological map of the region was clarified.

Keywords: *gravitational field, seismic profile, gravitational computer modeling, geodynamics, deep structure, Urals, West-Siberia*

Funding information

The research was carried out as part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 123011800014-3)

Acknowledgements

The authors express their gratitude to doctor of physico-mathematical sciences A.S. Dolgal for discussion of the article and useful comments.

ВВЕДЕНИЕ

Полярно-Уральский трансект (ПУТ) является третьим и, по всей видимости, уже последним современным сейсмическим разрезом, выполненным вкрест простирания Уральского складчатого пояса. Он дополняет ранее выполненные трансекты Уралсейс-95 на севере Южного Урала (по линии Стерлитамак–Магнитогорск–Николаевка (Глубинное строение..., 2001; и др.)) и на Среднем Урале (СУТ, международное название ESRU (Рыльков и др., 2013; и др.)) через Уральскую сверхглубокую скважину СГ-4. Главной задачей всех трех сейсмотрансектов через Урал было получить объемную модель строения Урала, что, очевидно, важно и для адекватной оценки металлогении региона. Значение этих сейсмопрофилей трудно переоценить, это “золотой фонд” уральской геофизики, и к данным, полученным в результате их проведения, будут многократно обращаться в течение очень продолжительного времени.

ПУТ выполнен на Полярном Урале в течение трех лет, в 2006–2008 гг. Основным исполнителем работ на Полярно-Уральском трансекте было ОАО “Баженовская геофизическая экспедиция”, сотрудники которой (А.В. Рыбалка и др.) выполнили сейсморазведку МОВ-ОГТ и комплексную интерпретацию материалов. Субподрядные работы проводились следующими организациями: ООО “Северо-Запад” – электроразведочные работы АМТЗ, МТЗ, ГМТЗ; Институт геологии и геохимии УрО РАН – геохимические и геохронологические исследования (группа Ю.Л. Ронкина); ГФУП “ВНИИГеофизика” – исследования методами ГСЗ, МПВ, МОВЗ, этой же организацией проводились буровзрывные работы для ГСЗ-МПВ.

По результатам исследований на Полярно-Уральском трансекте в 2010 г. на восточном окончании ПУТ начато бурение Янгиноганской параметрической скважины. Проектная глубина скважи-

ны – 4000 м, фактическая – 4097 м. Основной задачей бурения скважины ставилось выяснение природы и флюидонасыщения зоны повышенной электропроводности, связанной с областью высокой отражательности и проводимости в средней коре (Рыбалка и др., 2011). Результаты бурения этой скважины представлены в работах (Горбачев и др., 2013; Угрюмов, Воронов, 2014; Иванов и др., 2016; Бочкарев и др., 2022; и др.).

В фондах существует объемный отчет по объекту “Полярно-Уральский трансект” (Отчет партии ГСЗ за 2006–2008 гг.). Его авторы (А.В. Рыбалка и др.) также опубликовали свои результаты в ряде статей (Золотов и др., 2008; Куликов, Яковлев, 2008; Rybalka et al., 2011; Костюченко и др., 2012; Рыльков и др., 2013; и др.), из которых главной является статья (Рыбалка и др., 2011). Но весьма обширная фактура, полученная при проведении Полярно-Уральского трансекта, остается в основном “за кадром” и геолого-геофизическая общественность знакомится главным образом лишь с выводами, сделанными этими исследователями. Часто при этом бывает не вполне понятно, что же действительно было установлено, а что лишь в той или иной мере является обоснованными предположениями авторов трансекта. Поэтому нами предпринята (с использованием иных методических приемов, часть из которых авторские (Kostrov, 2007; Костров, Иванов, 2017)) новая интерпретация профиля, аппроксимирующего Полярно-Уральский трансект, которая облегчалась и тем, что К.С. Иванов был одним из рецензентов отчета по работам по трансекту и имел возможность при этом детально ознакомиться с весьма обширными исходными экспериментальными данными.

Полярно-Уральский трансект имеет протяженность 300 км и пересекает все главные структуры Урала. Ширина полосы сопутствующих исследований вдоль линии профиля составляла около 50 км.

Глубина изучения декларировалась авторами ПУТ как 70 км, впрочем, очевидно, что с увеличением глубины достоверность результатов и выводов закономерно снижается.

Западная граница трансекта располагается в Предуральском прогибе, далее на восток ПУТ пересекает пакеты батиальных (преимущественно кремнисто-терригенных) пластин Лемвинского аллохтона, Харбейский антиклинорий метаморфических толщ, Войкарский вулканогенный синклинорий и Восточно-Уральскую мегазону, перекрытую чехлом мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской плиты.

В результате работ отмеченных выше коллективов по объекту ПУТ создана глубинная геолого-геофизическая модель Полярного Урала в сечении опорного геолого-геофизического профиля – “Полярно-Уральский трансект”, состоящий из глубинной сейсмической модели (набора сейсмических разрезов, отражающих положение основных сейсмических границ в земной коре), глубинной геоэлектрической модели (разреза, отражающего положение геоэлектрических границ и областей аномально высокой проводимости в земной коре и верхней мантии) и комплексной геолого-геофизической модели, учитывающей как вновь полученные данные, так и многочисленные ранее существовавшие геолого-геофизические материалы, в первую очередь данные геологического картирования (Государственная..., 2005а, б; 2008; и др.).

Одним из примечательных результатов ПУТ (Рыбалка и др., 2011; и др.) стало то, что наиболее выразительные элементы разреза МОВ-ОГТ (осадочный чехол и наклонные отражатели преимущественно тектонической природы в пределах “открытого” Урала) практически никак не отобразились на разрезах ГСЗ и МОВЗ. Более того, в складчато-надвиговой области западного (палеоконтинентального) сектора Урала все системы отражателей различного, в том числе и крутого, падения и все объекты различной глубины залегания и возраста сечет практически горизонтальная граница K_1 (Рыбалка и др., 2011; и др.). Таким образом, эта граница не имеет ничего общего с геологической структурой верхней части разреза (детальнее см. (С.Н. Иванов, К.С. Иванов, 2018)). Похожая картина складывается и на больших глубинах (Рыбалка и др., 2011; Рыльков и др., 2013; и др.). И хотя в средней и нижней коре, как правило, отсутствуют крутонаклонные отражающие границы, тем не менее и здесь в большинстве случаев субгоризонтальные границы ГСЗ секут пологонаклонные отражающие границы или области смены отражательности, фиксируемые на разрезе МОВ. Сопоставление разреза ГСЗ и МОВЗ также свидетельствует о том, что границы ГСЗ более пологие, чем границы МОВЗ.

МЕТОДИКА РАБОТ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наши основные усилия в рамках этой работы сосредоточены преимущественно на восточной части ПУТ, поскольку в пределах “открытого” Урала, покрытого кондиционными государственными геологическими картами разных масштабов, геолого-геофизическая изученность все же гораздо лучше, чем у фундамента Западно-Сибирской плиты. Восточная часть Войкарской зоны и все более восточные палеозойско-триасовые структуры, пересекаемые ПУТ, перекрыты неконсолированными мезокайнозойскими осадками Западно-Сибирского мегабассейна. Наиболее выразительно на разрезе МОВ-ОГТ видна граница осадочного чехла с подстилающим фундаментом. В целом, по сейсмическим данным, фундамент монотонно погружается на восток до глубин 2 км у восточного окончания ПУТ (Рыбалка и др., 2011; и др.). Местами в поверхности фундамента (доюрского основания) проявляются синформные или грабенообразные погружения.

В самом верху разреза выделяется осадочный чехол, причем принципиально отличающийся по мощности и строению для западной Предуральской и восточной Западно-Сибирской частях. На “открытом” Урале в верхней части разреза (около 10 км) проявляется реологически хрупкая консолидированная верхняя кора с интенсивными крутопадающими отражателями внутри нее (Рыльков и др., 2013). Аномально повышенная отражательность с субгоризонтальными отражающими зонами в средней коре зафиксирована лишь под Центрально-Уральским поднятием. Выразительная отражательность в нижней коре проявляется лишь под Восточно-Уральским поднятием. Под всем “открытым” Уралом какая-либо заметная отражательность в нижней коре отсутствует. Под Предуральским прогибом признаки отражательности в нижней коре присутствуют, но они едва заметны, нижнекоревая отражательность здесь радикально менее интенсивна, чем под Восточно-Уральским поднятием. Граница затухания нижнекоревой отражательности, интерпретируемая обычно как граница Мохо, может быть прослежена более-менее уверенно лишь в восточной части разреза, т. е. в пределах Западно-Сибирской плиты (Рыбалка и др., 2011).

Кроме авторов ПУТ, его интерпретацией занимались и другие исследователи. Так, В.В. Юдиным и Д.Н. Ремизовым (2014) опубликована “сбалансированная геодинамическая модель по профилю ПУТ”. Однако эта двумерная модель (2D), представлена только в виде тезисов, а главное, построена в области, в которой 2D-модели гравитационного поля не применимы в принципе (детальнее см. ниже).

В.С. Дружинин с коллегами (2014) изобразили ПУТ в виде отрезка прямой линии на тектонической карте масштаба 1 : 10 000 000. Однако это не соответствует фактической линии проведения ПУТ: так, населенные пункты, изображенные на рис. 1 в работе (Рыбалка и др., 2011), дают ясное понимание того, что сейсмический профиль идет с запада на восток около 70 км и проходит вблизи населенных пунктов Елецкий и Полярный, а затем поворачивает на ЮВ примерно на 35°.

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ

Авторский метод моделирования геофизических полей описан в работе (Kostrov, 2007), система моделирования приведена в статье (Костров, Иванов, 2017). Этот метод включает как 2D-, так и 3D-моделирование. Изначально, основываясь на двумерных сейсмических моделях (Рыбалка и др., 2011; Рыльков и др., 2013; и др.), мы пытались применить 2D-моделирование. Но в результате лишь убедились в неприменимости этого подхода вблизи ПУТ. На карте аномального гравитационного поля данного региона также можно видеть, что данное поле даже не напоминает поле от двумерных структур (например, подобное полю вдоль линии, аппроксимирующей Средне-Уральский трансект в диапазоне 185–245 км (Иванов, Костров, 2017)).

3D-моделирование заключается в стандартном разбиении объекта на ряд элементарных ячеек – параллелепипедов, в наделении каждого параллелепипеда определенными свойствами (в данном случае плотностью) и подсчету суммарного влияния от каждого параллелепипеда в конкретной точке. Изменяя параметры параллелепипедов определенным образом, мы получаем модельное поле с той или иной точностью (см. рис. 2). Формально существует бесконечно много моделей, удовлетворяющих наблюдаемому гравитационному полю. Поэтому мы при подборе опирались на ограничения, которые следуют из геологических представлений о том или ином объекте. Конечно, из-за неполноты наших знаний приходилось придерживаться общих принципов, используя в том числе геологические данные по данному региону (Перфильев, 1968; Язева, Бочкарев, 1984; Иванов и др., 2003, 2014, 2017, 2018, 2021; Кузнецов и др., 2006; Ананьева и др., 2008; Литосфера..., 2008; Основные черты..., 2010; Пыстин, Пыстина, 2015; Вахрушева и др., 2017; Пучков, Иванов, 2020) и геологические гипотезы.

Для моделирования гравитационного поля мы использовали сводную гравиметрическую карту масштаба 1 : 200 000, которая построена в редукции Буге в условном уровне при плотности промежуточного слоя, общепринятой для Урала, – 2.67 г/см³ и сечением изоаномал 2.0, 1.0 и 0.5 мГал в зависимости от масштаба использованных съе-

мок (Отчет партии ГСЗ за 2006–2008 гг.). В западной и восточной частях трансекта, где мезозойско-кайнозойские осадки перекрывают структуры кристаллического фундамента, плотность промежуточного слоя близка к 2.30 г/см³. Искажения гравитационного поля при этом для западной части региона исследований (абсолютные отметки гипсометрического поля здесь изменяются от 100 до 180 м) составят 1.5–2.8 мГал, в восточной части абсолютные отметки дневного рельефа – 10–70 м, искажения гравитационного поля будут составлять 0.15–1.1 мГал (Отчет партии ГСЗ за 2006–2008 гг.), что практически не повлияло на результат моделирования: разностное гравитационное поле (невязка подбора) имеет амплитуду от –3 до 3 мГал (что составляет 5% от размаха наблюдаемого поля).

Таким образом, мы пользуемся общепринятыми значениями плотности промежуточного слоя, методику определения которой дана, например, в работе (Долгаль, 2012).

Модель

ПУТ начинается на западе, в районе 67°03'11" с. ш. 63°04'40" в. д. (пос. Сейда). Система координат (рис. 1) повернута на –0.6083442 радиана относительно точки (11601378.43, 7442028.43) вблизи пос. Полярный, GPS координаты точки N67°3'23.58", E65°21'14.3676"). В этой точке ПУТ поворачивает к юго-востоку (см. врезку на рис. 1). Таким образом, ось X направлена на юго-восток, ось Y лежит в горизонтальной плоскости перпендикулярно оси X, а ось Z направлена вверх.

В горизонтальной плоскости XOY размеры ячеек одинаковые, 1800 на 1800 м. Поскольку разрешающая способность метода постепенно уменьшается с глубиной, то и размер по оси Z меняется: в слоях от –2200 до 0 м составляет 200 м, от –7200 до –2200 м – 500 м, от –8000 до –7200 м – 800 м, с –15 000 до –8000 м – 1000 м. Количество ячеек в каждом слое 7772. Плотность каждой ячейки считается постоянной.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Далее используем только $\Delta\sigma$, т. е. эффективную плотность. На следующих рисунках показаны, кроме плотности, изображенной цветом в соответствии с рис. 2г, контуры пород геологической схемы, модифицированной нами.

На рис. 3 можно видеть резкую границу между структурами фундамента и осадочным комплексом ($\Delta\sigma = -0.47$ г/см³). По картам слоев модели (см. рис. 3) видно понижение осадочного комплекса с СЗ на ЮВ до –2000 м. При построении модели уже было известно, что рельеф фундамента понижается от СЗ на ЮВ, поэтому границы осадочного чехла на рис. 3 лишь подчеркивают этот факт и впослед-

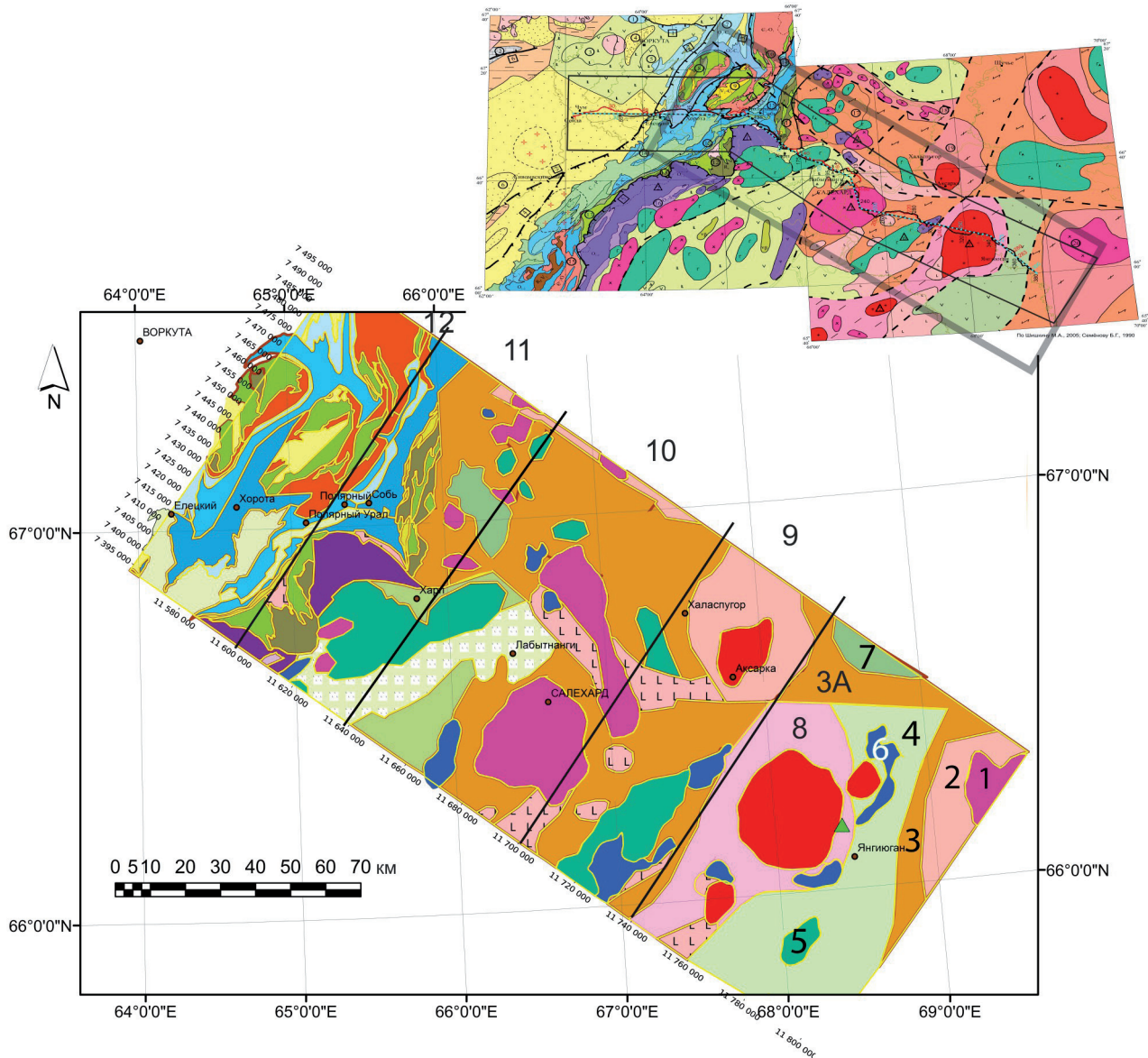


Рис. 1. Схема складчатого фундамента, модифицированная авторами согласно наблюдаемому гравитационному полю.

Вверху – врезка по М.А. Шишикину и Б.Г. Семенову (Семенов и др., 1990), на которой голубыми точками отмечен ПУТ. Жирной черной линией показана область исследования сеймопрофиля ПУТ, жирной серой линией – область данного исследования. Для удобства моделирования выполнен поворот этого рисунка на -0.6083442 радиана ($-34^{\circ}51'36''$) относительно точки (11601378.43, 7442028.43), расположенной вблизи пос. Полярный. Подписи внизу – X- и Y-координаты после поворота в метрах. Вверху, для удобства описания, помечены прямоугольные зоны 9–12 и объекты 1–8 в юго-восточной части карты.

Fig. 1. The scheme of the folded basement modified by authors according to gravity field is shown.

Overhead the inset by M.A. Shishkin and B.G. Semyonov (Semenov et al., 1990) is shown on which PUT is shown by blue points. The bold black line shows the area of study of the PUT seismoprofile, the bold gray line shows the area of current study region. For modeling convenience the drawing was rotated by -0.6083442 radians ($-34^{\circ}51'36''$) relatively the point (11601378.43, 7442028.43) situated nearby to Polyarny town. Subscriptions around the map rectangle are X and Y coordinates after rotation in meters. Above for convenience a rectangular areas 9–12 are marked as well as objects 1–8 in the Source-East part of the map.

ствии могут быть уточнены с учетом новых буровых, сейсмических и других данных.

Исходная (Рыбалка и др., 2011) геологическая схема складчатого фундамента (доюрского осно-

вания) существенно доработана нами. В частности, по наблюдаемому аномальному магнитному полю введены массивы серпентинитов и массив гранитов габбро-гранитной формации (см. центральную

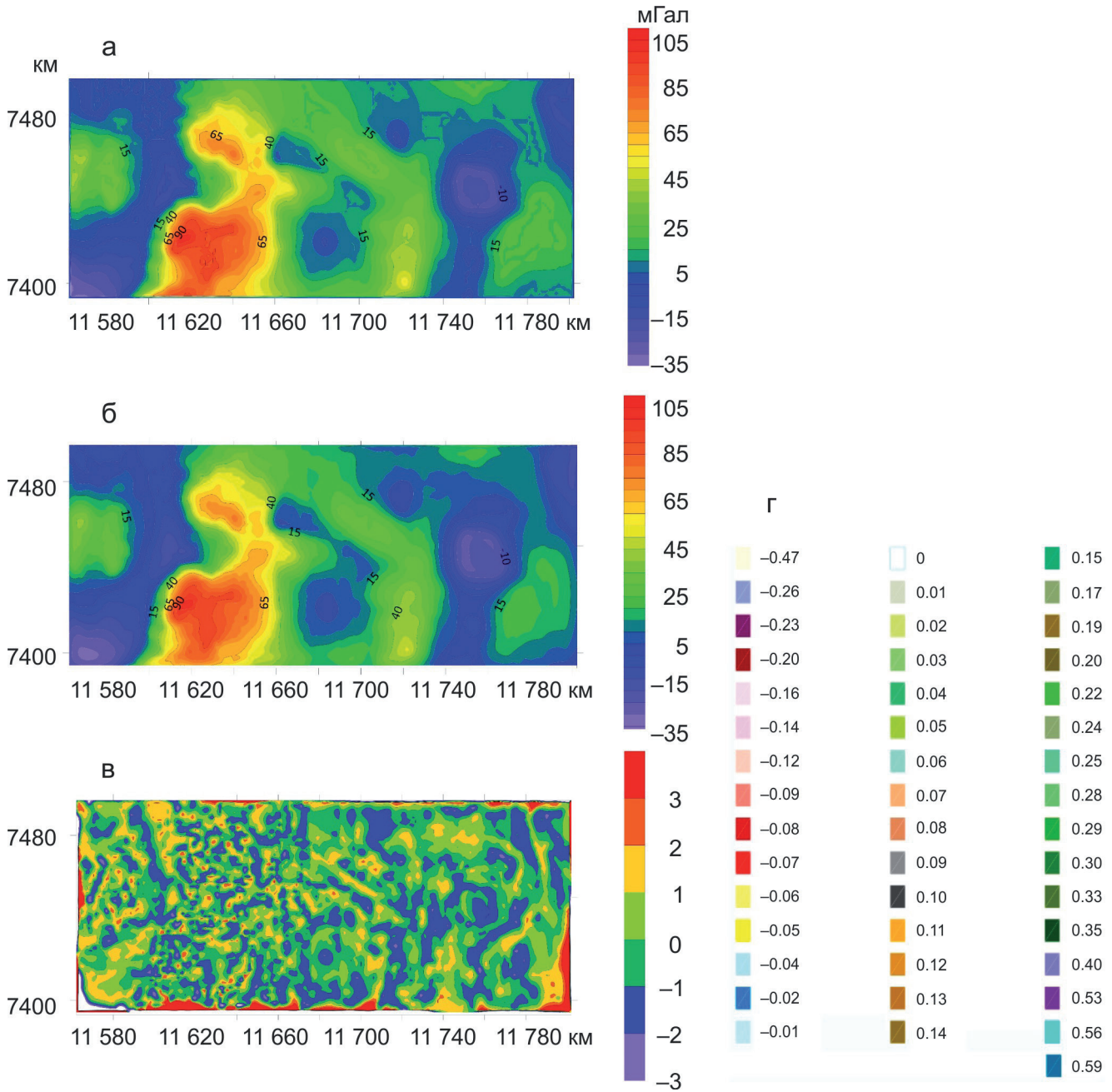
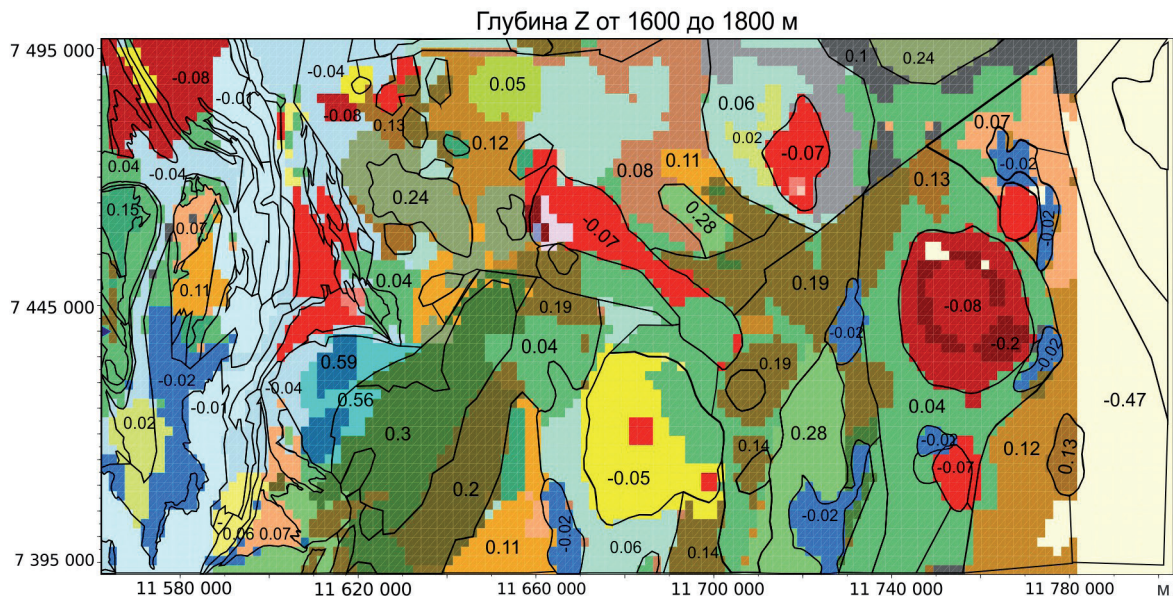
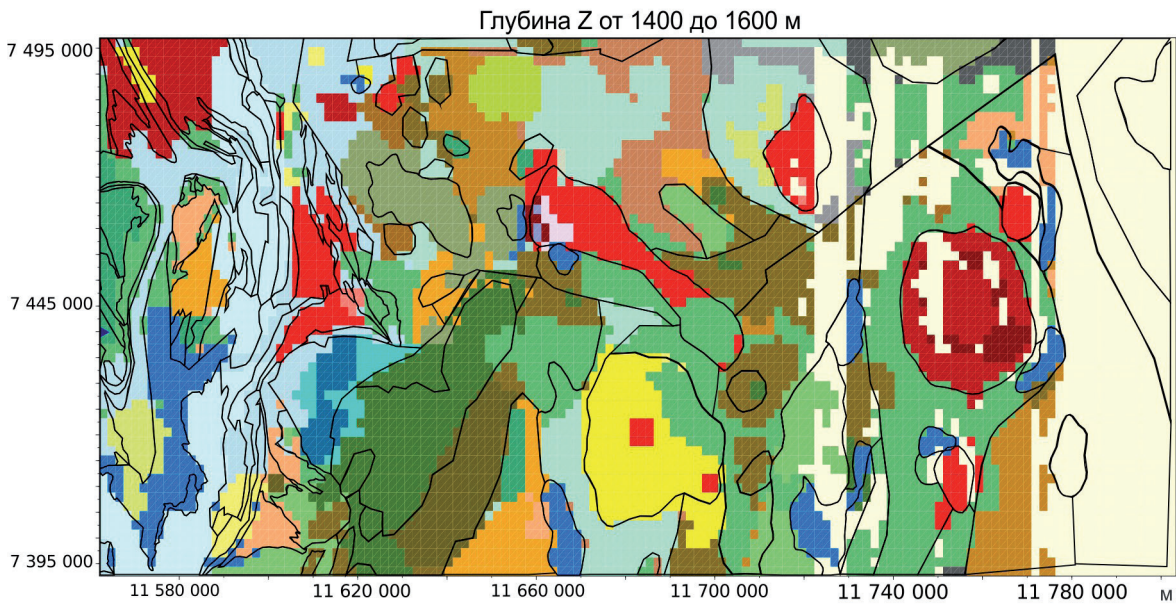
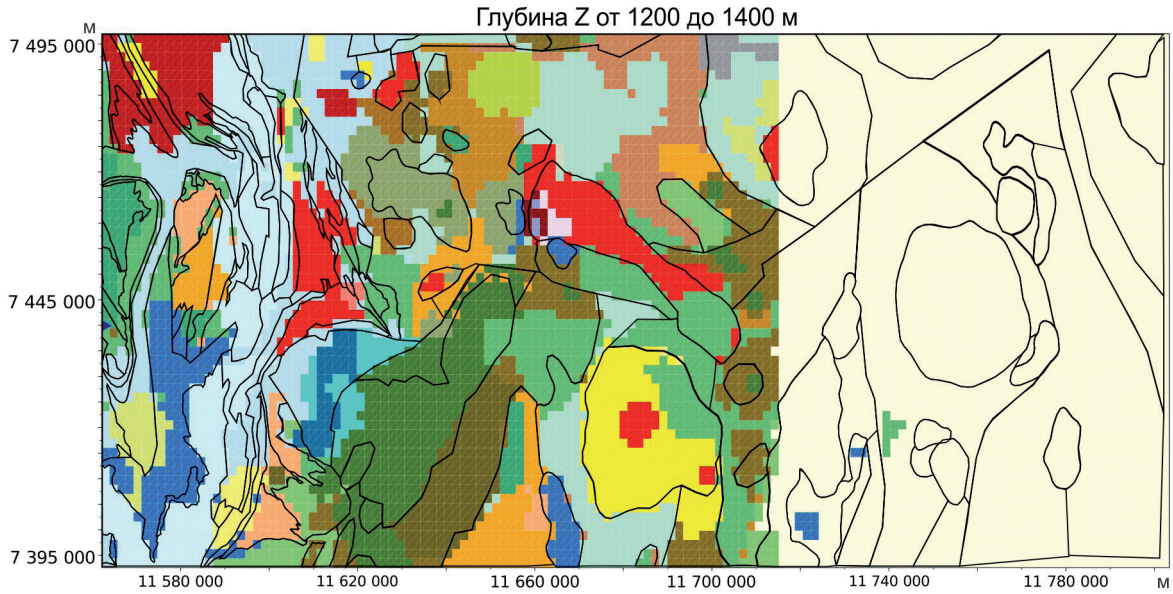


Рис. 2. Наблюдаемое (а), модельное (б) и остаточное (в; $v = a - b$) гравитационное поле и цветовая шкала эффективной плотности горных пород $\Delta\sigma$ (г), использованных при моделировании (плотность = $2.67 + \Delta\sigma$ г/см³, 2.67 г/см³ – опорное значение плотности).

Fig. 2. The observed (a), the model (б) and residual (в; $v = a - b$) gravitational map and a color scale of rock effective density $\Delta\sigma$ (г) used in the modeling (density = $2.67 + \Delta\sigma$ g/cm³, 2.67 g/cm³ – reference density).

и ЮВ часть на рис. 1). Изменена форма гранитных тел согласно изолиниям аномального магнитного поля. Кроме того, моделирование показало, что гнейсы, преимущественно повышенной плотности, разбиваются на ряд отдельных структур. Эти гнейсы разные (см. рис. 3, Z от -1800 до -1600 м): в верхней части модели, от $Y = 7\,495\,000$ м и прак-

тически до середины планшета, $Y = 7\,455\,000$ м, преобладают гнейсы преимущественно повышенной плотности, представленные породами с $\Delta\sigma = 0.05, 0.06, 0.08, 0.11$, а ниже, т. е. $Y < 7\,455\,000$ (см. рис. 3), – породами с $\Delta\sigma = 0.06, 0.19$. На рис. 4 и 5 можно увидеть, что гнейсы, преимущественно повышенной плотности, плотностью $\Delta\sigma = 0.06$,



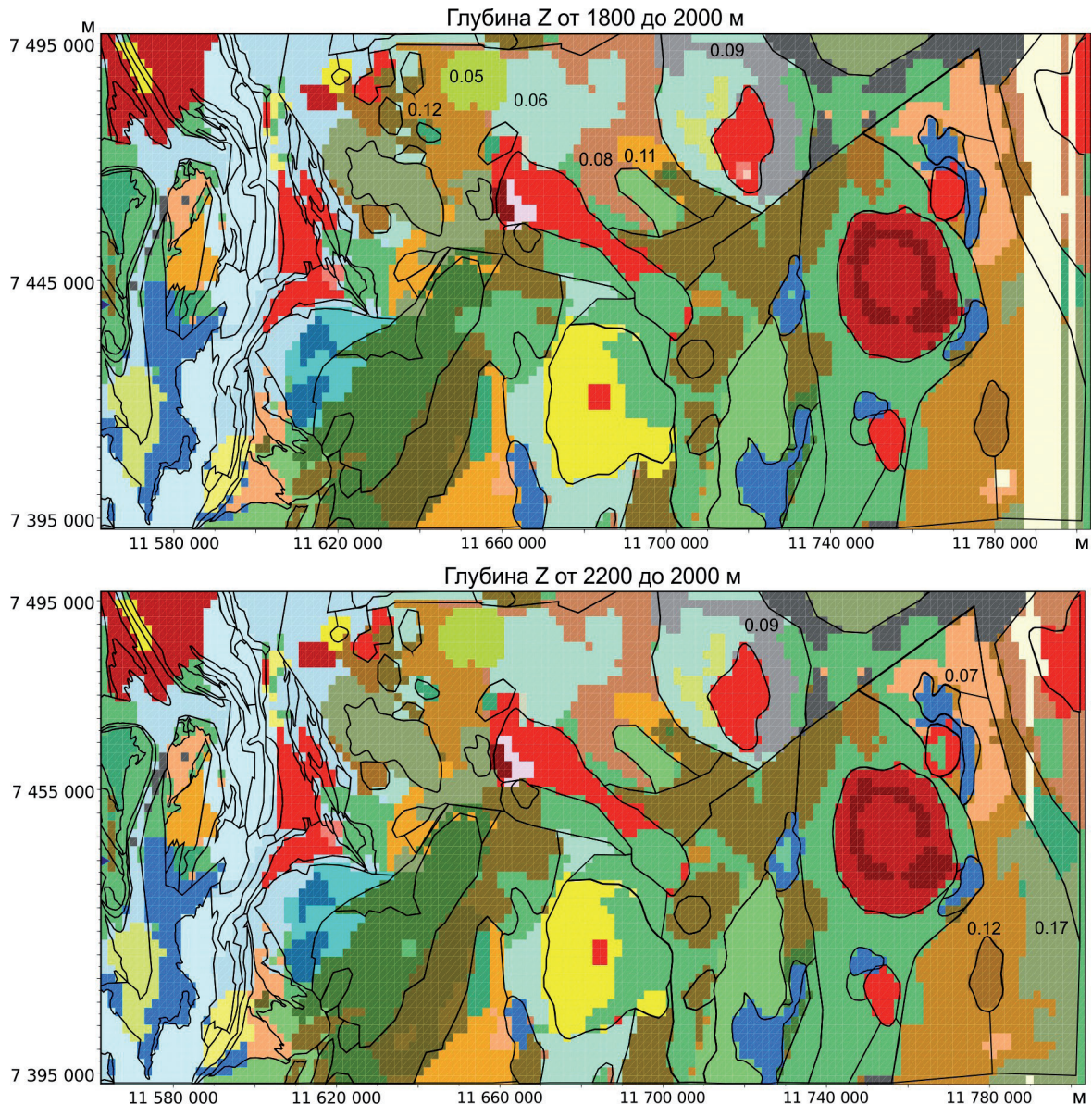


Рис. 3. Горизонтальные срезы геоплотностной модели в интервале глубин Z от 1200 до 2200 м.

Цифрами показана эффективная плотность пород $\Delta\sigma$.

Fig. 3. Horizontal strata of the geo-density model in the range of depth 1200 to 2200 m.

By digits shown relative density of rocks $\Delta\sigma$.

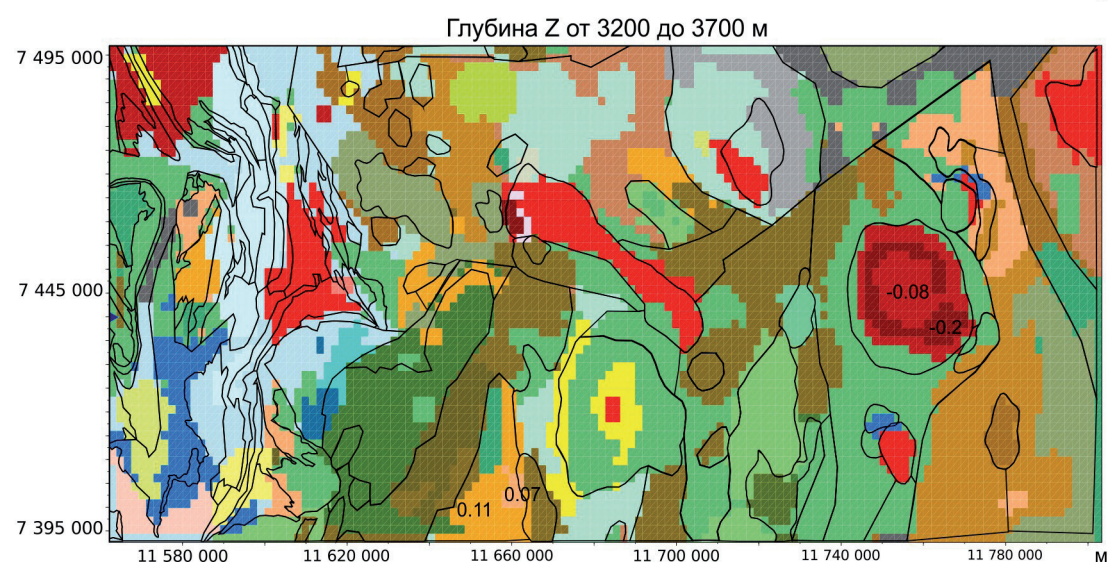
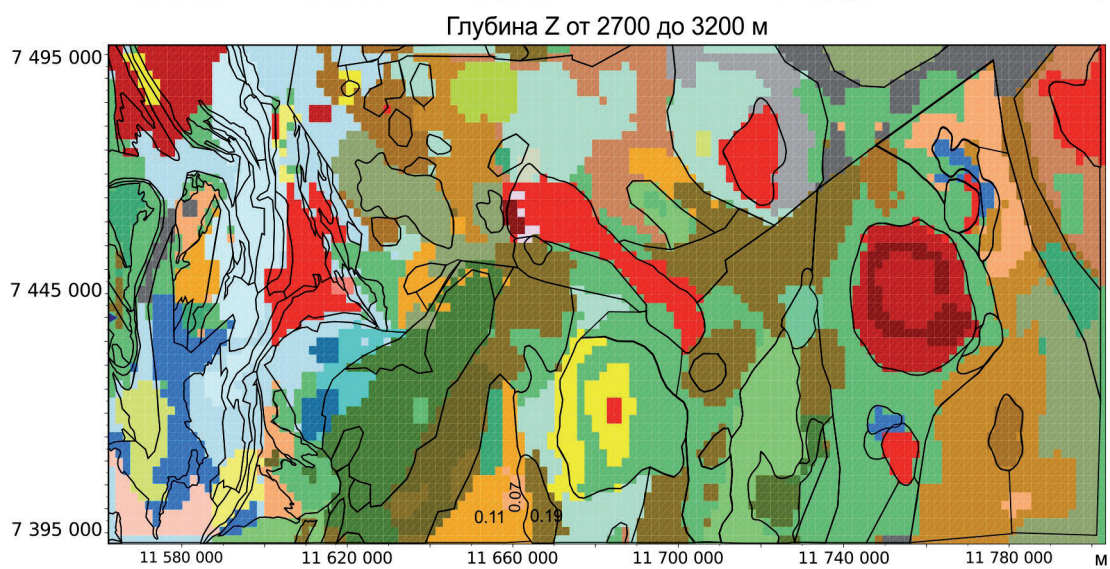
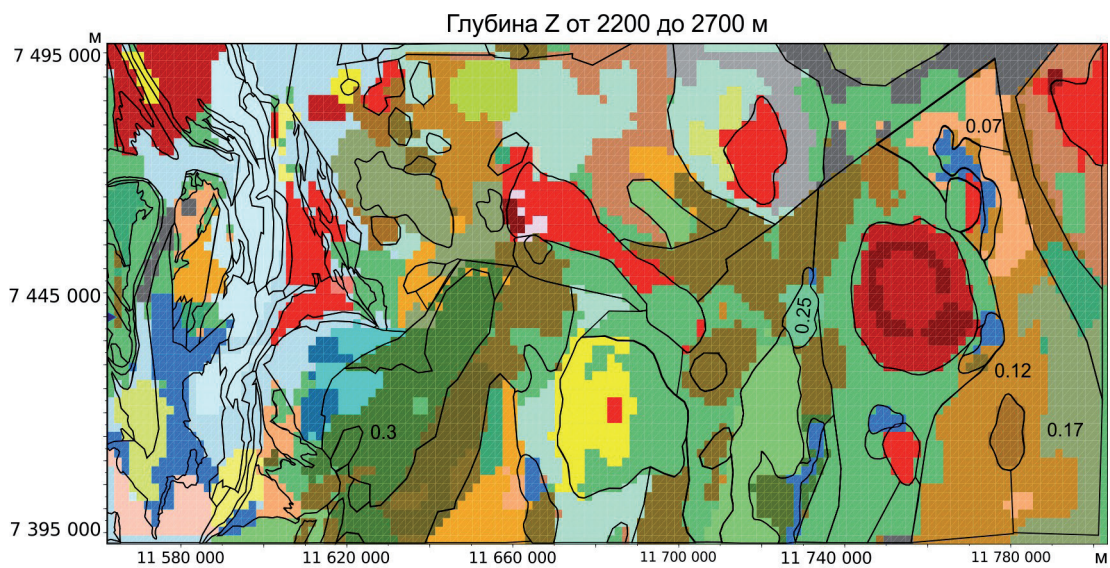
занимая обширную площадь, до нижней границы модели $-15\ 000$ м, тогда как прилегающие к ним гнейсы плотностью $\Delta\sigma = 0.05$ доходят до -5200 м.

Структуры Урала, расположенные в северо-западной части модели (слева на планшете рис. 2, отрицательная гравитационная аномалия), представлены главным образом легкими породами (голубой цвет на рис. 3–5), что резко отличает их на всем протяжении модели вниз, по оси Z , т. е. в глубину, от других объектов. Кроме того, в области Урала до глубин $15\ 000$ м можно просле-

дить легкие породы плотностью $\Delta\sigma = -0.07$, изображенные красным цветом, отмеченные на геологической схеме (см. рис. 1) как граниты. Хотя, как известно, граниты обычно столь далеко в глубину не идут, а имеют более-менее “блиноподобную” форму.

Для удобства описания модели на рис. 1 числами (от 1 до 12) помечены с юго-востока на северо-запад районы карты, о которых идет речь:

- массив габбро-гранитовой формации 1
- гранитогнейсы 2



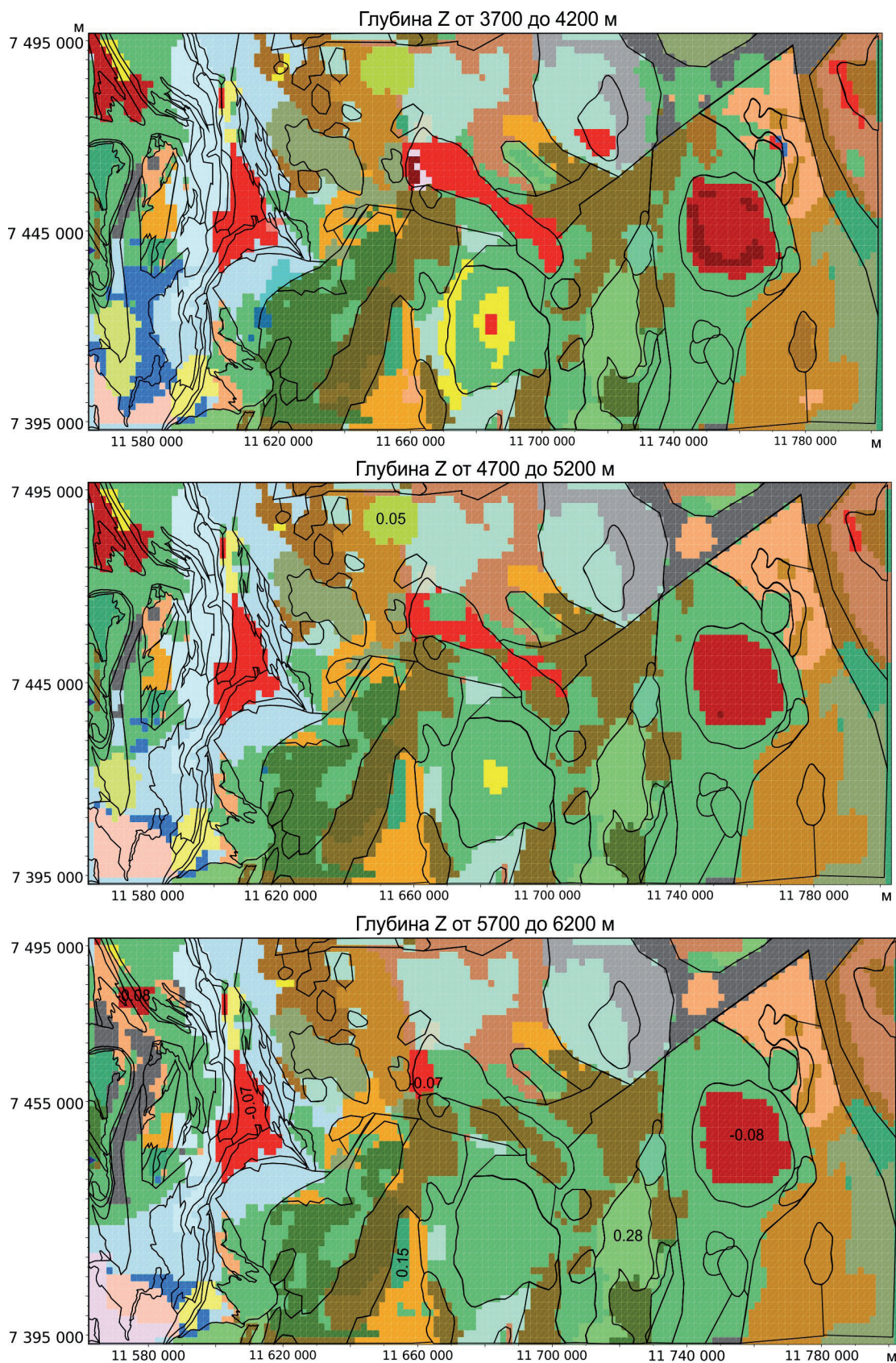
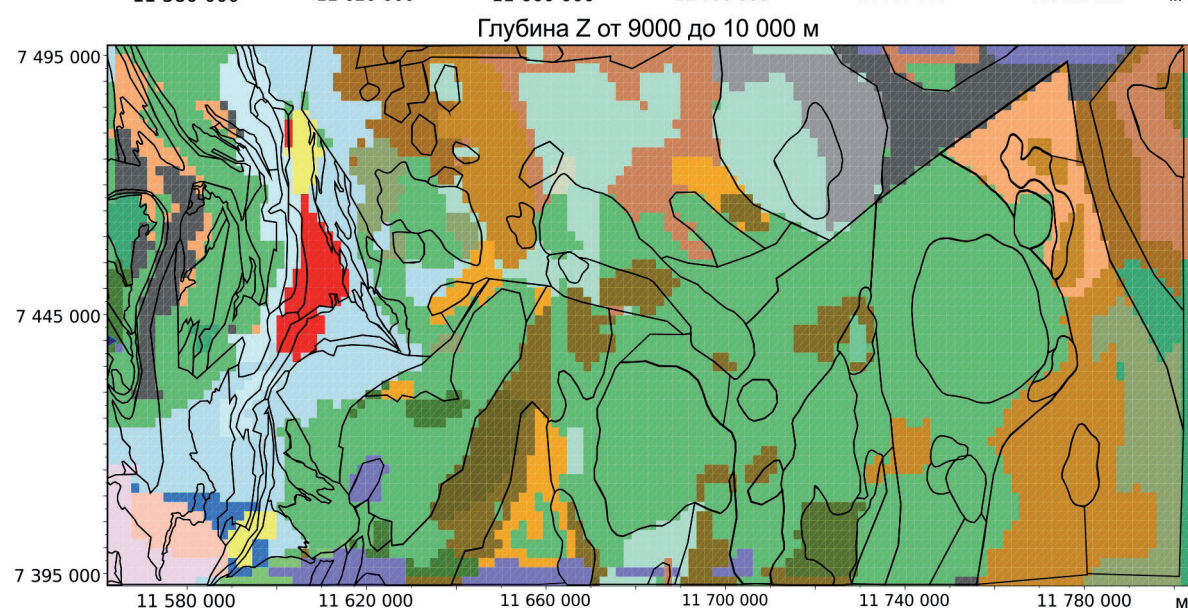
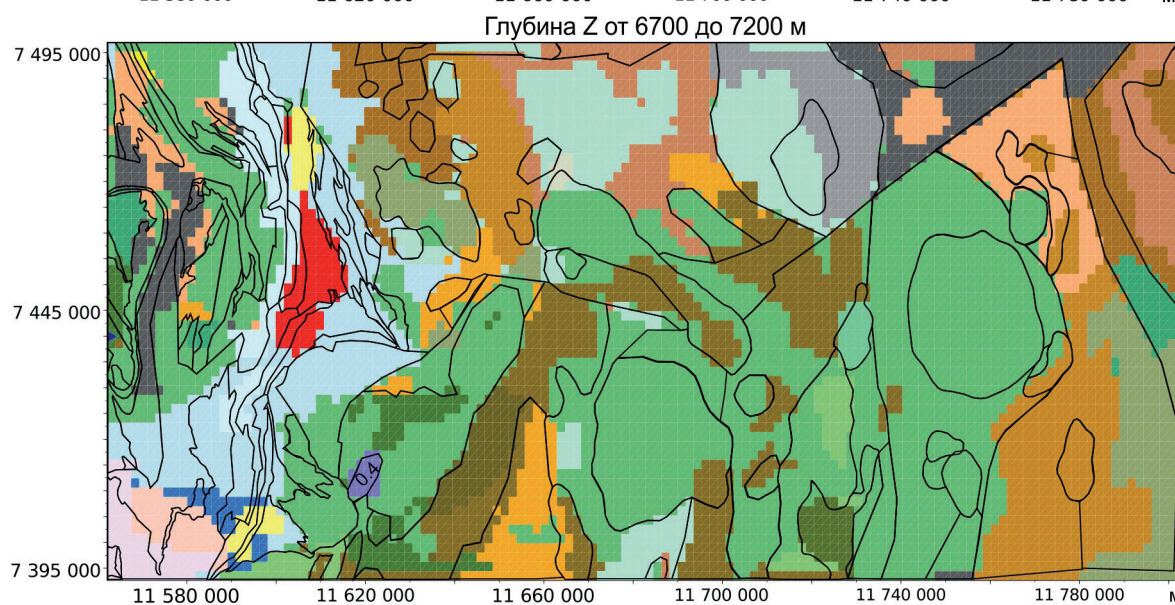
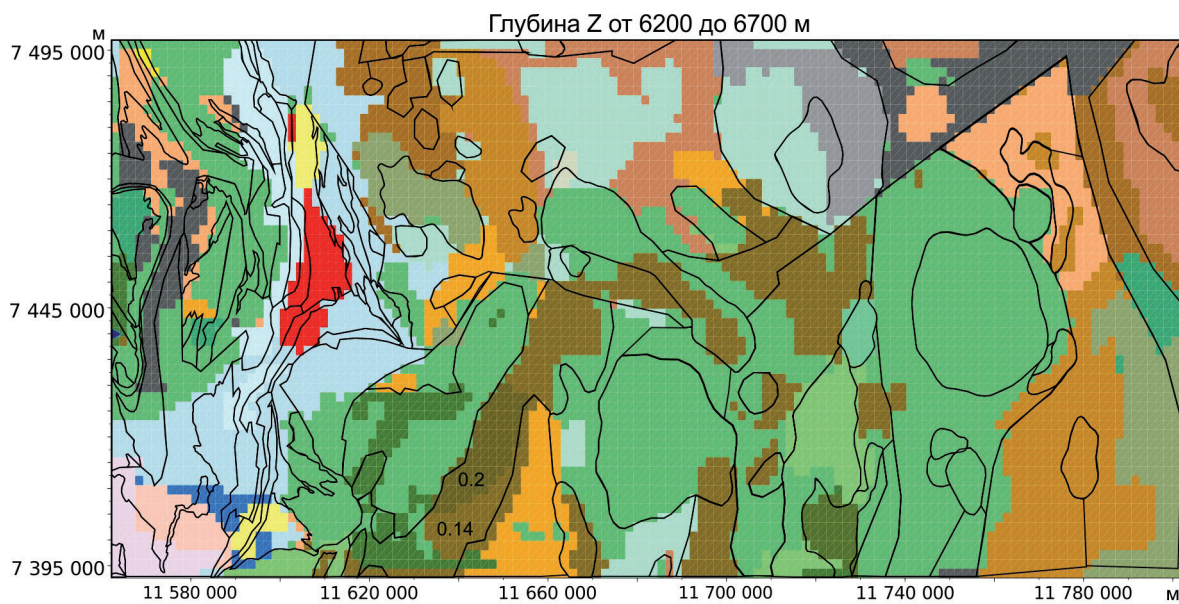


Рис. 4. Горизонтальные срезы геоплотностной модели в интервале глубин от 2200 до 6200 м.

Fig. 4. Horizontal strata of the geo-density model in the range of depth from 2200 to 6200 m.



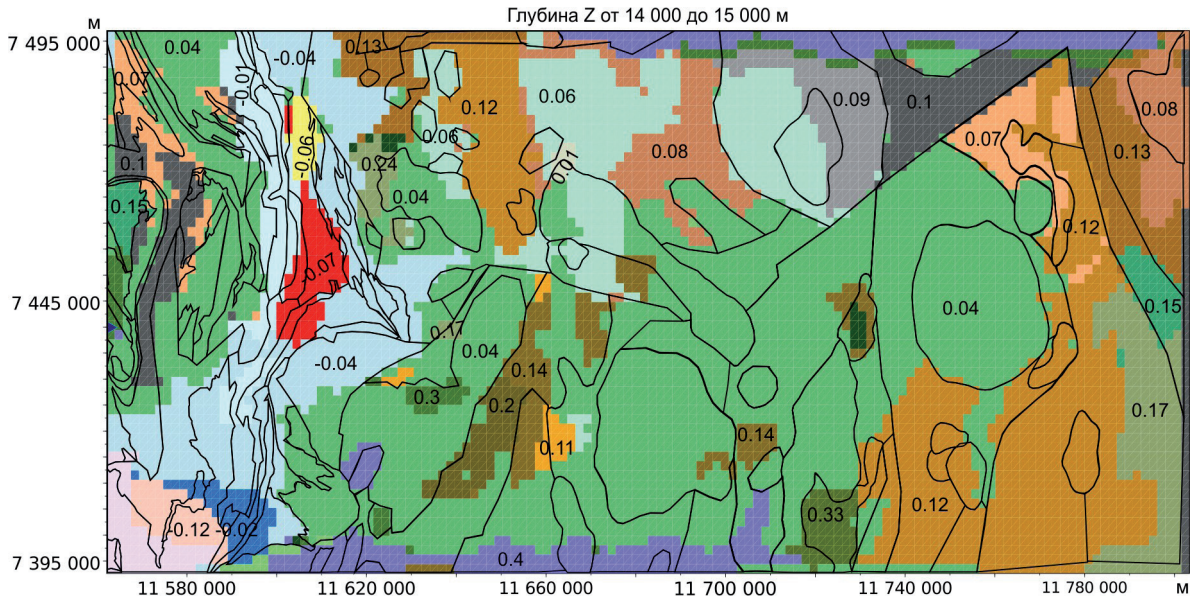


Рис. 5. Интервалы глубин от 6200 до 15 000 м.

Fig. 5. The range of the depth from 6200 to 15 000 m.

- гнейсы преимущественно повышенной плотности 3, 3А
 - эффузивно-осадочные комплексы нерасчлененные 4
 - габбро и неизменные гипербазиты 5
 - серпентиниты 6
 - массивы габбро-амфиболитов 7
 - дунит-клинопироксенитовый комплекс 8
- либо участки на карте:
- 11 700 < X < 11 740 9
 - 1640 < X < 11 700 10
 - 11 600 < X < 11 640 11
 - 11 563 < X < 11 600 12

1. **Массив габбро-гранитной формации** (у юго-восточной границы) моделируется породами плотностью $\Delta\sigma = -0.07$, идущими от глубин 2000–2200 до 4200 м, что видно на рис. 3–5, а на глубинах 5200–4700 м моделируется лишь несколькими блоками вдоль северо-западной границы этой формации (см. рис. 4, Z от –5200 до –4700 м). Ниже, в границах этой формации, до глубин 15 000 м лежат породы плотностью $\Delta\sigma = 0.08$ и 0.13 (см. рис. 5, Z от –15 000 до –14 000 м). Но поскольку эта формация находится на границе области моделирования, то возможна некоторая ошибка в плотностях граничных слоев пород.

2. **Гранитогнейсы** расположены северо-западнее предыдущего массива. Однако гранитогнейсы с плотностью $\Delta\sigma = 0.08$ начиная с глубин 2000–1800 м и выше почти полностью перекрыты породами осадочного чехла ($\Delta\sigma = -0.47$). С глуби-

ны 2700–2200 м (см. рис. 4) они представлены породами плотностью $\Delta\sigma = 0.08$ и массивом сложной конфигурации плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ (см. рис. 4, от –2700 до –2200 м), идущим до глубины 4700 м. Это практически единственный блок гранитогнейсов, отсутствующий на карте (см. рис. 1). Под ним расположены более плотные породы ($\Delta\sigma = 0.08$).

3. Узкая полоса **гнейсов преимущественно повышенной плотности** разделена в плане на два участка. Первый с глубины 2200 м представлен плотными породами с $\Delta\sigma = 0.13$, а второй – породами с $\Delta\sigma = 0.15$. Участки смоделированы до нижней границы модели – до –15 000 м (см. рис. 5).

3А. **Гнейсы преимущественно повышенной плотности (амфибол-пироксеновые, амфиболовые)** на глубине 1800–1600 м частично окружают массив габбро-амфиболитов (№ 7) менее плотными породами с $\Delta\sigma = 0.1$ и частично породами с $\Delta\sigma = 0.04$. С глубиной малоплотные ($\Delta\sigma = 0.04$) породы сменяются более плотными ($\Delta\sigma = 0.1$), что видно на рис. 3–5.

4. **Эффузивно-осадочный комплекс, не расчлененный** на юго-востоке, в районе пос. Янгиюган (который отмечен на рис. 1), представлен несколькими областями с $\Delta\sigma = 0.07, 0.12, 0.17$ (см. рис. 3–5).

5. **Габбро и неизменные гипербазиты ($\Delta\sigma = 0.13$)**, лежащие внутри эффузивно-осадочного комплекса нерасчлененного (см. рис. 1), смоделированы до глубины 4200 м (см. рис. 4).

6. Внутри эффузивно-осадочного комплекса смоделированы два массива **серпентинитов ($\Delta\sigma = -0.02$)** и прилегающий к ним небольшой массив

гранитов ($\Delta\sigma = -0.07$). Серпентиниты отсутствуют на геологической карте (см. рис. 1, верхняя часть), но четко проявляются в магнитном поле.

7. **Массивы габбро-амфиболитов** ($\Delta\sigma = 0.24$) проявляются под осадочным чехлом с глубины 1400 м (см. рис. 3) и прослеживаются до глубины -4700 м (см. рис. 4).

8. **Сланцевый комплекс, преимущественно по осадочным породам включающий в себя тела гранитов и серпентинитов.** Сланцы комплекса ($\Delta\sigma = 0.04$) охватывают граниты ($\Delta\sigma = -0.08, -0.2, -0.07$) и серпентиниты ($\Delta\sigma = -0.02$). Также обращают на себя внимание не отмеченные на геологической карте породы с $\Delta\sigma = 0.13$ (см. рис. 3, Z от -1800 до -1600 м), идущие с 1800 до 6200 м (см. рис. 3, 4) севернее массива гранитов. Граниты (-0.08) внутри этого комплекса проявляются с 1400 м (см. рис. 3) и идут до глубины 6200 м (см. рис. 4). С 1600 м видны породы с $\Delta\sigma = -0.2$, внутри этого гранитного массива, которые распространяются до глубины 4700 м (см. рис. 4). Ниже, с 6700 до 7200 м, модель представлена породами с $\Delta\sigma = 0.04$ (см. рис. 5), под которыми в юго-восточной части этого комплекса с глубины 7200 км (см. рис. 5) до нижней границы модели проявляются породы с $\Delta\sigma = 0.12$. Серпентиниты на юго-востоке граничат с массивом гранитов и прослеживаются с глубины 1400 (см. рис. 3) до 2700 м (см. рис. 4). Серпентиниты, расположенные юго-западнее данной формации, идут до глубины 3700 м (см. рис. 4). С юга к ним примыкают граниты ($\Delta\sigma = -0.07$) с глубины 1400 до 3700 км.

9. ($11\ 700 < X < 11\ 740$ км) На границе блока гранитогнейсов расположено с. Халаспугор ($66^{\circ}43'56''$ с. ш., $67^{\circ}31'35''$ в. д.; см. рис. 1), а рядом, внутри комплекса гранитов, – с. Аксарка ($66^{\circ}33'32''$ с. ш., $67^{\circ}48'13''$ в. д.). На геологической карте отмечены комплекс гранитогнейсов и расположенные внутри него граниты ($\Delta\sigma = -0.07$; см. рис. 1).

Гранитогнейсы, по результатам моделирования, образуют четыре области (см. рис. 3; Z от -1800 до -1600 м): примыкающие с запада от гранитов две области плотностью $\Delta\sigma = 0.02$ и область плотностью $\Delta\sigma = 0.06$. К востоку и северо-востоку от гранитов лежит область плотностью $\Delta\sigma = 0.09$, за ней к востоку – область плотностью $\Delta\sigma = 0.04$, идущая до глубины 4700 м.

Структура гранитогнейсов ($\Delta\sigma = 0.06$) к северу и западу от массива гранитов моделируется до глубины 15 000 м, а объекты плотностью $\Delta\sigma = 0.02$ – до глубины 3700 м (см. рис. 4). С востока и северо-востока от гранитов, незначительно изменяясь, до нижней границы модели (15 000 м) идет комплекс плотностью $\Delta\sigma = 0.09$, а с глубины 4.7 км он полностью лежит в границах гранитогнейсов.

К юго-западу от гранитогнейсов (см. рис. 1) четко выделяются габбро и неизменные гиперба-

зиты ($\Delta\sigma = 0.28$), идущие до глубины 8000 м (см. рис. 3, рис. 4).

Комплекс эффузивов кайнотипного облика (преимущественно базальты и долериты триаса) в указанном диапазоне ($11\ 700^1 < X < 11\ 740$ км) представлен породами с $\Delta\sigma = 0.19$ и 0.14 , постепенно исчезающими на глубине 8000–10 000 м.

Гнейсы, преимущественно повышенной плотности, в данном диапазоне (от 11 700 до 11 740 км; см. рис. 3) образуют следующие группы пород: $\Delta\sigma = 0.04, 0.19, 0.08, 0.11$.

Комплекс габбро и неизменных гипербазитов ($\Delta\sigma = 0.28$; см. рис. 3) практически исчезает на глубине 7200 км (см. рис. 5). С юго-востока, а также с севера-северо-востока от него смоделированы массивы серпентинитов ($\Delta\sigma = -0.02$), выделенные по карте аномального магнитного поля, до глубин порядка 2200 м.

10. ($11\ 640 < X < 11\ 700$ км). Этот район содержит граниты габбро-гранитной формации, следующие с северо-запада на юго-восток; гнейсы, преимущественно повышенной плотности, занимающие преимущественно северную часть карты; эффузивы основного состава (крупный поселок Лабитнанги $66^{\circ}39'29''$ с. ш., $66^{\circ}23'02''$ в. д., находится внутри этого комплекса); эффузивы смешанного состава (у юго-восточной границы карты, см. рис. 1); граниты габбро-гранитной формации (г. Салехард, $66^{\circ}32'$ с. ш., $66^{\circ}38'$ в. д. расположен в северной части этой формации – см. рис. 1); эффузивы кайнотипного облика (преимущественно базальты триаса) севернее Салехарда (см. рис. 1) и южнее гранитов габбро-гранитной формации (на юго-восточной границе карты); относительно мелкие тела серпентинитов.

Рассмотрим Z от -1800 до -1600 м (см. рис. 3) в указанном диапазоне изменений X и геологическую карту (см. рис. 1). Видно, что гнейсы, преимущественно повышенной плотности, смоделированы породами различной плотности: $\Delta\sigma = 0.12, 0.05, 0.06, 0.08$ и 0.11 . Компактная группа пород плотностью $\Delta\sigma = 0.05$ идет до глубины 5200 м, глубже их сменяют породы с плотностью $\Delta\sigma = 0.12$ (см. рис. 4), которые прослеживаются до нижней границы модели (см. рис. 5). Следующая группа плотностью $\Delta\sigma = 0.06$ (изображена показана голубым цветом) идет с глубины 600 до 15 000 м (см. рис. 3–5). Породы плотностью $\Delta\sigma = 0.08$ граничат с предыдущей группой и проявляются примерно с глубины 800 м. Относительно небольшой массив пород плотностью $\Delta\sigma = 0.11$ моделируется с глубины 800 до 13 000 м.

Гнейсы, преимущественно повышенной плотности, охватывающие с запада граниты габбро-гранитной формации (внутри нее отмечен г. Сале-

¹ Здесь и далее 11 тыс. км – по СК-42, т. е. системе координат Пулково 1942 г.

хард на рис. 1), как видно на рис. 3, имеет плотность $\Delta\sigma = 0.06$ и прослеживается до глубин порядка 5200 км.

Таким образом, гнейсы преимущественно повышенной плотности моделируются группами неоднородных по плотности пород.

В указанной полосе (от 11 640 до 11 700 км) четко виден массив эффузивов смешанного состава (см. рис. 1) плотностью $\Delta\sigma = 0.11$ (см. рис. 3), с северо-востока к которому прилегают серпентиниты ($\Delta\sigma = -0.02$), смоделированные до глубины 2700 м.

На границе карты (см. рис. 3), к югу от массива гранитов габбро-гранитной формации в районе $X = 11\ 700$ км, $Y = 7400$ км, расположено поле эффузивов кайнотипного облика (преимущественно базальтов триаса) плотностью $\Delta\sigma = 0.14$, которые прослеживаются до глубины 9000 м.

Следует обратить внимание на поле эффузивов основного состава (см. рис. 3; $X = 11\ 640$ км, $Y = 7\ 410$ км), модель которого по плотности распадается на три части: $\Delta\sigma = 0.2$ (вытянутая часть), 0.04 и 0.19 (расширенные части) (см. рис. 3; Z от -1800 до -1600 м). Четкое разделение прослеживается до глубины 2000 м. Ниже 2000 м эту часть пород плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ заменяют породы плотностью $\Delta\sigma = 0.14$.

В указанный диапазон (от 11 640 до 11 700 км) попадает часть массива габбро и неизменных гипербазитов с $\Delta\sigma = 0.3$ (см. рис. 3; Z от -1800 до -1600 м), расположенная у северо-западной границы рассматриваемого диапазона.

На указанной полосе проявляются массивы гранитов габбро-гранитной формации. В одном из них, наиболее изометричном, расположен г. Салехард (см. рис. 1), а другой, заново введенный нами, на схеме рис. 1 находится севернее и имеет вытянутую форму. Причем наиболее приближенная к "салехардской" часть массива перекрыта с -1200 до -2700 м более тяжелыми породами ($\Delta\sigma = 0.04$). Как видно из верхней врезки на рис. 1, этот массив отсутствует на структурно-тектонической схеме складчатого фундамента в районе ПУТ (Рыбалка и др., 2011). Массив начинается с 400 м и идет до глубины 6200 м (см. рис. 3, 4). "Салехардский" массив с глубин порядка 800 м сложен породами с $\Delta\sigma = -0.05$ и -0.07 . С глубины 5700 м в контурах массива, за исключением небольшой южной части, лежат только породы плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ (см. рис. 4, 5).

11. (11 600 < X < 11 640 км), пос. Полярный ($69^{\circ}11'54''$ с. ш., $33^{\circ}27'22''$ в. д.) – пос. Харп ($66^{\circ}48'25''$ с. ш., $65^{\circ}48'12''$ в. д.; см. рис. 1). В этом диапазоне наиболее интересен дунит-гацбургитовый комплекс, показанный на рис. 1.

Координата 11 600 км пересекает небольшой комплекс базальт-андезит-дацит-риолитовой формации плотностью $\Delta\sigma = 0.07$. Этот комплекс смоделирован от 0 до слоя Z от -2000 до -1800 м (рис. 6, 7). Ниже комплекс моделируется иными породами.

Рядом (см. рис. 7; слой Z от -1800 до -1600 м; $X = 11\ 600$ – $11\ 620$ км, $Y = 7400$ – 7410 км) смоделирована вулканогенно-кремнистая формация (см. рис. 1), имеющая плотность $\Delta\sigma = 0.28$. По модели, эта формация идет с глубины 0 до 2200 м (см. рис. 6, 7). В юго-восточной части этой формации смоделированы породы плотностью $\Delta\sigma = 0.2$ с глубины 800 до 2700 м (см. рис. 6, 7).

Граниты габбро-гранитной формации ($X = 11\ 620$ – $11\ 630$ км, $Y = 7\ 400$ – $7\ 415$ км; см. рис. 1) представляют собой два комплекса пород ($\Delta\sigma = 0.04$; рис. 6, Z от -400 до -200 м), расположенных к востоку от вулканогенно-кремнистой формации ($\Delta\sigma = 0.28$), один комплекс расположен севернее другого, более мелкого, охватывается формацией габбро и неизменных гипербазитов. Северный комплекс смоделирован с 0 до -600 м (см. рис. 6), а южный – с 0 до -800 м. Глубже нижней границы комплексы подстилаются основной породой плотностью $\Delta\sigma = 0.3$ (см. рис. 6). С глубины 6.7 км (см. рис. 9) до нижней границы модели в границах северного комплекса можно видеть породы плотностью $\Delta\sigma = 0.4$ (по всей видимости, габбро-ультрабазиты или эклогиты).

Эффузивы основного состава (см. рис. 1) с юга и востока от габбро и неизменных гипербазитов прилегают к линии $X = 11\ 640$ км (см. рис. 3, 6–9) и состоят из пород плотностью $\Delta\sigma = 0.2$. Однако в юго-восточной части у границы моделирования (см. рис. 1) с глубины 1000 м эта формация представлена породами плотностью $\Delta\sigma = 0.3$. Причем породы с $\Delta\sigma = 0.2$ идут до нижней границы модели $-15\ 000$ м (см. рис. 6–9).

Габбро и неизменные гипербазиты имеют плотность $\Delta\sigma = 0.3$ во всей области распространения этих пород, но, однако, в слое Z от 0 до -200 м и до слоя Z от -800 до -600 м имеют небольшое включение пород плотностью $\Delta\sigma = 0.4$ (см. рис. 6). С глубины 2200 м (см. рис. 7) породы плотностью $\Delta\sigma = 0.3$ уступают место породам плотностью $\Delta\sigma = 0.04$, которые почти полностью сменяют породы плотностью $\Delta\sigma = 0.3$ начиная с глубины 7200–6700 м (см. рис. 9).

Пос. Харп (см. рис. 1) расположен в поле формации эффузивов смешанного состава. Однако моделирование показало, что эта формация состоит (см. рис. 6; Z от -200 до 0 м) из очень тяжелых пород плотностью $\Delta\sigma = 0.56$, 0.3 и 0.17. Слой (см. рис. 6; Z от -200 до -400 м) содержит породы плотностью $\Delta\sigma = 0.3$, что прослеживается до глубины 3.7 км (см. рис. 8), где начинают проявляться породы плотностью $\Delta\sigma = 0.04$, идущие до нижней границы модели.

Дунит-гацбургитовый комплекс сложен главным образом из пород с $\Delta\sigma = 0.53$, 0.59 и 0.56 (см. рис. 6, 7) и на глубине, начиная с 4700 м, полностью заменен легкими ($\Delta\sigma = -0.04$, 0.04) породами (см. рис. 8). Комплекс довольно круто погружается

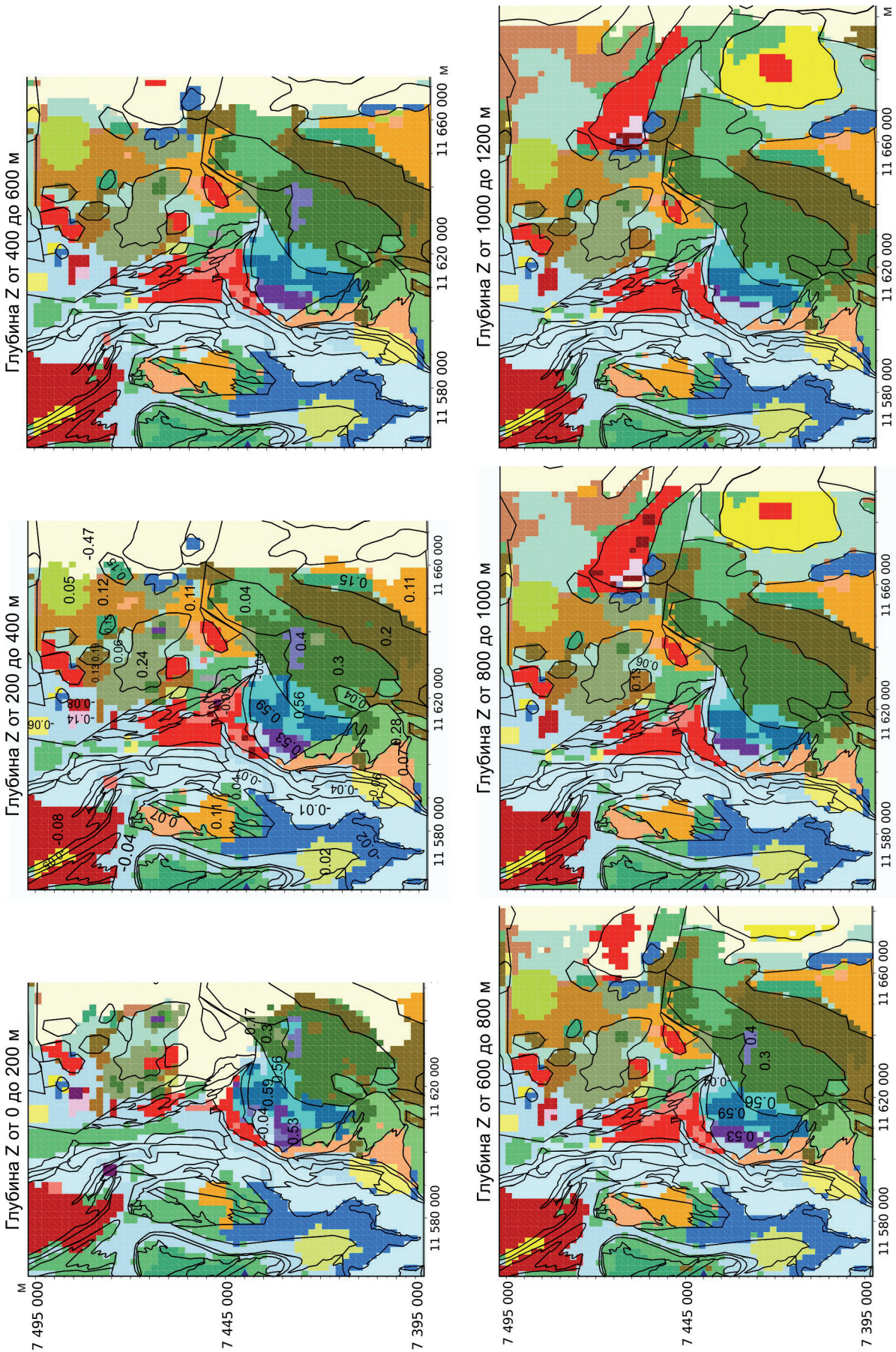


Рис. 6. Горизонтальные срезы геоплотностной модели районов 11 и 12 (см. рис. 1). Глубина Z от 0 до 1200 м.

Fig. 6. Horizontal strata of the geo-density model in the regions 11 and 12 (see Fig. 1). The depth Z from 0 to 1200 m.

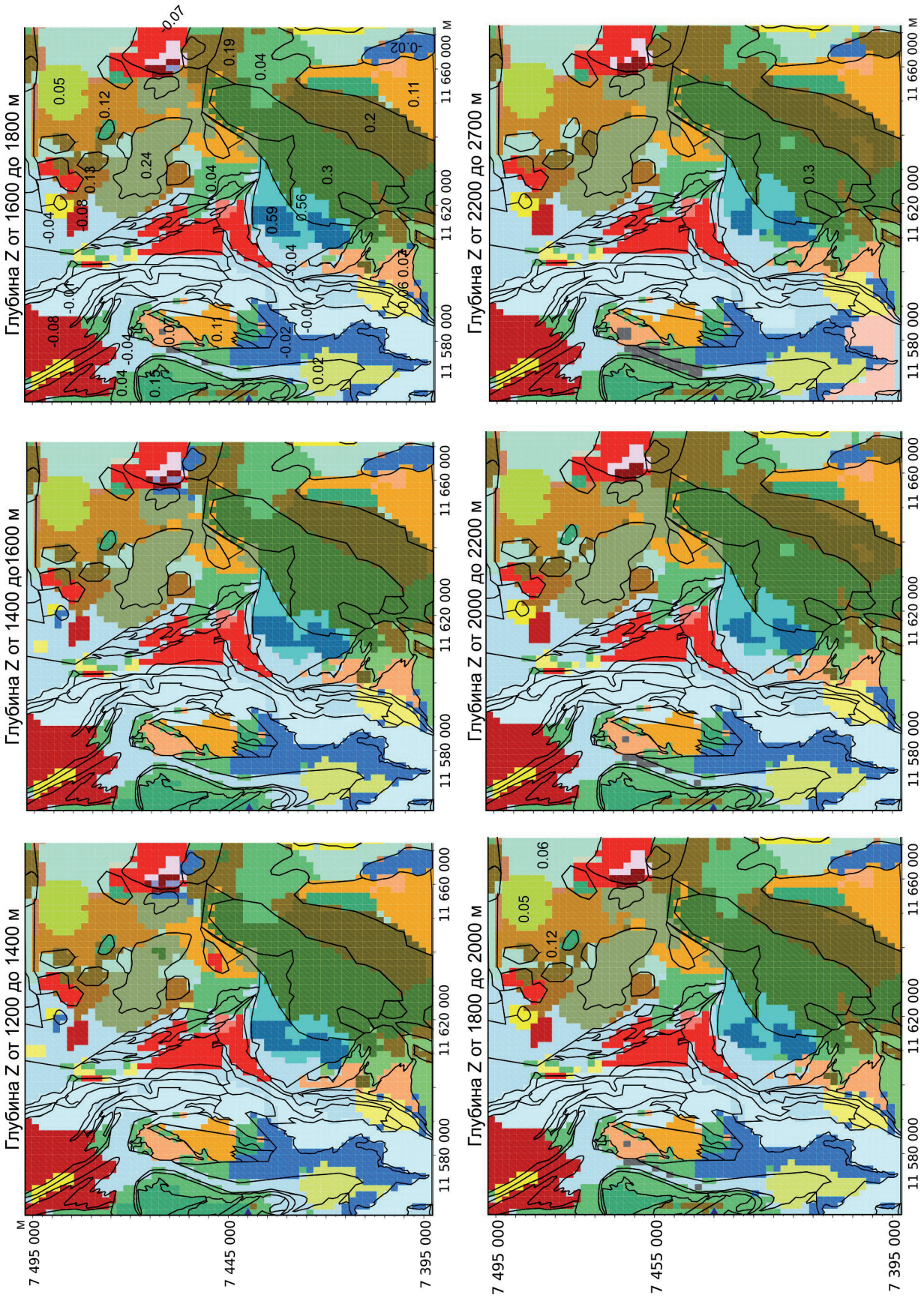


Рис. 7. Горизонтальные срезы геоплотностной модели районов 11 и 12 (см. рис. 1). Глубина Z от 1200 до 2700 м.

Fig. 7. Horizontal strata of the geo-density model in the regions 11 and 12 (see Fig. 1). The depth Z from 1200 to 2700 m.

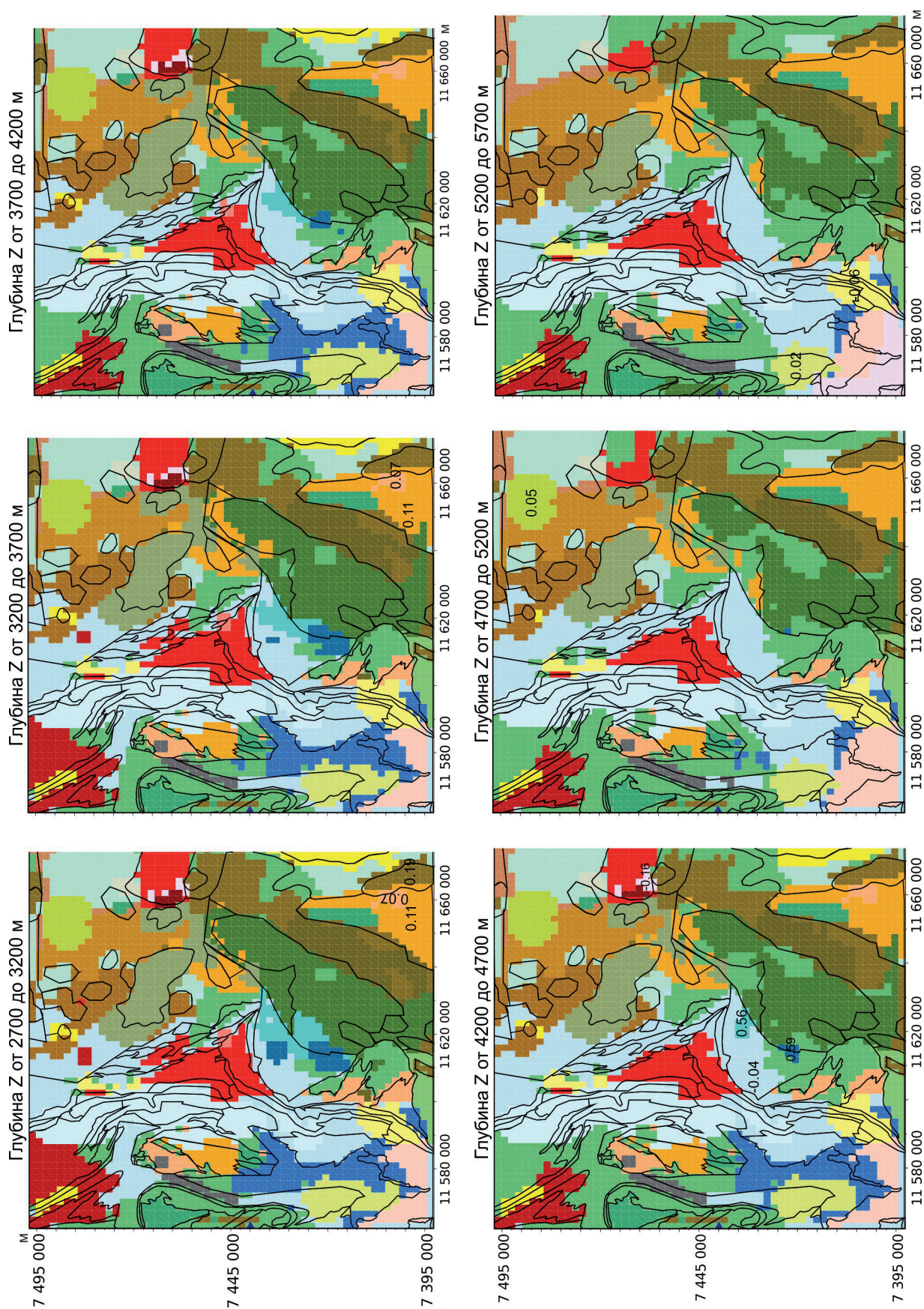


Рис. 8. Горизонтальные срезы геоплотностной модели районов 11 и 12 (см. рис. 1). Глубина Z от 2700 до 5700 м.

Fig. 8. Horizontal strata of the geo-density model in the regions 11 and 12 (see Fig. 1). The depth Z from 2700 to 5700 m.

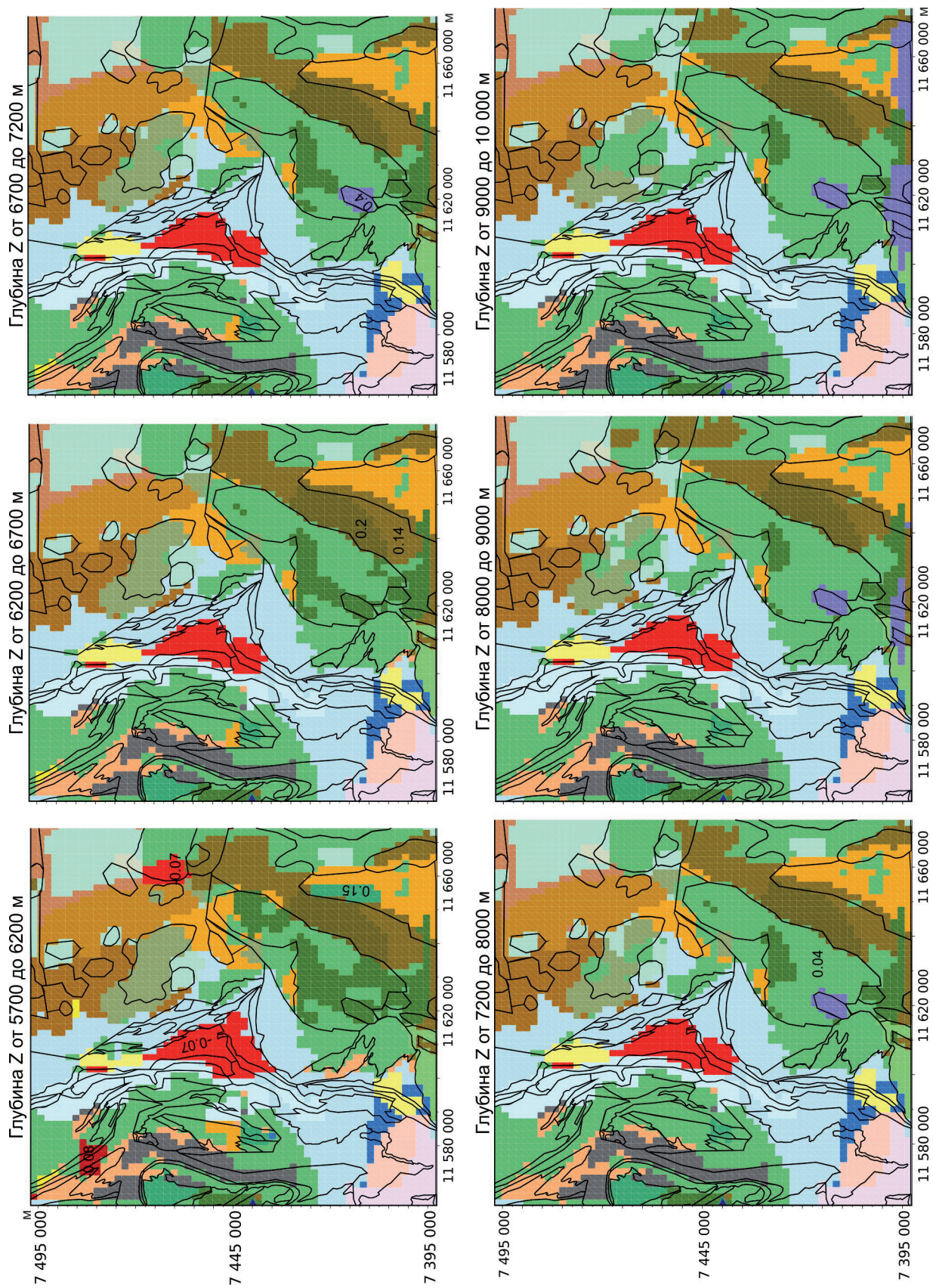


Рис. 9. Горизонтальные срезы геоплотностной модели районов 11 и 12 (см. рис. 1). Глубина Z от 5700 до 10 000 м.

Fig. 9. Horizontal strata of the geo-density model in the regions 11 and 12 (see Fig. 1). The depth Z from 5700 to 10 000 m.

с СЗ на ЮВ, причем на СЗ сложен в основном породами с $\Delta\sigma = 0.53$.

Известняково-углеродистая формация, расположенная к северу от дунит-гарцбургитового массива, представлена породами плотностью $\Delta\sigma = -0.07$ и -0.09 (см. рис. 3–5, 6–9). Как видно из этих рисунков, данная формация со стороны “открытого” Урала ограничена легкими породами с $\Delta\sigma = 0.01$ (см. рис. 3) до глубины 5700 м, а ниже – породами плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ (см. рис. 9).

К северо-востоку от дунит-гарцбургитового комплекса на схеме складчатого фундамента (см. рис. 1) хорошо видна известняково-углеродистая формация (изображена темно-синим цветом), которая простирается до северо-восточного края области моделирования. На модели (см. рис. 3–9) обращает на себя внимание объект плотностью $\Delta\sigma = -0.07$ (показан красным цветом), соответствующий части данной формации.

Массив габбро-амфиболитов плотностью $\Delta\sigma = 0.24$ (см. рис. 1, район 11; $\approx 67^\circ$ с. ш., 66° в. д.) прослеживается с северо-запада на юго-восток. К нему примыкают небольшие участки гранитов габбро-гранитной формации. Массив габбро-амфиболитов моделируется телом (оно превышает размеры, предполагавшиеся ранее; см. рис. 1), которое простирается в северо-западном направлении. Если смотреть структуру модели по слоям, то видно, что отмеченная особенность просматривается до нижней границы модели – 15 000 м. Сам массив габбро-амфиболитов сменяется породами плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ с глубины 11 000 м.

12. (от 11 563 до 11 600 км). Обращает на себя внимание полоса голубого цвета ($\Delta\sigma = -0.01$), идущая через всю область моделирования (см. рис. 3–9). С глубиной эта полоса смещается на ЮВ. Сравнивая геологическую карту (см. рис. 1) с рис. 3, мы видим, что терригенный флиш и известково-углеродная формация (синий цвет) на геологической карте (см. рис. 1) соответствуют породам с $\Delta\sigma = -0.02$ и -0.01 . Известково-углеродная формация ($\Delta\sigma = -0.02$) смоделирована до глубины 4700 м (см. рис. 4, 6–8).

Базальт-песчано-конгломератовая толща (на северном-северо-восточном срезе; рис. 1) моделируется комплексом пород плотностью $\Delta\sigma = -0.08$. Толща прослеживается до глубины 3700 м (см. рис. 4, 6–9), а от глубины 3700 до 15 000 м сменяется породами плотностью $\Delta\sigma = 0.04$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О точности моделирования (совпадения наблюдаемого аномального гравитационного поля с модельным) можно судить по рис. 2. За исключением каймы площади моделирования, точность моделирования ± 3 мГал при наблюдаемом поле от -75 до 105 мГал, т. е. около 5%. Наглядно это показано на

рис. 2, на котором изображено остаточное (наблюденное–модельное) гравитационное поле. Однако это не единственно возможная модель, теоретически моделей можно подобрать бесконечно много: такова природа гравитационного поля. Остановиться на той или иной модели позволяют геологические данные. Затем модель можно лишь уточнять.

При рассмотрении предложенной модели обращает на себя внимание следующее. Как видно на рис. 3, смоделировано постепенное погружение фундамента от Урала в юго-восточном направлении. Плотность осадочного чехла считается однородной и равной -0.47 . При этом предположении гнейсы преимущественно повышенной плотности (см. рис. 1) под осадочным чехлом уверенно разделяются на ряд областей с плотностью (с северо-запада на юго-восток) $\Delta\sigma = 0.12, 0.05, 0.06, 0.08, 0.04, 0.07$ в северо-восточной части области моделирования ($11\ 640 < X, 7440 < Y < 7495$ км). В юго-восточной части моделирования ($11\ 640 < X, 7395 < Y < 7440$ км) гнейсы, преимущественно повышенной плотности, представлены породами плотностью $\Delta\sigma = 0.06, 0.04, 0.19$. (см. рис. 3, Z от -1800 до -1600 м; рис. 4, Z от -3200 до -2700 м).

Далее идут уточнения геологической карты (верхняя часть рис. 1). Мы смоделировали участки серпентинитов по карте аномального магнитного поля (АМП), предполагая, что эти массивы серпентинитов имеют блинообразную форму. Также по карте АМП уточнена форма гранитов на юго-востоке смоделированного участка и гранитов в районе пос. Аксарка.

Продвигаясь далее на северо-запад на рис. 1 ($11\ 640 < X < 11\ 700$ км), согласно АМП, изменен контур гранитов габбро-гранитовой формации (г. Салехард расположен внутри этой формации), введен еще один объект этой формации, лежащий севернее и простирающийся с северо-запада на юго-восток. Причем юго-восточная его часть перекрыта породами плотностью $\Delta\sigma = 0.04$ до глубины 2.7 км (см. рис. 4).

Граниты ($11\ 740 < X < 11\ 780, 7425 < Y < 7455$ км), изображенные на рис. 1, смоделированы по большей части объектом плотностью $\Delta\sigma = -0.08$. Однако в него пришлось ввести менее плотную ($\Delta\sigma = -0.2$) кольцеобразную структуру, простирающуюся с глубины 1600 м до глубины 4200–4700 м (см. рис. 3, 4).

На северо-западе планшета в области “открытого” Урала хорошо виден объект плотностью $\Delta\sigma = -0.07$ ($11\ 600 < X < 11\ 620$ км, $7435 < Y < 7465$ км), показанный красным цветом, идущий до нижней границы модели на глубине 15 000 м. Можно было бы предположить, что это – граниты. Но граниты должны, вероятно, были бы иметь иную форму, иные размеры. Этот объект расположен вдали от краев планшета.

Дунит-гарцбургитовый комплекс смоделирован существенно неоднородным, особенности модели этого комплекса можно проследить на рис. 6–9. Можно предполагать, что природа этой неоднородности, вероятнее всего, заключается в разной степени серпентинизации.

ВЫВОДЫ

По карте аномального магнитного поля на карту фундамента введены тела серпентинитов, характерных форм и размеров, отредактирована форма массивов гранитов и гранитов габбро-гранитовой формации. Выявлены неоднородности в полях гнейсов преимущественно повышенной плотности, а также кольцевая неоднородность, вероятно, гранитов внутри дунит-клинопироксенитового комплекса (см. рис. 1, район 8). Обращает на себя внимание неоднородность гранито-гнейсов (см. рис. 1, район 9). Далее на северо-запад граниты габбро-гранитовой формации разделены на два участка (см. рис. 1, район 10). Форма поля эффузивов смешанного состава (см. рис. 1, район 11) уточнена, но модель предполагает продолжение пород этой же плотности за пределы структуры в северо-западном направлении (см. рис. 3). Смоделирована структура дунит-гарцбургитового комплекса, существенно неоднородного по плотности (вероятно, в результате разной степени серпентинизации). Северо-западнее него введен комплекс пород плотностью $\Delta\sigma = -0.07$, идущий до нижней границы модели. Плотностные характеристики соответствуют гранитам, но размер по вертикали не соответствует типичным уплощенным формам гранитных plutonov.

Благодарности

Авторы благодарят доктора физ.-мат. наук А.С. Долгала за обсуждение статьи и полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2008) О плотности пород востока и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 114 с.

Бочкарев В.С., Иванов К.С., Пахалко А.Г., Сергеев С.А. (2022) Особенности геологического строения фундамента Зауралья и возраст риолитов туринской серии. *Уральск. геол. журн.*, 6(150), 55-73.

Вахрушева Н.В., Ширяев П.Б., Степанов А.Е., Богданова А.Р. (2017) Петрология и хромитоносность ультраосновного массива Рай-Из Полярный Урал. (Ред. К.С. Иванов). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 265 с.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект УРАЛСЕЙС). (2001) (Ред. А.Ф. Морозов). Тверь: Герт, 286 с.

Горбачев В.И., Наркисова В.В., Крупеник В.А., Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешникова К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я. (2013) Но-

вые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты (Янгиюганская параметрическая скважина). *Горн. ведомости*, (9), 22-37.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2005а) М-6 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Уральск. сер. Лист Q-41 (Воркута). Объяснит. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 335 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2005б) М-6 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Уральск. сер. Лист Р-40 (Североуральск). Объяснит. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 332 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2008) М-6 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Южно-Карская сер. Лист R-41.

Долгаль А.С. (2012) Комплексование геофизических методов. Пермь: РИО Пермского гос. национ. исслед. ун-та, 166 с.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Неядько В.В. (2014) Строение земной коры полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ. *Геология и геофизика*, 55(3), 498-505.

Золотов Е.Е., Неядько В.В., Чернышев Ю.А., Гречишников Г.А., Егоркин А.В., Ломова Г.А., Пономарев С.В., Ракитов В.А., Рыжкова И.А. (2008) Строение консолидированной коры и верхней мантии вдоль Полярно-Уральского трансекта. *Тез. докл. X геофиз. чтений им В.В. Федынского*. М.: Центр "Геон", 20-21.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Елизаров Д.В., Шокальский С.П. (2016) О возрасте и составе гнейсов из фундамента северо-западной части Западно-Сибирской плиты. *Литосфера*, (1), 59-73.

Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Пучков В.Н., Пономарев В.С., Костров Н.П., Хиллер В.В. (2021) Складчатый фундамент полуострова Ямал и его структурные связи. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 285 с.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Шокальский С.П., Сергеев С.А. (2014) Состав и возраст кристаллического фундамента северо-западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. *Докл. АН*, 459(5), 607-611.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Костров Н.П. (2017) Глубинные структуры сочленения Урала с Русской и Западно-Сибирской платформами. *Докл. АН*, 475(1), 64-67.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Пономарев В.С., Ерохин Ю.В. (2018) Докембрий Западно-Сибирской плиты: проблема и решение. *Докл. АН*, 482(3), 307-310.

Иванов К.С., Костров Н.П. (2017) Новая геолого-геофизическая интерпретация потенциальных полей в районе Средне-Уральского трансекта. Ст. 2. Восток Урала и Западная Сибирь. *Литосфера*, (1), 96-115.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 302 с.

Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, 393(5), 647-651.

Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения земной коры (модель 3-го поколения).

- Литосфера*, **18**(4), 500-519.
- Костров Н.П., Иванов К.С. (2017) Комплекс интерпретации потенциальных полей для геологии. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (10), 3-8.
- Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Кременецкий А.А. (2012) Тимано-Урало-Пайхойская коллизионная область. М.: Геолкарт-Геос, 210 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. (2006) Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. *Литосфера*, (4), 3-22.
- Куликов В.А., Яковлев А.Г. (2008) Глубинная геоэлектрическая модель Полярного Урала. *Электронное научное издание "ГЕОразрез" ISSN 2070-0768*, (2), 20.
- Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика. (2008) (Ред. А.М. Пыстин, В.Л. Андреичев, А.И. Антошкина и др.). Сыктывкар: Геопринт, 234 с.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. (2010) (Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мельгунов). СПб.: ВСЕГЕИ, 274 с. (+Приложения на CD).
- Перфильев А.С. (1968) Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 248 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (2020) Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития. *Геотектоника*, (1), 41-61.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. (2015) Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральского сегмента земной коры. *Тр. КарНЦ РАН*, (7), 3-18.
- Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В., Куликов В.А., Егоркин А.В., Душин В.А., Кашубин С.Н. (2011) Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта. *Регион. геол. и металлогения*, (48), 25-36.
- Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С. (2013) Геологическое строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала. *Литосфера*, (1), 3-16.
- Семёнов Б.Г., Екидина Н.Я., Ананьева Е.М. и др. (1990) Построение комплексной модели земной коры Урала. Отчет по теме за 1989–1990 гг., ФГУ "ТФИ по Уральскому округу". <https://rfgf.ru/catalog/docview.php?did=284b270e43007f7f58c853c09a637d69>
- Тектоническая история Полярного Урала. (2001) (Ред. А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др.). М.: Наука, 91 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 531).
- Угрюмов А.Н., Воронов В.Н. (2014) К вопросу о стратиграфическом расчленении разреза фундамента Западно-Сибирской плиты по стволу Янгйюганской параметрической скважины. *Горн. ведомости*, (6), 34-48.
- Юдин В.В., Ремизов Д.Н. (2014) Сбалансированная геодинамическая модель по профилю "Полярноуральский трансект". *Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Мат-лы XVI геол. съезда Респ. Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 77-79.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. (1984) Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 154 с.
- Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary with consideration of demagnetization. *Geophys. Prospect.*, **55**(1), 91-115.
- Rybalka A., Petrov G., Kashubina T., Aniskin A. (2011) Crustal structure along the Polar-Urals transect, Russia, based on multidisciplinary deep seismic and integrated studies. *14th Intern. Symp. on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins*. Cairns. Geosci. Australia, 103 p.

REFERENCES

- Anan'eva E.M., Vinnichuk N.N., Ivanov K.S., Kormil'tsev V.V., Fedorov Yu.N. (2008) About density of the East rocks and the West-Siberian basement. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 114 p. (In Russ.)
- Bochkarev V.S., Ivanov K.S., Pakhalko A.G., Sergeev S.A. (2022) Particularities of geological structure of the Zauralye basement and the Turinian series rhyolite age. *Ural. Geol. Zhurnal*, **6**(150), 55-73. (In Russ.)
- Deep structure and geodynamics of the Southern Urals (URALSEIS project). (2001) (Ed. A.F. Morozov). Tver', Gers Publ., 286 p. (In Russ.)
- Gorbachev V.I., Narkisova V.V., Krupenik V.A., Tarkhanov G.V., Popov S.G., Sveshnikova K.Yu., Sokolova T.N., Kuz'min D.A., Dokuchaev A.Ya. (2013) New data on the West-Siberian plate basement (Yangiyuganskaya parametric borehole). *Gornye Vedomosti*, (9), 22-37. (In Russ.)
- State geological map of Russian Federation. (2005a) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. List Q-41 (Vorkuta). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 335 p. (In Russ.)
- State geological map of Russian Federation. (2005b) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Ural series. List P-40 (Severouralsk). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 332 p. (In Russ.)
- State geological map of Russian Federation. (2008) Scale 1 : 1 000 000 (third generation). South-Kara series. List R-41. (In Russ.)
- Dolgal' A.S. (2012) Complexation of geophysical methods. Perm, Editorial-Publishing department of Perm governmental national research university, 166 p. (In Russ.)
- Druzhinin V.S., Rakitov V.A., Osipov V.Yu., Nachapkin I.I., Nedyad'ko V.V. (2014) The earth crust structure of polar sector of the Ural folded system on the GSZ data. *Geol. Geofiz.*, **55**(3), 498-505. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Elizarov D.V., Shokal'skii S.P. (2016) About age and composition of gneisses from the basement of the West-Siberian plate north-western part. *Lithosphere (Russia)*, (1), 59-73. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Erokhin Yu.V., Puchkov V.N., Ponomarev V.S., Kostrov N.P., Khiller V.V. (2021) Folded dsement of the Yamal peninsular and its structural bounds. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 285 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Erokhin Yu.V., Shokal'skii S.P., Sergeev S.A. (2014) Composition and age of crystalline basement of the north-western part of the West-Siberian oil-and gas-bearing megabasin. *Dokl. Akad. Nauk*, **459**(5), 607-611. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Kostrov N.P. (2017) Deep structures of Urals joints with the Russian and West-Siberian platforms. *Dokl. Akad. Nauk*, **475**(1), 64-67. (In Russ.)

- Ivanov K.S., Koroteev V.A., Ponomarev V.S., Erokhin Yu.V. (2018) Precambrian of the West-Siberian plate: Problem and decision. *Dokl. Akad. Nauk*, **482**(3), 307-310. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Kostrov N.P. (2017) A new geological-geophysical interpretation of potential fields in the area of Middle-Uralian transect. Paper 2. The East of the Urals and Western Siberia. *Lithosphere (Russia)*, (1), 96-115. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) Geological structure of the basement of Preuralian part of the West-Siberian oil-and-gas-bearing megabasin. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 302 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormil'tsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) Structure and nature of the Urals and West Siberia joint area. *Dokl. Akad. Nauk*, **393**(5), 647-51. (In Russ.)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Rheological model of the earth crust structure (model of the third generation). *Lithosphere (Russia)*, **18**(4), 500-519. (In Russ.)
- Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary with consideration of demagnetization. *Geophys. Prospect.*, **55**(1), 91-115.
- Kostrov N.P., Ivanov K.S. (2017) Complex interpretation of potential fields for geology. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, (10), 3-8. (In Russ.)
- Kostyuchenko S.L., Morozov A.F., Kremenetskii A.A. (2012) Timam-Ural-Paikhoi collision area. Moscow, Geolcart-Geos Publ., 210 p. (In Russ.)
- Kulikov V.A., Yakovlev A.G. (2008). Deep geo-electric model of the Polar Urals. *Electronic scientific edition "GEOsection" ISSN 2070-0768*, (2), 20. (In Russ.)
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V., Andreichev V.L., Dorokhov N.S. (2006) Pre-Uralian tectonic evolution of the north-eastern and eastern frame of the East-European platform. *Lithosphere (Russia)*, (4), 3-22. (In Russ.)
- Lithosphere of Timan-Severouralsk area: Geological structure, substance, geodynamics. (2008) (Eds A.M. Pystin, V.L. Andreichev, A.I. Antoshkina et al.). Syktyvkar, Geoprint Publ., 234 p. (In Russ.)
- Main features of geological structure and raw-resources potential of the North, Polar and Cis-Polar Urals. (2010) (Eds A.F. Morozov, O.V. Petrov, A.N. Mel'gunov) St.Petersburg, VSEGEI Publ., 274 p. (+ Appl. on CD). (In Russ.)
- Perfil'ev A.S. (1968) Particularities of tectonics of north of the Urals. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russ.)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (2020) Tectonics of the north of the Urals and West Siberia: General history of development. *Geotektonika*, (1), 41-61. (In Russ.)
- Pystin A.M., Pystyna Yu.I. (2015) Archean-paleoproterozoic history of metamorphism of rocks of the Uras segment earth crust. *Tr. KarNTs RAN*, (7), 3-18. (In Russ.)
- Rybalka A., Petrov G., Kashubina T., Aniskin A. (2011) Crustal structure along the Polar-Urals transect, Russia, based on multidisciplinary deep seismic and integrated studies. *14th Intern. Symp. on Deep Seismic Profiling of the Continents and their Margins*. Cairns. Geosci. Australia, 103 p.
- Rybalka A.V., Petrov G.A., Kashubina T.V., Kulikov V.A., Egorkin A.V., Dushin V.A., Kashubin S.N. (2011) Deep structure of the Urals on data of the Polar-Uralian transect.) *Region. Geol. i Metallogeniya*, (48), 25-36. (In Russ.)
- Ryl'kov S.A., Rybalka A.V., Ivanov K.S. (2013) Geological structure and metalogeny of the Urals: comparison of deep structure of Southern, Middle and Polar Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-16. (In Russ.)
- Semenov B.G., Ekidina N.Ya., Anan'eva E.M. et al. (1990) Construction of complex model of the earth crust of the Urals. Report on the topic for 1989-1990, FGU "TFI on the Uralian region". (In Russ.) <https://rfgf.ru/catalog/docview.php?did=284b270e43007f7f58c853c09a637d69>
- Tectonic history of the Polar Urals. (2001) (Eds A.N. Didenko, S.A. Kurenkov, S.V. Ruzhentsev et al.). Moscow, Nauka Publ., 91 p. (Tr. GIN RAN, iss. 531). (In Russ.)
- Ugryumov A.N., Voronov V.N. (2014) About the profile stratigraphic dividing of the West-Siberian plate basement along the trunk of the Yangiyugansk parametric borehole. *Gornye Vedomosti*, (6), 34-48. (In Russ.)
- Vakhrusheva N.V., Shiryaev P.B., Stepanov A.E., Bogdanova A.H. (2017) Petrology and chromite presence of ultrabasic massif Rai-Iz, Polar Urals. (Ed. K.S. Ivanov). Ekaterinburg, IGG UB RAS, 265 p. (In Russ.)
- Yudin V.V., Remezov D.N. (2014) Balanced geodynamical model on the profile "Polar Urals transect". *Geology and mineral resources of the European north-east of Russia*. Mater. of XVI Geol. Congress of Komi Repub. V. 2. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN Publ., 77-99. (In Russ.)
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V. (1984) The Voikar volcano-plutonic belt (Polar Urals). Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 154 p. (In Russ.)
- Zolotov E.E., Nedyad'ko V.V., Chernyshev Yu.A., Grechishnikov G.A., Egorkin A.V., Lomova G.A., Ponomarev S.V., Rakitov V.A., Ryzhkova I.A. (2008) The structure of consolidated crust and upper mantle along the Polar-Urals transect. *Abstracts of reports of the X Geophysical Readings named after. V.V. Fedynsky*. Moscow, Tsentr "Geon", 20-21. (In Russ.)

Минеральный состав и модель формирования аподоломитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна

Е. В. Кислов¹, И. С. Гончарук^{1,2}, В. В. Вантеев¹

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, 670047, г. Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Институт естественных наук, 670000, г. Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а

Поступила в редакцию 26.01.2024 г., принята к печати 13.03.2024 г.

Объект исследования. Воймаканское месторождение аподоломитового нефрита. **Цель.** Определение минерального состава и выработка модели формирования нефрита. **Материалы и методы.** Изучены 12 образцов нефрита и 5 образцов вмещающих пород. Применены бинокуляр, геммологические фонарь и лупа, петрографический микроскоп. Минеральный состав изучен на растровом электронном микроскопе с системой энергодисперсионного количественного микроанализа. **Результаты.** Нефрит светло-салатный, салатный, серо-салатный и бурый (медовый). Образует обособления в телах кальцит-тремолитового скарна на контакте доломитового мрамора и амфиболита, преобразованного в эпидот-тремолитовый скарн. Минералы нефрита отнесены к парагенезисам: реликтовому (минералы амфиболита, доломита, скарнов): доломит, магнетит, уранинит, фторапатит, циркон, эпидот I; метасоматическому донефритовому: диопсид, кварц I, окерманит, оливин; метасоматическому нефритовому: кальцит I, тремолит; регрессивному метасоматическому: кварц II, серпентин, тальк, хлорит, эпидот II; вторичному: англезит, ванадинит, вульфенит, голландит (?), сильвин, уранофан, самородные бронза, медь, серебро. **Выводы.** Нефрит соответствует требованиям, предъявляемым к камнесамоцветному сырью. Развито интенсивное замещение хлоритом и, особенно, тальком, что значительно ухудшает качество сырья. Диопсидит с линзочками, прослоями нефрита может использоваться для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций. Представлена модель формирования нефрита с первоначальным образованием по доломиту диопсида, его замещением тремолитом или кальцит-тремолитовым агрегатом, далее ранний призматический тремолит замещается спутанно-волоконистым скрытокристаллическим тремолитом. Кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом или тальком в ассоциации с кальцитом.

Ключевые слова: нефрит, Воймаканское месторождение, минеральный состав, причины окраски, модель формирования

Источник финансирования

Сбор материалов и анализы выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>, подготовка статьи выполнена в рамках государственного задания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА- А21-121011390003-9

Mineral composition and formation model of dolomite type nephrite, Voimakan deposit, Middle-Vitim mountain country

Evgeniy V. Kislov¹, Irina S. Goncharuk^{1,2}, Vladislav V. Vanteev¹

¹N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, 6a Sakhyanov st., Ulan-Ude 670047, Russia

²D. Banzarov Buryat State University, Institute of Natural Sciences, 24a Smolin st., Ulan-Ude 670000, Russia

Received 26.01.2024, accepted 13.03.2024

Research subject. The Voimakan deposit of dolomite type nephrite. **Aim.** Determination of the mineral composition and development of a model for the formation of nephrite. **Materials and Methods.** 12 samples of nephrite and 5 samples of host rocks were studied. A binocular, a gemological lantern, a magnifying glass, and a petrographic microscope were used. The mineral composition was studied using a scanning electron microscope with an energy dispersive quantitative

Для цитирования: Кислов Е.В., Гончарук И.С., Вантеев В.В. (2024) Минеральный состав и модель формирования аподоломитового нефрита Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна. *Литосфера*, 24(4), 609-628. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-609-628>

For citation: Kislov E.V., Goncharuk I.S., Vanteev V.V. (2024) Mineral composition and formation model of dolomite type nephrite, Voimakan deposit, Middle-Vitim mountain country. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 609-628. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-609-628>

microanalysis system. *Results.* Nephrite is light salad, salad, gray-salad and brown (honey). It forms segregations in calcite-tremolite skarn bodies at the contact of dolomite marble and amphibolite transformed into epidote-tremolite skarn. Nephrite minerals are classified as parageneses: relict (minerals of dolomite, amphibolite and skarns): dolomite, magnetite, uraninite, fluorapatite, zircon, epidote I; metasomatic before nephrite: diopside, quartz I, okermanite, olivine; metasomatic nephrite: calcite I, tremolite; regressive metasomatic: quartz II, serpentine, talc, chlorite, epidote II; secondary: anglesite, vanadinite, wulfenite, hollandite (?), sylvin, uranophane, native bronze, copper, silver. *Conclusion.* Nephrite meets the requirements for gemstone raw materials. Intensive replacement with chlorite and, especially, talc has been developed, which significantly worsens the quality of raw materials. Diopside with nephrite lenses, interlayers can be used for carving multicolored products or inlays. A model of nephrite formation is presented with the initial formation of diopside on dolomite, its replacement by tremolite or calcite-tremolite aggregate; the early prismatic tremolite is replaced by a tangled fibrous cryptocrystalline tremolite. Skarn calcite can also be replaced by tremolite to form nephrite. With the continuation of the regressive process, tremolite is replaced by chlorite or talc in association with calcite.

Keywords: nephrite, Voimakán deposit, mineral composition, model of origin

Funding information

The collection of materials and analytical works were funded by the grant of the Russian Science Foundation No. 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>, the preparation of the article was carried out within the framework of the state assignment of the GIN SB RAS, no. state reg. AAAA21-121011390003-9

Acknowledgements

The authors are grateful to VVS LLC and personally to S.I. Moskva and V.S. Kodochigov for the materials and information provided, E.V. Khodyreva for performing the analyses. Comments and suggestions from editor S.L. Votyakov and two editorial reviewers contributed to a significant improvement of the manuscript. The equipment of the Center for Shared Use "Geospectr" of the Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Ulan-Ude) was used.

ВВЕДЕНИЕ

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, плотный агрегат моноклинного амфибола тремолит-актинолитового ряда, обладающий характерной спутанно-волокнистой микроструктурой. Нефрит особенно ценится в Китае, Новой Зеландии, на тихоокеанском побережье Северной Америки.

Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа. Первый тип – апосерпентинитовый в метасоматитах офиолитовых комплексов. Второй тип – аподоломитовый в тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах. Россыпи, преимущественно аллювиальные, обычно приурочены к коренным месторождениям.

Для апосерпентинитового нефрита характерны различные оттенки зеленого цвета, до бурого (табачного, болотного) и черного. Для аподоломитового нефрита характерен широкий диапазон окрасок – от белого, серого до светло-зеленого (салатного), бурого (медового) и черного. Наиболее ценится яркий голубовато-зеленый нефрит с минимальным количеством зерен хромита, белый нефрит и тремолитовый “кошачий глаз”. Высоко ценятся аллювиальные гальки и валуны нефрита, особенно с поверхностными корочками прокрашивания.

По состоянию на 01.01.2022 Государственным балансом запасов в России учтены 26 месторождений апосерпентинитового и аподоломитового нефрита. В 2022 г. разрабатывались Кавоктинское, Нижне-Олломинское, Сергеевская залежь, Хайтин-

ское, Голубинское месторождения аподоломитового нефрита в Бурятии. Воймаканское месторождение нефрита в Бурятии подготавливалось к обработке, на Удоканском в Забайкальском крае и Буромском в Бурятии проводились геологоразведочные работы. В нераспределенном фонде месторождений аподоломитового нефрита нет. Все российские месторождения аподоломитового нефрита находятся в Витимской нефритоносной провинции.

За рубежом большинство месторождений аподоломитового нефрита находятся в Китае. Наиболее крупные месторождения известны в Северо-Западном Китае, ряд месторождений – на Северо-Востоке, в меньшей мере – в Восточном и Южном Китае (Zhang et al., 2023). На большинстве изученных месторождений тела нефрита локализируются в контакте доломита и гранита. Есть исключения, например месторождения Дахуа (Zhong et al., 2019) и Лодянь (Zhang et al., 2019), образовавшиеся на контакте диабазы и известняка, или Луаньчуань (Ling et al., 2015) – в доломите вне контакта с метагаббро.

В других странах следует отметить месторождение Чхунчхон в Южной Корее, сформированное на контакте доломита и амфиболита (Yui, Kwon, 2002; Feng et al., 2022; Li et al., 2023), и месторождение Злоты Сток в Нижней Силезии, Польша, образованное на контакте доломита и гранита (Gil et al., 2015, 2020; Korybska-Sadło et al., 2018). Месторождения района Коуэлл на п-ове Эйр в Южной Австралии (Nichol, 2000; Tan et al., 2013) и Альпе Мастабия (Вал Маленко) в Ломбардии, Италия (Adamo, Vocchio, 2013), изучены недостаточно.

До сих пор остается дискуссионной роль метаморфических и метасоматических процессов в формировании нефрита.

Для месторождений Витимской нефритоносной провинции более характерно образование нефрита на контакте доломита и амфиболита, слагающих ксеноблоки в граните Ангаро-Витимского батолита. Но научно-исследовательские работы на российских месторождениях нефрита проводились в основном в 1980-х гг. В какой-то мере исследования нефрита Витимской нефритоносной провинции возобновлены лишь в последние годы (Бурцева и др., 2015; Сутурин и др., 2015; Гомбоев и др., 2017; Кочнев, Краснов, 2017; Кочнев и др., 2018; Филиппова и др., 2021; Кислов и др., 2023). В связи с этим необходимо изучение минерального состава нефрита и вмещающих пород в целях выяснения особенностей его происхождения и геологического контроля качества камнесамоцветного сырья. В данной работе приведены результаты исследования Воймаканского месторождения, находящегося на западном фланге Витимской нефритонос-

ной провинции. Научно-исследовательские работы на этом месторождении ранее не проводились, публикации в открытой печати отсутствуют.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОЙМАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Воймаканское месторождение аподолмитового нефрита находится в западной части Витимской нефритоносной провинции. В географическом отношении месторождение расположено на территории Баунтовского эвенкийского района Республики Бурятия в Средне-Витимской горной стране (рис. 1).

Воймаканское проявление апокарбонатного нефрита выявлено в 1981 г. А.П. Секериным при проведении рекогносцировочных маршрутов в среднем течении р. Ципа. Среди развалов элювиально-делювиальных глыб гранитов и мраморов обнаружены валуны кальцит-тремолитовых скарнов. Геологоразведочные работы на Воймаканском проявлении проводились до 1991 г. экспедицией

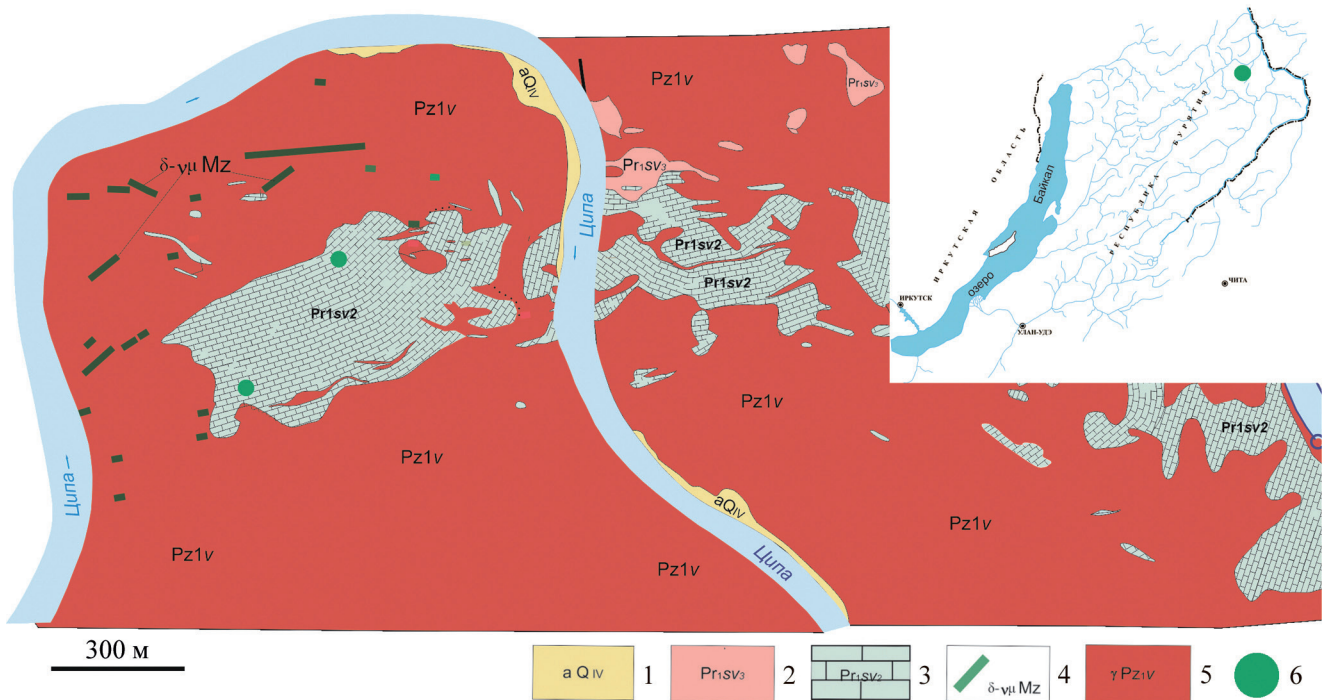


Рис. 1. Геологическая карта Воймаканского месторождения, по (Кодочигов, Курбатов, 2015) с дополнениями и исправлениями.

1 – аллювиальные отложения; 2, 3 – суванихинская свита: 2 – верхняя подсвита (сланцы, гнейсы, амфиболиты, известняки, метаэффузивы); 3 – средняя подсвита (известняки, доломиты, сланцы); 4 – мезозойские интрузивы (габбро, диориты, габбро-диориты); 5 – Витимканский интрузивный комплекс (граниты, гранодиориты, диориты, аплиты, пегматиты); 6 – залежи нефрита.

Fig. 1. Geological map of the Voimakán deposit, after (Kodochigov, Kurbatov, 2015) with additions and corrections.

1 – alluvial deposits; 2, 3 – Suvanikha formation: 2 – upper sub-formation (shales, gneisses, amphibolites, limestones, metaeffusives); 3 – middle sub-formation (limestones, dolomites, shales); 4 – Mesozoic intrusions: gabbro, diorites, gabbro-diorites; 5 – Vitimkan intrusive complex (granites, granodiorites, diorites, aplites, pegmatites); 6 – nephrite areas.

“Байкалкварцсамоцветы” в небольшом объеме в связи с наличием в этом районе более перспективных объектов. В 1990–2000-е гг. велась нелегальная добыча нефрита в карьере с нагорными канавами. Ситуация изменилась в 2012 г. после получения лицензии на геологическое изучение, разведку и добычу нефрита ЗАО “МС Холдинг” (Кодочигов, Курбатов, 2015).

Район расположения Воймаканского месторождения характеризуется развитием различных осадочных, метаморфических и интрузивных пород, осложнен тектоникой (см. рис. 1). В районе месторождения меандрирующая р. Ципа и ее приток р. Воймакан протекают по типичной U-образной долине с широким, участками узким скальным днищем. С ними связаны аллювиальные отложения русла р. Ципа и первой надпойменной террасы.

Суванихинская свита нижнего протерозоя подразделяется на подсвиты. К верхней подсвите относятся кварц-биотитовые, биотит-кордиеритовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои и горизонты кристаллических известняков, метаморфизованных кислых и основных эффузивов. К средней подсвите отнесены кристаллические известняки, доломиты с прослоями биотитовых сланцев.

Большая часть площади месторождения сложена выходами Витимканского интрузивного комплекса нижнего палеозоя. Первая фаза представлена порфиroidными амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами, дайками аплитов, телами пегматитов, вторая фаза – лейкократовыми биотитовыми равномерно-зернистыми, реже гнейсовидными гранитами, гранодиоритами. К мезозою отнесены дайки габбро, диоритов, габбро-диоритов.

В пределах Воймаканского месторождения широко распространены разрывные нарушения различного времени заложения, ориентировки и амплитуды. Отчетливо выделяются две диагональные системы разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Разрывные нарушения характеризуются наличием зон дробления и милонитизации с крутыми углами падения (60–90°). К зонам разломов приурочены дайки магматических пород, тела метасоматических пород.

Метасоматические изменения с образованием нефритонесных зон развиты вблизи контактов мраморизованных доломитов и амфиболитов (рис. 2). В гранитах метасоматические изменения выражаются в существенном увеличении содержания эпидота, клиноцоизита, уменьшении содержания биотита, появлении тремолита и хлорита. В амфиболитах роговая обманка замещается тремолитом, плагиоклаз – эпидотом, появляется хлорит, порода преобразуется в эпидот-тремолитовый скарн. Метасоматические изменения в карбонатных породах проявлены сильнее, с образованием

кальцит-тремолитовых скарнов с желваками, гнездами и жилами нефрита на небольшом удалении от гранитов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены образцы из кернов скважин, в меньшей мере из валовых проб, полученных в ходе геологоразведочных работ ООО “ВВС” по заказу ЗАО “МС Холдинг” на Воймаканском месторождении. Для детального исследования отобраны 12 образцов нефрита и 5 образцов вмещающих пород. Визуальное петрографическое и минералогическое изучение проводилось при естественном освещении, применялась фотофиксация. Декоративные свойства (окраска, оттенок, рисунок, наличие каемок, степень шероховатости) определялись при помощи бинокулярного микроскопа МБС-10 и геммологического фонаря. Шлифы изучены под петрографическим микроскопом Olympus Vx-51.

Состав минералов изучен на растровом электронном микроскопе LEO-1430VP (Carl Zeiss, Германия) с системой энергодисперсионного количественного микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments, Великобритания) в ЦКП “Геоспектр” (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). Условия исследования: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3–0.4 нА, размер зонда <0.1 мкм, время измерения 50 с (“живое” время), ошибка анализа на сумму достигает 2–4 мас. % в зависимости от качества поверхности образца и особенностей его состава. Содержание трехвалентного железа вычислено по стехиометрии. Анализы фторапатита нормированы на 100% в связи с завышением суммы из-за наложения О и F. Аналитик Е.В. Ходырева.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Качественные характеристики нефрита. Нефрит имеет преимущественно светло-салатную, салатную, серо-салатную и бурую (медовую) окраску (рис. 3). В некоторых образцах она неоднородна из-за включений визуально различимых призматических зерен тремолита, кальцита, диопсида, обособлений кальцит-тремолитового скарна. Дефекты: разноориентированные трещины, включения инородных минералов и пород, развитые по поверхностям и трещинам пленки кальцита, вторичных минералов железа и марганца. Качество нефрита часто ухудшено из-за интенсивного развития хлорита и талька.

Петрографическое описание. Нефрит образует желваки, жилы, гнезда, линзы в жильных телах кальцит-тремолитового скарна. Кальцит-тремолитовый скарн белый, матовый, сложен удлиненно-призматическими кристаллами и радиально-лучистыми агрегатами тремолита и тонко-лучистыми агрегатами кальцита.

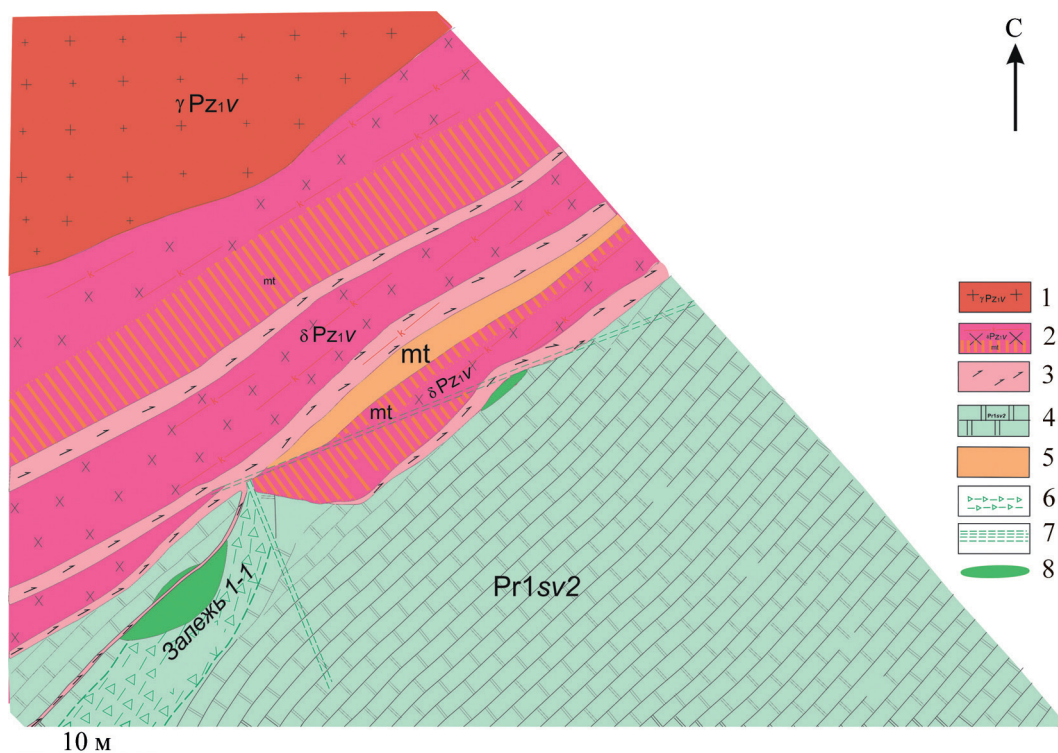


Рис. 2. Залежь нефрита 1-1 на контакте мраморизованных доломитов и амфиболитов, по (Кодочигов, Курбатов, 2015) с дополнениями и исправлениями.

Витимканский интрузивный комплекс: 1 – первая фаза (порфировидные амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, диориты, дайки аплитов, тела пегматитов), 2 – вторая фаза (лейкокротавые биотитовые равномерно-зернистые, реже гнейсовидные граниты, гранодиорит); суванихинская свита: 3 – верхняя подсвита (кварц-биотитовые, биотит-кордиеритовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои и горизонты кристаллических известняков, метаморфизованных кислых и основных эффузивов), 4 – средняя подсвита (кристаллические известняки, доломиты, прослои биотитовых сланцев); 5 – метасоматически измененные породы; 6 – тектонические брекчии; 7 – зоны разрывных нарушений; 8 – тела кальцит-тремолитовых скарнов с желваками и жилами нефрита.

Fig. 2. Nephrite lode 1-1 at the contact of marbled dolomites and amphibolites, after (Kodochigov, Kurbatov, 2015) with additions and corrections.

Vitimkan intrusive complex: 1 – first phase (porphyritic amphibole-biotite granites, granodiorites, diorites, aplite dikes, pegmatite bodies), 2 – second phase (leucocratic biotite equigranular, rarely gneiss-like granites, granodiorites); Suvanikha formation: 3 – upper sub-formation (quartz-biotite, biotite-cordierite, sillimanite-biotite, biotite-hornblende shales, gneisses, amphibolites, interlayers and horizons of crystalline limestones, metamorphosed acidic and basic effusives), 4 – middle sub-formation (crystalline limestones, dolomites, interlayers of biotite shales); 5 – metasomatically altered rocks; 6 – tectonic breccias; 7 – faults zones; 8 – calcite-tremolite skarns bodies with nephrite nodules and veins.

На контакте с кальцит-тремолитовым скарном часто расположены *эпидот-тремолитовые скарны*, образованные по амфиболитам в результате эпидотизации и, в меньшей степени, хлоритизации. Эпидот-тремолитовые скарны – среднезернистые полосчатые породы. Их окраска варьируется от зеленой до темно-зеленой. Структура основной массы эпидот-тремолитовых скарнов гранобластовая. Эпидот-тремолитовые скарны сложены крупными удлиненно-призматическими, реже игольчатыми кристаллами тремолита (рис. 4а), интерстиции между которыми заполнены серпентином, в подчиненном количестве присутствуют крупные кристаллы эпидота, иногда с включениями циркона.

Карбонатные породы в непосредственной близости залежей нефрита представлены кристаллическими *доломитами*, в меньшей степени мраморизованными известняками. Внешне это светло-серые, кремовые разномасштабные полнокристаллические породы. Структура доломита гранобластовая, основные минералы – кальцит и доломит. Кальцит часто мелкий, часто удлиненный, единичные зерна достигают 0.1 мм. Доломит в шлифах представлен гипидиоморфными зернами с ярко выраженными полисинтетическими двойниками, размеры зерен достигают 0.25 мм. Встречаются изометричные агрегаты хлорита и зерна фтор-апатита.

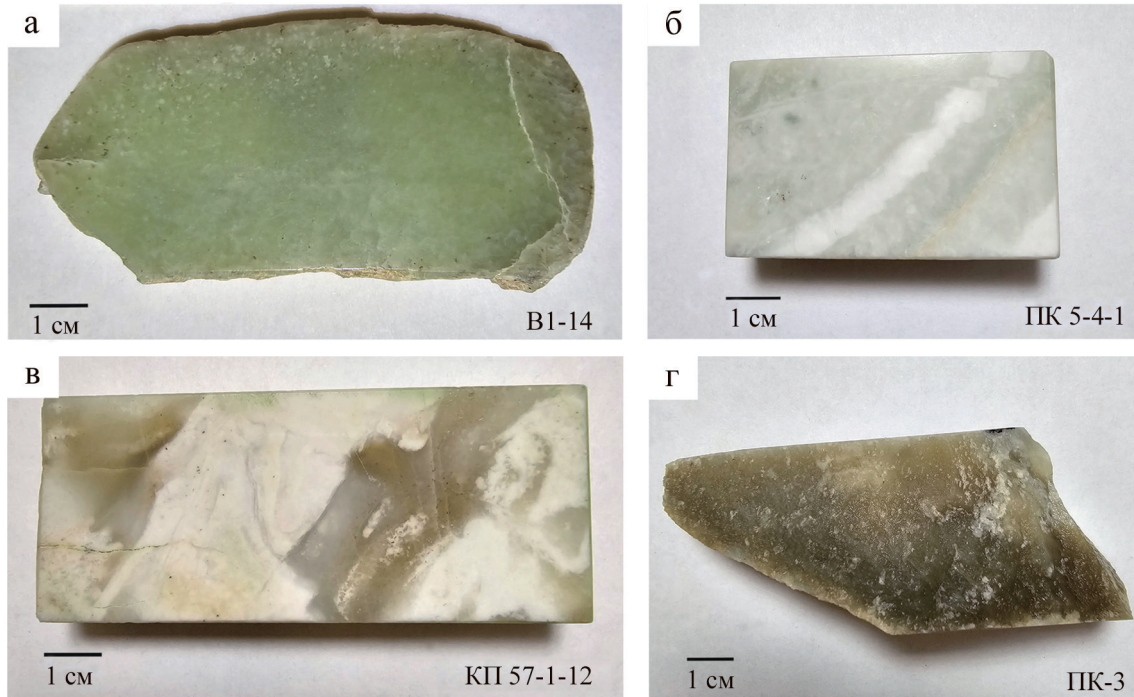


Рис. 3. Цветовые вариации нефрита Воймаканского месторождения.

а – салатный, б – светло-салатный с обособлениями кальцит-тремолитового скарна, в – серо-салатный – пропластки в диопсидите, г – бурый (медовый).

Fig. 3. Color variations of the Voimakán deposit nephrite.

а – salad, б – light salad with calcite-tremolite scarn separations, в – gray-salad – interlayers in diopside, г – brown (honey).

Нефрит Воймаканского месторождения характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волокнистой (фибробластовой) структурой (рис. 4в). Большинство изученных образцов нефрита контактируют с эпидот-тремолитовым скарном. Приконтактная часть нефрита сложена лейстами и игольчатыми агрегатами тремолита. Ранние гипидиоморфные более крупные зерна тремолита замещаются скрытокристаллическим тремолитовым агрегатом. Наблюдается развитие более поздних гипидиоморфных крупных кристаллов тремолита (рис. 4б).

С нефритом ассоциируют своеобразные *диопсидиты* с прожилками и линзами нефрита (см. рис. 3в). Диопсид светло-бежевый, цвета слоновой кости, неравномерно-зернистый – иногда зерна достигают 2 см в сечении.

Состав минералов. *Тремолит* разнообразной морфологии (рис. 5) в пределах одного образца сходен по составу (табл. 1). В белых, серых, бурых нефритах, включая прожилки в диопсидите, содержание FeO в основном ниже пределов обнаружения, редко и не во всех образцах достигает до 0.53 мас. %. В салатных нефритах содержание FeO значительно варьируется, доходя до 1.30 мас. %. В образце неравномерного салатного цвета V1-14 со-

держание FeO в тремолите от 0.35 до 5.44 мас. %, в участке черного цвета одно зерно с 16.48 мас. % FeO, отвечающее актинолиту, находится среди тремолита с содержаниями FeO 5.27 и 6.47 мас. %. Содержание Al₂O₃ в тремолите нефрита доходит до 1.83, диопсидита – до 2.83, эпидот-тремолитового скарна – 4.65 мас. %. Часть тремолита нефрита содержит галогены: чаще фтор – до 1.86, реже хлор – до 0.28 мас. %. Тремолит эпидот-тремолитового скарна содержит 0.98–3.15 мас. % FeO, фтор не обнаружен. В тремолите диопсидита и железа, и фтор ниже предела обнаружения. В единичных зернах тремолита отмечаются примеси титана, марганца, натрия, калия, ванадия (см. табл. 1).

Диопсид образует призматические зерна, их реликты, при переходе к диопсидиту агрегаты зерен достигают 2 см в поперечнике, повсеместно корродируется тремолитом (см. рис. 5б, г). На контакте нефрита и диопсидита иногда отмечается мало мощная до 2 мм диопсид-тремолитовая зона. Существует также диопсид-тремолитовый нефрит, например, РК-6-13. Состав диопсидита близок к стехиометрическому, редко примеси Al₂O₃ достигают 2.27, FeO – 0.15, Fe₂O₃ – 1.00, Na₂O – 0.44 мас. % (табл. 2). В эпидот-тремолитовом скарне единичные зерна диопсидита с примесями Al, Fe²⁺, Fe³⁺, Mn.

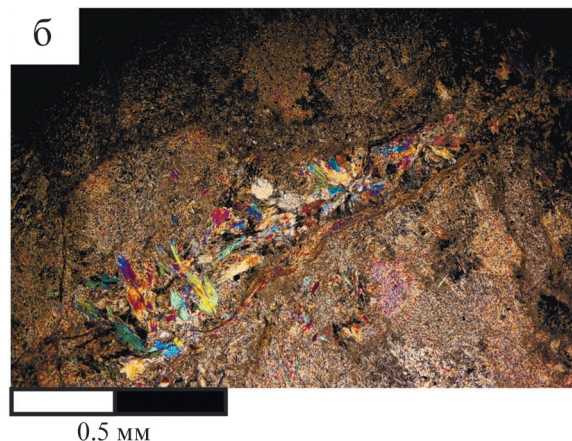
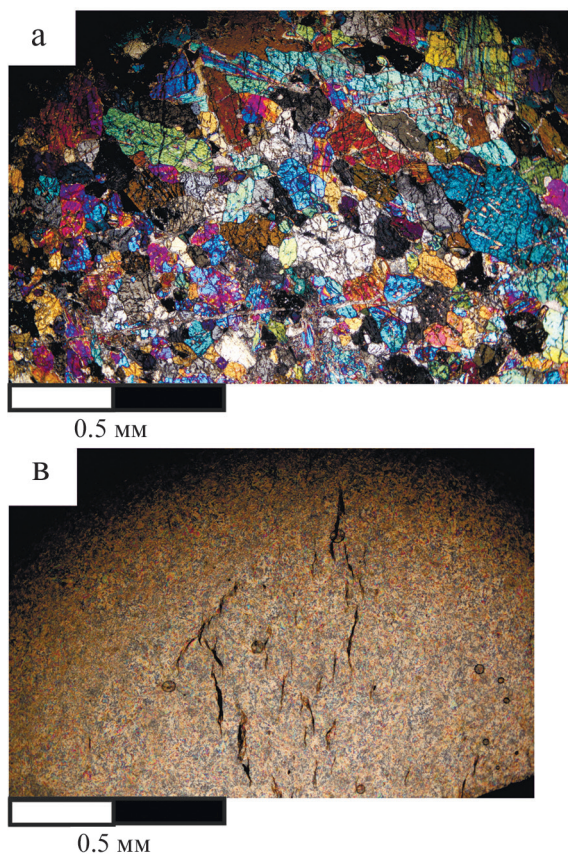


Рис. 4. Морфология тремолита.

а – гипидиоморфные изометричные призматические зерна тремолита эпидот-тремолитового скарна, б – прожилки изометричного, до игольчатого, позднего тремолита сечет скрытокристаллический спутанно-волоконистый агрегат тремолита нефрита, в – скрытокристаллический спутанно-волоконистый агрегат тремолита нефрита.

Fig. 4. Morphology of the tremolite.

a – hypidiomorphic isometric prismatic grains of epidote-tremolite skarn tremolite, б – veins of isometric to needle-like late tremolite are cut by a cryptocrystalline tangled fibrous nephrite tremolite aggregate, в – a cryptocrystalline tangled fibrous nephrite tremolite aggregate.

Доломит (22.07–26.37 мас. % MgO, 29.63–32.21 мас. % CaO) – преобладающий минерал одноименной породы. *Кальцит* (до 0.48 мас. % MgO) содержится в ней в подчиненном количестве. Мелкие ксеноморфные зерна кальцита в эпидот-тремолитовом скарне содержат больше магния – 0.46–1.14 мас. % MgO. Кальцит в нефрите присутствует в виде реликтов (см. рис. 5а), в агрегатах с тремолитом/талком либо диопсидом и кварцем, в виде поздних прожилков, часто содержит магний (до 6.96 мас. % MgO), реже – марганец (до 0.32 мас. % MnO). Реликтовые зерна доломита (см. рис. 5а) редки (31.29, 37.47 мас. % CaO; 21.69, 15.04 мас. % MgO; 0, 0.40 мас. % FeO).

Апатит образует в основном единичные зерна, обычно идиоморфные (см. рис. 5б), в нефрите также отмечены ксеноморфные очертания зерен. Анализы нормированы на 100 % в связи с завышением суммы из-за наложения О и F (табл. 3). Во всех породах апатит высокофтористый: в доломите 3.32–6.02 мас. % F, Cl не обнаружен; в эпидот-тремолитовом скарне – 5.63, 7.54 мас. % F, 0.21, 0.28 мас. % Cl; в нефрите – 3.19–6.08 мас. % F, в одном зерне – 0.43 мас. % Cl, а в другом – 0.19 мас. % Cl, F не обнаружен. В шести зернах апатита в двух образцах нефрита из скв. 16 зафиксировано 0.79–6.04 мас. % As₂O₅. Реже в апатите нефрита отмечаются 0.35–0.66 мас. % SO₃, 0.98, 1.07 мас. %

Se₂O₃ – обогащение периферии зерен, 0.69 мас. % MgO, 0.91 мас. % Na₂O.

Эпидот в эпидот-тремолитовом скарне образует крупные таблитчатые, до ксеноморфных, зерна, в нефрите – единичный изометричный сросток удлиненных кристаллов. Для эпидота характерны широкие вариации состава (табл. 4), в половине зерен фиксируются высокие содержания редкоземельных элементов.

Хлорит (см. рис. 5е) в доломите встречается в виде небольших агрегатов неправильной формы, в эпидот-тремолитовом скарне образует интерстициальные зерна, в нефрите – пятнообразные агрегаты, прожилки, встречается в ассоциации с преобладающим тальком и/или кальцитом. В доломите хлорит более магниезильный, но в целом содержание FeO от 0 до 3.32 мас. % (табл. 5). Характерны широкие вариации содержаний глинозема и небольшая примесь кальция.

Тальк встречен только в нефрите, где он замещает тремолит и диопсид, образует пятнообразные агрегаты, часто в ассоциации с кальцитом, реже – с хлоритом (см. рис. 5б, в, д, е, и). Тальк достаточно редко содержит небольшие примеси железа, алюминия и кальция (табл. 6).

Серпентин в эпидот-тремолитовом скарне содержит небольшое количество Al и Fe (табл. 7), заполняет интерстиции. Серпентин в нефрите

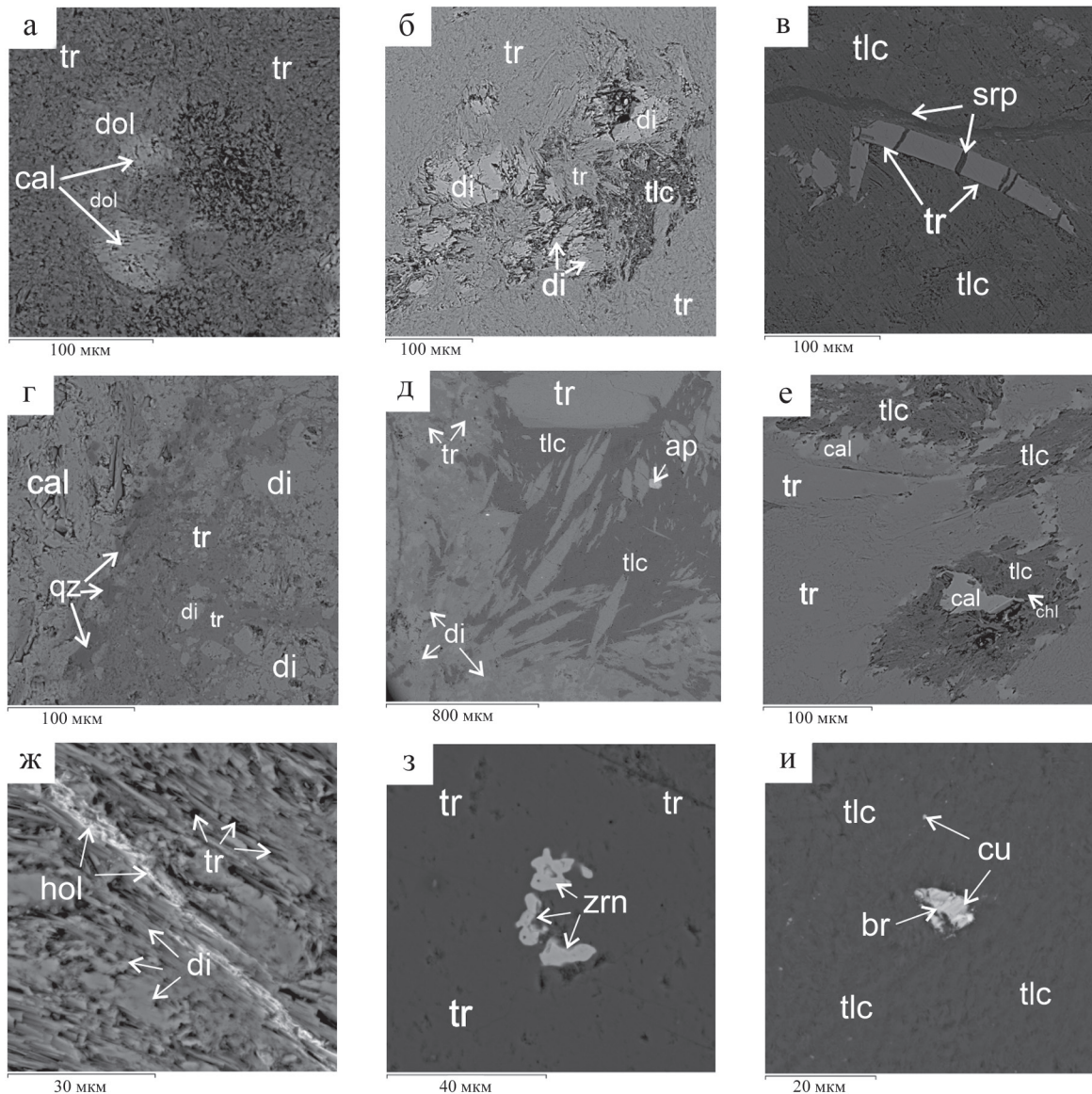


Рис. 5. Минеральный состав нефрита.

а – реликты кальцита и доломита в агрегате тремолита, V1-14; б – игольчатый кристалл и реликтовые зерна тремолита, прожилки серпентина в тальке, С-16 ПК-2; в – диопсид-кальцитовый агрегат с кварцем, замещается спутанно-волокнистым агрегатом тремолита, в зоне контакта развита талька, V1-14; г – контакт диопсидита и кальцит-тремолитового скарна, между ними мономинеральный спутанно-волокнистый агрегат тремолита, зерна кварца тяготеют к скарну, КР 6-2-13; д – игольчатые кристаллы и реликты тремолита, замещающиеся тальком, реликты диопсида, изометричный апатит, КР 5-3-7; е – агрегат тремолита замещается кальцит-тальковым парагенезисом с подчиненным хлоритом, кальцит как в центре агрегатов, так и в зальбанде, КР 5-3-4; ж – параллельно-волокнистый агрегат тремолита с реликтовыми зернами диопсида сечется прожилком голландита (?), КР 5-2-5; з – зерна циркона в тремолите, С-22 ПК-2; и – зерна самородных бронзы и меди в тальке, обр. С-2 ПК-16; *Ap* – апатит, *Br* – самородная бронза, *Cal* – кальцит, *Cu* – самородная медь, *Chl* – хлорит, *Di* – диопсид, *Dol* – доломит, *Hol* – голландит, *Qz* – кварц, *Srp* – серпентин, *Tlc* – тальк, *Tr* – тремолит, *Zrn* – циркон.

Fig. 5. Mineral composition of nephrite.

а – relics of calcite and dolomite in the tremolite aggregate, V1-14; б – needle crystal and relict grains of tremolite, serpentinite veins in talc, C-16 PK-2; в – diopside-calcite aggregate with quartz, and is replaced by a tangled fibrous tremolite aggregate, talc development in the contact zone, V1-14; г – contact of diopside and calcite-tremolite skarn, between them a monomineral tangled fibrous tremolite aggregate, quartz grains related to skarn, КР 6-2-13; д – needle crystals and tremolite relicts, replaced by talc, diopside relicts, isometric apatite, КР 5-3-7; е – tremolite aggregate is replaced by calcite-talc paragenesis with subordinate chlorite, calcite both in the center of the aggregates and in the salband, КР 5-3-4; ж – parallel-fibrous tremolite aggregate with relict grains of diopside is sectioned with a vein of hollandite (?), КР 5-2-5; з – zircon grains in tremolite, C-22 PC-2; и – grains of native bronze and copper in talc, mod. C-2 PC-16; *Ap* – apatite, *Br* – native bronze, *Cal* – calcite, *Cu* – native copper, *Chl* – chlorite, *Di* – diopside, *Dol* – dolomite, *Hol* – hollandite, *Qz* – quartz, *Srp* – serpentinite, *Tlc* – talc, *Tr* – tremolite, *Zrn* – zircon.

Таблица 1. Представительные анализы тремолита, мас. %

Table 1. Representative analyses of tremolites, wt %

Компонент	Нефрит									
	KP53-7		KP52-5					PK6-13		
SiO ₂	58.64	57.85	57.63	58.17	58.32	58.47	58.51	56.35	57.25	
Al ₂ O ₃	0	0.38	0.72	0	0.42	0.60	0.64	1.74	1.76	
FeO	0	0.35	0	0	0	0	0	0.67	0.85	
MgO	26.04	24.73	25.22	26.5	25.37	25.42	25.64	23.85	24.63	
CaO	12.94	13.35	13.01	13.59	12.97	12.94	12.98	13.39	13.64	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Σ	97.62	96.65	96.59	98.26	97.08	97.44	97.78	95.99	98.12	
Формульные коэффициенты										
Si	7.935	7.928	7.887	7.851	7.932	7.921	7.903	7.797	7.762	
Al	0	0.061	0.116	0	0.067	0.097	0.102	0.283	0.281	
Fe	0	0.040	0	0	0	0	0	0.077	0.096	
Mg	5.252	5.052	5.145	5.332	5.145	5.134	5.162	4.919	4.977	
Ca	1.877	1.960	1.908	1.965	1.890	1.879	1.879	1.985	1.982	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Компонент	Нефрит									
	V1-14					C-2-PK-16				
SiO ₂	56.84	58.40	57.87	54.70 ¹	58.79	58.06	59.02	58.02	58.34	
Al ₂ O ₃	0.60	0	0.62	0	0.53	0.74	0.47	1.81	0.62	
FeO	1.29	0.55	0.35	16.48	5.27	0.53	0.39	0.42	0.46	
MgO	25.24	25.75	25.37	14.94	22.67	24.74	25.47	24.73	24.71	
CaO	13.33	12.27	12.65	13.15	13.40	12.42	12.02	12.55	12.47	
F	1.86	0	1.43	0	0	1.24	1.59	0	0	
Σ	99.17	96.98	98.29	100.16	100.66	97.73	98.96	97.53	96.60	
Формульные коэффициенты										
Si	7.794	7.957	7.899	7.848	7.904	7.983	7.983	7.854	7.970	
Al	0.098	0	0.100	0	0.084	0.075	0.075	0.289	0.100	
Fe	0.148	0.063	0.040	1.977	0.593	0.044	0.044	0.048	0.053	
Mg	5.159	5.231	5.163	3.196	4.543	5.136	5.136	4.990	5.032	
Ca	1.959	1.791	1.850	2.022	1.931	1.742	1.742	1.820	1.825	
F	0.807	0	0.617	0	0	0.537	0.680	0	0	
Компонент	Нефрит									
	C-16-PK-1					V1-14B				
SiO ₂	58.66	58.58	58.70	59.15	58.08 ²	59.43	59.00	58.55	57.81	58.88
Al ₂ O ₃	0.59	0.45	0.83	0.40	0.40	0.59	0	1.04	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0.44	0.33	0.55	0	0.39
MgO	24.28	24.54	24.61	24.71	24.99	24.34	24.87	24.33	24.05	26.1
CaO	12.83	13.36	12.52	14.09	13.17	13.26	13.88	13.19	14.16	14.03
F	0	0	0	0	0	0	0	0	1.18	0
Σ	96.36	96.93	96.67	98.35	96.92	98.06	98.09	97.67	97.19	99.40
Формульные коэффициенты										
Si	8.017	7.979	7.990	7.959	7.925	8.005	7.972	7.931	7.979	7.872
Al	0.094	0.073	0.133	0.063	0.064	0.093	0	0.166	0	0
Fe	0	0	0	0	0	0.049	0.038	0.063	0	0.043
Mg	4.946	4.984	4.993	4.956	5.083	4.888	5.010	4.912	4.948	5.203
Ca	1.879	1.950	1.826	2.031	1.925	1.914	2.009	1.915	2.094	2.010
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0.515	0

Таблица 1. Окончание

Table 1. Ending

Компонент	Нефрит										
	С-16-ПК-2					КР-5-3-4					
SiO ₂	58.58	58.34	59.88	59.13	58.13	58.60 ³	58.92	58.38	58.38	59.09	58.88 ⁴
Al ₂ O ₃	0.51	0.51	0.79	0.49	0.87	0.59	0.62	0.85	0.55	0.55	0.98
FeO	0	0	0	0.36	0	0.75	0.51	0.35	0.53	0.68	0.57
MgO	25.9	25.82	24.51	25.22	24.1	23.75	24.58	24.11	24.84	24.71	24.01
CaO	11.95	11.57	13.08	14.68	14.43	13.78	13.01	13.35	12.72	13.39	12.91
F	0	1.33	0	0	0	0	1.14	0	0	0	0
Σ	96.94	97.57	98.27	99.88	97.52	97.78	98.78	97.04	97.02	98.42	97.65
Формульные коэффициенты											
Si	7.950	7.965	8.020	7.872	7.903	7.959	7.974	7.955	7.953	7.952	7.973
Al	0.082	0.082	0.125	0.077	0.139	0.094	0.099	0.137	0.088	0.087	0.157
Fe	0	0	0	0.04	0	0.085	0.058	0.040	0.060	0.077	0.064
Mg	5.241	5.255	4.894	5.006	4.884	4.808	4.958	4.898	5.045	4.957	4.848
Ca	1.738	1.693	1.877	2.094	2.101	2.006	1.887	1.826	1.949	1.931	1.874
F	0	1.330	0	0	0	0	0.488	0	0	0	0

Компонент	Нефрит										
	С-22-ПК-2					ПК-3					
SiO ₂	59.56	58.94	58.68	58.19 ⁵	57.89	58.62	58.47	57.44	57.40 ⁶	56.69	
Al ₂ O ₃	0	0	0	0.47	0.47	0	0.57	0.53	0.55	0.55	
FeO	0	0.32	0	0	0	0.51	0	0.32	0	0	
MgO	24.11	24.39	24.94	24.58	24.63	24.29	25.75	26.13	26.13	25.55	
CaO	14.31	13.64	13.87	13.04	13.98	13.89	12.76	12.03	12.1	12.19	
F	0	0	0	1.53	1.13	0	0	0	1.60	1.28	
Σ	97.99	97.3	97.49	98.11	98.1	97.32	97.55	96.46	98.00	96.26	
Формульные коэффициенты											
Si	8.039	8.015	7.967	7.953	7.911	8.019	7.910	7.867	7.866	7.878	
Al	0	0	0	0.076	0.076	0	0.090	0.085	0.089	0.090	
Fe	0	0.037	0	0	0	0	0	0.037	0	0	
Mg	4.852	4.945	5.048	5.008	5.017	4.934	5.194	5.336	5.339	5.294	
Ca	2.070	1.988	2.017	1.910	2.047	2.028	1.850	1.766	1.777	1.815	
F	0	0	0	0.661	0.488	0	0	0	0.038	0.563	

Компонент	Диопсидит					Эпидот-тремолитовый скарн					
	КР-6-2-13					ПК-1					
SiO ₂	58.55	57.89	57.70	59.07	58.51	58.66	52.93 ⁷	58.00	57.91	55.11	
Al ₂ O ₃	0.87	0.81	2.83	0.85	0.40	0.43	4.65	0.47	0.62	3.76	
FeO	0	0	0	0	0	2.03	3.15	0.98	1.83	3.34	
MgO	23.63	23.76	22.85	23.95	24.31	25.09	21.89	25.44	25.95	22.77	
CaO	14.27	13.95	13.68	14.26	13.98	13.19	13.26	13.29	12.72	13.84	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Σ	97.33	96.42	97.07	98.12	97.20	99.41	96.41	98.18	99.03	98.82	
Формульные коэффициенты											
Si	7.961	7.945	7.846	7.963	7.966	7.875	7.420	7.855	7.800	7.525	
Al	0.139	0.131	0.454	0.135	0.064	0.069	0.768	0.075	0.099	0.605	
Fe	0	0	0	0	0	0.228	0.370	0.111	0.206	0.382	
Mg	4.790	4.862	4.633	4.812	4.934	5.021	4.575	5.136	5.211	4.635	
Ca	2.079	2.051	1.994	2.059	2.039	1.898	1.992	1.929	1.835	2.025	
F	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	

Примечание. ¹Актинолит, MnO – 0.89 мас. %, Mn – 0.108 ф.к.; ²V₂O₃ – 0.28 мас. %, V – 0.031 ф.к.; ³Na₂O – 0.32 мас. %, Na – 0.085 ф.к.; ⁴MnO – 0.30 мас. %, Mn – 0.034 ф.к.; ⁵TiO₂ – 0.33 мас. %, Ti – 0.031 ф.к.; ⁶K₂O – 0.22 мас. %, K – 0.038 ф.к.; ⁷Na₂O – 0.53 мас. %, Na – 0.143 ф.к.

Note. ¹Actinolite, MnO – 0.89 wt %, Mn – 0.108 apfu; ²V₂O₃ – 0.28 wt %, V – 0.031 apfu; ³Na₂O – 0.32 wt %, Na – 0.085 apfu; ⁴MnO – 0.30 wt %, Mn – 0.034 apfu; ⁵TiO₂ – 0.33 wt %, Ti – 0.031 apfu; ⁶K₂O – 0.22 wt %, K – 0.038 apfu; ⁷Na₂O – 0.53 wt %, Na – 0.143 apfu.

Таблица 2. Представительные анализы диопсида, мас. %

Table 2. Representative analyses of diopside, wt %

Компонент	Нефрит									
	KP52-5						V1-14	C-16-PK-3		
SiO ₂	55.92	54.25	55.19	54.83 ¹	56.31	56.39	53.29	56.76	56.78	
Al ₂ O ₃	0.93	2.08	0	2.27	1.19	1.78	0	1.15	1.10	
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0.70	0	0	
MgO	19.93	18.64	19.65	18.44	19.02	18.72	22.95	19.87	19.73	
CaO	23.49	24.78	24.72	24.75	25.26	24.95	21.52	22.01	22.75	
Σ	100.27	99.75	99.57	100.74	101.77	101.84	98.46	99.79	100.36	
Формульные коэффициенты										
Si	1.993	1.955	1.993	1.957	1.986	1.984	1.942	2.018	2.012	
Al	0.039	0.088	0	0.095	0.049	0.074	0	0.048	0.046	
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0	0.019	0	0	
Mg	1.059	1.001	1.058	0.981	1.000	0.982	1.247	1.053	1.043	
Ca	0.897	0.957	0.956	0.947	0.954	0.940	0.840	0.838	0.864	
Компонент	Нефрит									
	C-22-PK-2						PK6-13			
SiO ₂	54.66	54.36	54.47	54.70	54.49	55.34	53.78	54.68	54.00	54.94 ²
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0.51	0	0.85	0
FeO	0	0	0	0	0	0.15	0	0.15	0	0
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0.23	1.00	0.51	0.60	0.44
MgO	18.11	18.29	18.14	18.17	18.17	18.04	18.57	18.27	18.87	19.34
CaO	26.50	26.61	26.44	26.74	26.19	26.43	24.72	25.49	24.60	25.69
Σ	99.27	99.26	99.05	99.62	98.86	100.20	98.59	99.1	98.92	100.82
Формульные коэффициенты										
Si	1.991	1.983	1.989	1.987	1.992	1.997	1.970	1.993	1.968	1.972
Al	0	0	0	0	0	0	0.022	0	0.037	0
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0.005	0	0.005	0	0
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0.006	0.028	0.014	0.016	0.012
Mg	0.983	0.995	0.988	0.984	0.990	0.970	1.014	1.014	1.025	1.035
Ca	1.034	1.040	1.035	1.041	1.026	1.022	0.970	0.970	0.960	0.988
Компонент	Диопсидит									
	KP-6-2-13									
SiO ₂	54.62	55.73	54.92	55.13	54.51	54.94				
Al ₂ O ₃	1.04	0.77	0.81	0	2.78	2.47				
FeO	0	0	0	0	0	0				
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0.76	0	0				
MgO	17.58	17.44	17.81	18.04	16.65	17.18				
CaO	25.86	26.68	25.87	26.56	25.69	26.26				
Σ	99.09	100.63	99.41	100.49	99.63	100.86				
Формульные коэффициенты										
Si	1.986	1.997	1.990	1.987	1.967	1.962				
Al	0.045	0.033	0.035	0	0.118	0.104				
Fe ²⁺	0	0	0	0	0	0				
Fe ³⁺	0	0	0	0.021	0	0				
Mg	0.953	0.932	0.962	0.969	0.896	0.915				
Ca	1.008	1.025	1.005	1.026	0.993	1.005				

Примечание. ¹Na₂O – 0.44 мас. %, Na – 0.031 ф.к.; ²Na₂O – 0.42 мас. %, Na – 0.029 ф.к.

Note. ¹Na₂O – 0.44 wt %, Na – 0.031 apfu; ²Na₂O – 0.42 wt %, Na – 0.029 apfu.

Таблица 3. Представительные анализы апатита, мас. %

Table 3. Representative analyses of apatite, wt %

Компонент	Нефрит								
	С-22-ПК-2		С-2-ПК-16						
CaO	54.51		53.12 ¹	56.98	53.98 ²	54.60 ³	54.56	53.55	
As ₂ O ₅	0		0	0	0	0	0	0	
P ₂ O ₅	40.40		41.05	39.89	39.73	39.64	40.74	41.34	
Cl	0		0	0	0	0	0	0	
F	5.09		5.14	5.73	4.64	4.69	4.70	5.11	
Формульные коэффициенты									
Ca	4.870		4.716	4.900	4.821	4.909	4.849	4.753	
As	0		0	0	0	0	0	0	
P	2.852		2.880	2.840	2.804	2.817	2.860	2.899	
Cl	0		0	0	0	0	0	0	
F	1.342		1.347	1.523	1.225	1.244	1.232	1.339	
Компо- нент	Нефрит								
	С-16-ПК-1			С-16-ПК-2			КР-5-3-4		
CaO	52.73	52.46	53.04	52.10	51.85	54.09	56.56	54.78	53.56 ⁴
As ₂ O ₅	2.63	2.88	3.45	5.35	6.04	0.79	0	0	0
P ₂ O ₅	39.44	39.17	38.08	38.06	36.03	40.50	43.24	41.66	40.84
Cl	0	0	0	0	0	0	0.19	0	0
F	5.20	5.49	5.43	4.49	6.08	4.62	0	3.56	5.25
Формульные коэффициенты									
Ca	4.727	4.721	4.805	4.673	4.772	4.806	4.781	4.796	4.762
As	0.115	0.126	0.153	0.234	0.271	0.034	0	0	0
P	2.794	2.785	2.726	2.697	2.620	2.843	2.888	2.882	2.869
Cl	0	0	0	0	0	0	0.026	0	0
F	1.375	1.458	1.451	1.190	1.651	1.211	0	0.921	1.377
Компо- нент	Нефрит								
	КР52-5			V1-14В				КР53-7	
CaO	53.91	53.74	53.01	54.56	54.58	54.70	54.53	53.64	52.42 ⁵
As ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	40.51	40.27	41.38	41.34	40.63	42.11	41.61	42.08	40.93
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0.43
F	5.59	5.99	5.61	4.10	4.79	3.19	3.86	4.28	5.31
Формульные коэффициенты									
Ca	4.830	4.838	4.721	4.806	4.857	4.760	4.786	4.707	4.691
As	0	0	0	0	0	0	0	0	0
P	2.868	2.865	2.911	2.877	2.857	2.896	2.885	2.917	2.894
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0.061
F	1.477	1.591	1.474	1.066	1.257	0.818	1.000	1.109	1.402
Компо- нент	Нефрит				Диопсидит				
	V1-14		КР6-13		КР-6-2-13				
CaO	54.38	53.54	54.71	53.31	54.05	53.96	55.16	54.61	
As ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0	
P ₂ O ₅	40.51	40.42	41.07	42.07	41.26	41.30	41.33	41.32	
Cl	0	0	0	0	0	0	0.17	0	
F	5.11	6.04	4.22	4.63	4.69	4.74	3.35	4.07	
Формульные коэффициенты									
Ca	4.855	4.816	4.833	4.690	4.785	4.777	4.838	4.810	
As	0	0	0	0	0	0	0	0	
P	2.858	2.873	2.867	2.924	2.886	2.889	2.865	2.876	
Cl	0	0	0	0	0	0	0.023	0	
F	1.346	1.605	1.101	1.202	1.225	1.239	0.867	1.057	

Таблица 3. Окончание

Table 3. Ending

Компонент	Эпидот-тремолитовый скарн		Доломит			
	PK-1		KP81 1 1		KP8 1 3	
CaO	51.36	53.88	53.16	53.51	55.09	53.28 ⁶
As ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0
P ₂ O ₅	40.89	40.21	40.82	41.14	41.59	41.21
Cl	0.21	0.28	0	0	0	0
F	7.54	5.63	6.02	5.35	3.32	5.12
Формульные коэффициенты						
Ca	4.467	4.850	4.768	4.764	4.817	4.718
As	0	0	0	0	0	0
P	2.934	2.860	2.893	2.824	2.873	2.883
Cl	0.03	0.04	0	0	0	0
F	2.022	1.495	1.593	1.405	0.856	1.338

Примечание. Анализы нормированы на 100% в связи с завышением суммы из-за наложения О и F. ¹MgO – 0.69 мас. %, 0.085 ф.к.; ²Ce₂O₃ – 0.98 мас. %, Ce – 0.03 ф.к., SO₃ – 0.66 мас. %, S – 0.042 ф.к.; ³Ce₂O₃ – 1.07 мас. %, 0.033 ф.к.; ⁴SO₃ – 0.35 мас. %, S – 0.022 ф.к.; ⁵Na₂O – 0.91 мас. %, Na – 0.147 ф.к.; ⁶SO₃ – 0.39 мас. %, S – 0.024 ф.к.

Note. The analyses are normalized by 100% due to an overestimation of the amount due to the overlap of O and F. ¹MgO – 0.69 wt %, 0.085 apfu; ²Ce₂O₃ – 0.98 wt %, Ce – 0.03 apfu, SO₃ – 0.66 wt %, S – 0.042 apfu; ³Ce₂O₃ – 1.07 wt %, 0.033 apfu; ⁴SO₃ – 0.35 wt %, S – 0.022 apfu; ⁵Na₂O – 0.91 wt %, Na – 0.147 apfu; ⁶SO₃ – 0.39 wt %, S – 0.024 apfu.

Таблица 4. Представительные анализы эпидота, мас. %

Table 4. Representative epidote analyses, wt %

Компонент	Нефрит		Эпидот-тремолитовый скарн					
	C-2-PK-16		PK-1					
SiO ₂	34.55	34.38	39.71	35.42	37.03	34.49	39.03	38.27
Al ₂ O ₃	23.84	24.24	24.39	20.54	24.18	15.51	30.68	23.86
FeO	0.60	0	0	7.73	0	12.04	0.45	0.85
Fe ₂ O ₃	5.38	7.35	10.68	0.35	12.55	0.50	5.86	12.48
MnO	0.58	0.46	0	0	0	0	0.28	0
MgO	2.62	1.62	2.04	0	0	0	0	0
CaO	16.62	18.76	22.41	17.10	23.48	10.33	24.00	23.23
Ce ₂ O ₃	8.74	6.07	0	8.51	0	14.83	0	0
La ₂ O ₃	3.26	2.61	0	4.28	0	6.25	0	0
Pr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	1.80	0	0
Nd ₂ O ₃	2.57	2.16	0	2.80	0	4.41	0	0
Σ	98.76	97.66	99.23	96.72	97.25	100.15	100.32	98.69
Формульные коэффициенты								
Si	5.836	5.777	6.141	6.201	5.929	6.360	6.022	6.040
Al	4.747	4.801	4.446	4.492	4.564	3.372	5.308	4.439
Fe ²⁺	0.085	0	0	1.199	0	2.320	0.055	0.113
Fe ³⁺	0.684	0.929	1.243	0.048	1.512	0.069	0.647	1.482
Mn	0.083	0.066	0	0	0	0	0.035	0
Mg	0.660	0.407	0.470	0	0	0	0	0
Ca	3.008	3.378	3.714	3.002	4.028	2.040	3.932	3.927
Ce	0.540	0.373	0	0.579	0	1.001	0	0
La	0.203	0.162	0	0.293	0	0.425	0	0
Pr	0	0	0	0	0	0.121	0	0
Nd	0.155	0.130	0	0.186	0	0.290	0	0

Таблица 5. Представительные анализы хлорита, мас. %

Table 5. Representative analyses of chlorite, wt %

Компонент	Нефрит									
	PK6-13		C-22-PK-2				C-16-PK-2		KP-5-3-4	
SiO ₂	32.07	39.78	38.53	31.94	59.22	56.65	34.19	33.12	56.52	59.15
Al ₂ O ₃	19.76	10.23	12.62	12.45	0.62	1.23	15.36	16.76	0.62	0.42
FeO	1.34	2.36	0.41	0.45	0	0	0	0	0.36	0.33
MgO	36.32	31.69	34.66	35.09	29.62	28.37	35.95	35.94	26.53	28.89
CaO	0.20	0.44	1.82	8.45	0.25	1.12	0.24	0	1.55	0.92
Σ	89.68	84.49	88.04	88.38	89.71	87.37	85.74	85.81	85.59	89.71
	Формульные коэффициенты									
Si	2.905	2.991	3.518	3.029	5.056	4.989	3.204	3.103	5.083	5.069
Al	2.110	2.168	1.358	1.392	0.063	0.127	1.697	1.851	0.066	0.042
Fe	0.101	0.080	0.031	0.036	0	0	0	0	0.027	0.024
Mg	4.904	4.663	4.717	4.961	3.770	3.725	5.023	5.019	3.557	3.690
Ca	0.019	0.022	0.178	0.859	0.023	0.106	0.024	0	0.150	0.085

Компонент	Нефрит				1	Доломит				
	V1-14B		V1-14	PK-3	PK-1	KP81-1-1		KP8-1-3		
SiO ₂	30.79	31.64	32.56	39.41	31.66	39.15	32.15	32.09	46.04	
Al ₂ O ₃	23.13	19.93	15.78	8.63	15.87	13.17	19.35	22.22	5.67	
FeO	1.61	1.14	3.32	0.31	2.50	0.68	0	0	0.66	
MgO	33.75	30.08	34.51	37.18	33.98	40.45	37.98	37.20	28.36	
CaO	0	1.20	0	0.66	0	0.20	0	0	1.08	
Σ	89.27	84.01	86.17	86.19	84.01	93.64	89.48	91.51	81.80	
	Формульные коэффициенты									
Si	2.797	3.042	3.096	3.667	3.076	3.106	2.902	2.827	4.412	
Al	2.476	2.259	1.768	0.947	1.817	2.072	2.058	2.307	0.640	
Fe	0.122	0.092	0.264	0.024	0.203	0.043	0	0	0.053	
Mg	4.570	4.312	4.892	5.157	4.920	4.574	5.109	4.885	4.052	
Ca	0	0.124	0	0.066	0	0.063	0	0	0.111	

Примечание. 1 – эпидот-тремолитовый скарн.

Note. 1 – epidote-tremolite skarn.

содержит небольшое количество Al и Ca, слагает мономинеральные прожилки (см. рис. 5в) и зальбанды прожилков кальцита.

В доломите, помимо упомянутых минералов, отмечены зерна *барита* с 1.28, 1.43 мас. % MgO, 2.03, 2.48 мас. % CaO, 14.62, 6.13 мас. % SrO; *рутила* с содержанием до 0.72 мас. % Al₂O₃, до 1.22 мас. % V₂O₅, до 3.29 мас. % Nb₂O₅; *бадделеита* с 0.91 мас. % HfO₂; сросток *галенита* с *халькопиритом*, зерно *англезита*.

В эпидот-тремолитовом скарне проанализированы зерна *циркона* с включениями бадделеита, кальцита, диопсида, фторапатита, хлорита и содержанием до 1.65 мас. % HfO₂. В интерстициях отмечаются зерна *титанита* с содержанием до 8.03 мас. % Al₂O₃, до 1.72 мас. % FeO, до 4.26 мас. % F.

В кальцит-тремолитовом скарне зафиксированы зерна *кварца* на контакте с диопсидом (см. рис. 5г).

Кварц в нефрите встречается довольно часто (9 анализов в 5 образцах), чаще всего образует ксеноморфные выделения в интерстициях зерен диопсида, реже изометричные зерна и прожилки в тре-

молите, оторочки зерен апатита. *Магнетит* (до 0.39 мас. % Cr₂O₃) образует угловатые зерна неправильной формы среди наиболее железистого тремолита. *Циркон* наблюдается в виде неправильно-округлых разобщенных зерен в тремолите (см. рис. 5з). *Оливин* – форстерит 1.69 мас. % FeO – образует включения в апатите. Удлиненные зерна *окерманита* находятся в тремолите. Зерно *уранинита* состава U_{16.7}Th_{6.8}Pb_{0.8}O_{24.4} присутствует в тремолите, тут же в тремолите встречены изометричные до удлиненных зерна *уранофана*. В агрегатах талька найдены зерна *самородной меди* и *самородной бронзы* с содержанием 7.30–53.65 мас. % Sn (см. рис. 5и). Зерно *самородного серебра* обнаружено в диопсиде. *Вульфенит*, *ванадинит* и *англезит* встречены в одном образце: вульфенит – в хлорите и на контакте талька и кальцита, ванадинит – в тремолите с небольшими тальк-кальцитовыми агрегатами. *Сильвин* образует единичное зерно в тремолите. Минералы марганца формируют пленки по трещинам, анализ показал существенные содержания бария и свинца, что приблизительно соответствует *голландиту* и *коронадиту* (см. рис. 5ж).

Таблица 6. Представительные анализы талька, мас. %

Table 6. Representative analyses of talc, wt %

Компонент	Нефрит							
	С-2-ПК-16						КР-5-3-4	КР53-7
SiO ₂	62.75	63.62	63.80	62.34	62.75	62.90	63.65	64.69
Al ₂ O ₃	0	0.91	0	0	0	1.62	0	0
FeO	0	0	0	0	0	0.30	0	0
MgO	31.19	31.36	31.38	31.14	30.6	31.11	31.29	32.02
CaO	0	0	0.24	0	0.18	0	0.70	0.25
Σ	93.94	95.89	95.41	93.48	93.52	95.93	95.64	96.97
Формульные коэффициенты								
Si	4.013	3.986	4.019	4.008	4.029	3.947	4.008	4.012
Al	0	0.067	0	0	0	0.120	0	0
Fe	0	0	0	0	0	0.016	0	0
Mg	2.974	2.928	2.946	2.985	2.929	2.910	2.937	2.960
Ca	0	0	0.016	0	0.013	0	0.047	0.017

Компонент	Нефрит							
	КР52-5	V1-14	С-16-ПК-2					
SiO ₂	54.40	62.47	63.13	62.02	61.81	60.05	61.98	63.26
Al ₂ O ₃	4.10	0	0	0	0.74	1.21	0.98	0
FeO	0	1.02	0	0	0	0	0	0
MgO	30.30	31.19	31.82	32.1	31.26	27.35	31.47	31.71
CaO	4.58	0	0	0	0	6.42	0	0
Σ	93.38	94.68	94.96	94.12	93.80	95.03	94.43	94.97
Формульные коэффициенты								
Si	3.602	3.988	3.998	3.969	3.964	3.888	3.950	4.004
Al	0.320	0	0	0	0.056	0.092	0.074	0
Fe	0	0.054	0	0	0	0	0	0
Mg	2.991	2.969	3.004	3.063	2.989	2.640	2.990	2.992
Ca	0.325	0	0	0	0	0.446	0	0

Таблица 7. Представительные анализы серпентина, мас. %

Table 7. Representative analyses of serpentine, wt %

Компонент	Нефрит						Эпидот-тремолитовый скарн					
	С-22-ПК-2		С-16-ПК-2				ПК-1					
SiO ₂	42.47	40.90	43.45	40.28	44.35	44.97	42.02	41.27	39.11	41.95	41.50	42.79
Al ₂ O ₃	1.89	2.32	1.00	0	0	0.38	0.45	1.93	6.29	1.36	0.74	0
FeO	0	0	0	0	0	0	3.36	4.44	1.92	2.65	2.93	0.68
MgO	39.58	36.73	40.68	36.5	40.1	42.24	40.53	40.88	39.02	39.62	40.68	42.42
CaO	0	0.32	0.35	0.18	0.36	0.18	0	0	0	0.29	0	0
Σ	83.94	80.28	85.48	76.97	84.81	87.77	86.36	88.52	86.34	85.87	85.85	85.89
Формульные коэффициенты												
Si	4.037	4.061	4.064	4.172	4.171	4.094	3.973	3.878	3.672	3.971	3.942	4.010
Al	0.212	0.272	0.110	0	0	0.041	0.051	0.208	0.696	0.152	0.082	0
Fe	0	0	0	0	0	0	0.266	0.341	0.151	0.210	0.233	0.053
Mg	5.609	5.436	5.672	5.635	5.622	5.733	5.713	5.591	5.462	5.590	5.760	5.927
Ca	0	0.034	0.035	0.020	0.037	0.018	0	0	0	0.030	0	0

ОБСУЖДЕНИЕ

Качественные характеристики нефрита Воймаканского месторождения показывают, что он соответствует действующим требованиям по качеству и возможности применения как камнесамоцветного сырья в соответствии с “Техническими условиями ТУ 41-07-052-90. Камни цветные природные в сырье” (1990). Отличительная особенность нефрита Воймаканского месторождения – интенсивное замещение хлоритом и, особенно, тальком вплоть до полного оталькования, что значительно ухудшает качество сырья.

Особенности геологии месторождения и рудных залежей, структуры и текстуры пород Воймаканского месторождения типичны для Витимской нефритоносной провинции (Сутурин и др., 2015; Гомбоев и др., 2017; Кислов и др., 2023). Спецификой Воймаканского месторождения можно считать широкое развитие в нефритоносных телах диопсидита. Порода обладает декоративностью: диопсидит цвета слоновой кости содержит линзочки, затейливые прослои нефрита серого, салатного, светло-бурого цвета, принимает зеркальную полировку. Такой диопсидит может использоваться как камнесамоцветное сырье для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций.

Минералы нефрита по морфологии и взаимоотношениям между собой разделяются по парагенезисам:

- реликтовый (минералы доломита, амфиболита, скарнов): доломит, магнетит, уранинит, фторпатит, циркон, эпидот I;
- метасоматический донефритовый: диопсид, кварц I, окерманит, оливин;
- метасоматический нефритовый: кальцит I, тремолит;
- регрессивный метасоматический: кварц II, серпентин, тальк, хлорит, эпидот II;
- вторичный: англезит, ванадинит, вульфенит, голландит (?), сильвин, уранофан, самородные бронза, медь, серебро.

Обращает на себя внимание повышенное содержание мышьяка в апатите нефрита из скв. 16 – 0.79–6.04 мас. % As_2O_5 . Это объясняется смесимостью с свабитом $Ca_5(AsO_4)_3F$ – минералом, встречающимся в метаморфических и метасоматических породах (Biagioni et al., 2016), к которым и относится нефрит.

Необычно выглядит набор таких минералов, как англезит, ванадинит, вульфенит, самородные медь и серебро, более характерных для зон гипергенеза рудных залежей. Предположительно, они заместили образовавшиеся в более раннюю гидротермальную стадию сульфиды, отмечающиеся на других месторождениях аподоломитового нефрита. В агрегатах талька найдены зерна самородной меди и самородной бронзы с содержанием Sn

7.30–53.65 мас. %, другие элементы не выявлены (см. рис. 5и).

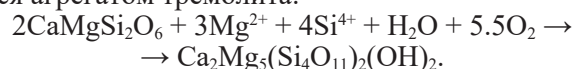
Упоминания о природной бронзе гидротермально-метасоматического происхождения имеются в монографии М.И. Новгородовой (1983); появление самородной бронзы в ореолах кимберлитовых трубок Архангельской алмазонасной провинции приписывается мантийным восстановительным газам (Макеев и др., 2002); интерметаллические соединения Cu–Sn глубинного происхождения описаны в редкоземельных месторождениях Китая (Xie et al., 2006); самородная бронза встречается в составе железо-марганцевых конкреций (Богданова и др., 2008); раннемагматическая бронза обнаружена в лунном реголите (Мохов и др., 2008); бронза Sn–Pb–Zn–Cu, также связанная с мантийными восстановительными флюидами, описана в Бобруйской кольцевой структуре в Беларуси (Левицкий и др., 2018); природная бронза Cu_4Sn_1 гидротермально-метасоматического происхождения установлена в графитсодержащих породах Ханкайского массива Приморья (Сафронов, 2018); самородная бронза зафиксирована в современных отложениях из расколов Людмилинской скважины в Соликамске Пермского края (Чайковский и др., 2019); интерметаллические соединения Cu–Sn, связанные с серпентинизацией или метасоматозом, обнаружены в ультраосновных породах Станового подвижного пояса на Дальнем Востоке (Kerezhinskas et al., 2020); природная бронза, сформированная в магматическую и метаморфогенную стадии, обнаружена в дацитах шатакского комплекса на западном склоне Южного Урала (Ковалев и др., 2022).

Самородная бронза в нефрите Воймаканского месторождения также имеет природное, а не техногенное происхождение: найдена непосредственно в аншлифах, обладает переменным составом, образует сростки с самородной медью в агрегатах позднего талька. Находится в ассоциации с другими минералами вторичного парагенезиса. Появление в составе минерала олова может быть связано с расположенными поблизости гранитами.

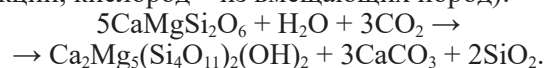
Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходит в несколько стадий. На прогрессивной стадии метасоматоза доломит замещается диопсидом, кремнезем поступает из амфиболитов:



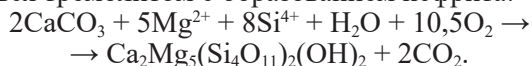
На регрессивном этапе уже диопсид при участии магнезия и кремнезема из амфиболитов замещается агрегатом тремолита:



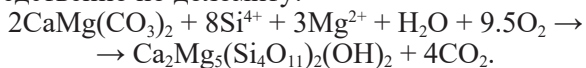
В другом варианте диопсид замещается кальцит-тремолитовым скарном (углекислота – из первой реакции, кислород – из вмещающих пород):



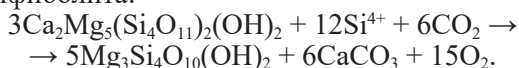
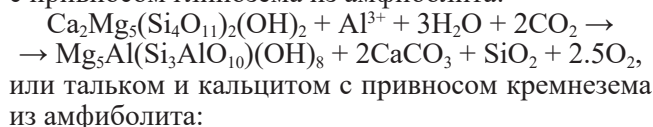
При этом кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита:



В некоторых образцах диопсид не установлен, он весь заместился либо тремолит образуется непосредственно по доломиту:



Ранний призматический тремолит замещается спутанно-волокнистым скрытокристаллическим тремолитом. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом и кальцитом с привнесом глинозема из амфиболита:



Замещение хлоритом значительно ухудшает качество нефрита. Еще более существенно сказывается замещение более мягким тальком, вплоть до полного оталькования.

Таким образом, в формировании и преобразовании нефрита сочетаются метасоматические и метаморфические процессы. Тектонические подвижки облегчают перемещение флюидов, метаморфический стресс приводит к формированию спутанно-волокнистой структуры, но затем к замещению нефрита хлоритом и тальком.

ВЫВОДЫ

Нефрит имеет светло-салатный, салатный, серо-салатный и бурый (медовый) цвет. Образует обособления в телах кальцит-тремолитового скарна на контакте доломитовых мрамора и амфиболита, преобразованного в эпидот-тремолитовый скарн. Нефрит соответствует действующим требованиям по качеству и возможности применения как камне-самоцветного сырья. Развито интенсивное замещение хлоритом и, особенно, тальком, что значительно ухудшает качество сырья. Диопсидит с линзочками, затейливыми прослоями нефрита серого, салатного, светло-бурого цвета может использоваться как камнесамоцветное сырье для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций.

Минералы нефрита отнесены к следующим парагенезисам: реликтовый (доломит, магнетит, уранинит, фторопатит, циркон, эпидот I); метасоматический донепфритовый (диопсид, кварц I, окерманит, оливин); метасоматический нефритовый (кальцит I, тремолит); регрессивный метасоматический (кварц II, серпентин, тальк, хлорит, эпидот II); вторичный (англезит, ванадинит, вульфенит, голландит (?), сильвин, уранофан, самородные бронза, медь, серебро).

Представлена модель формирования нефрита с первоначальным образованием по доломиту диопсида, его замещением тремолитом или кальцит-тремолитовым агрегатом, далее ранний призматический тремолит замещается спутанно-волокнистым скрытокристаллическим тремолитом. Кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом или тальком в ассоциации с кальцитом.

Благодарности

Авторы признательны за предоставленные материалы и информацию ООО "ВВС" и лично С.И. Москве и В.С. Кодочигову, за выполнение анализов – Е.В. Ходыревой. Замечания и предложения редактора С.Л. Вотякова и двух рецензентов редакции способствовали значительному улучшению рукописи. Использовано оборудование ЦКП "Геоспектр" ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А. (2008) Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана. *Геол. руд. месторождений*, **50**(6), 526-534.
- Бурцева М.В., Рипп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. (2015) Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса. *Геология и геофизика*, **56**(3), 516-527. <https://doi.org/10.15372/GiG20150303>
- Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. (2017) Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава. *Разведка и охрана недр*, (9), 44-50.
- Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г. (2023) Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования. *Горн. науки и технологии*, **8**(2), 195-206. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75>
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Пучков В.Н. (2022) Интерметаллиды Cu-Sn, Cu-Zn-Ni, Cu-Sn-Ti в магматических породах шатакского комплекса (западный склон Южного Урала). *Геол. вестник*, (3), 3-15. <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-3-1>
- Кодочигов В.С., Курбатов С.Л. (2014) Отчет о поисково-оценочных работах на Воймаканском проявлении апокарбонатного нефрита за 2011–2014 гг., с подсчетом запасов по состоянию на 1.02.2014 г. Улан-Удэ. (Не опубликовано.)
- Кочнев А.П., Краснов Д.А. (2017) Факторы нефритоносности Голубинско-Олламинского нефритоносного поля (Республика Бурятия). *Изв. Сибирск. отд-я Секции наук о Земле Рос. академии естеств. наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезн. ископаемых*, **40**(1), 52-65.
- Кочнев А.П., Краснов Д.А., Иванова Р.Н. (2018) Опыт многофакторного локального прогнозирования на примере Голубинско-Олламинского нефритоносного поля (Республика Бурятия). *Изв. Сибирск. отд-я*

- Секции наук о Земле Рос. академии естеств. наук. *Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых*, **41**(4), 50-66. <https://doi.org/10.21285/2541-9455-2018-41-4-50-66>
- Левицкий В.И., Солодилова В.В., Завадич Н.С., Павлова Л.А., Левицкий И.В. (2018) Генетическая природа минерализации с самородными и интерметаллическими соединениями в Бобруйской кольцевой структуре (Республика Беларусь). *Докл. АН*, **481**(2), 174-178. <https://doi.org/10.31857/S086956520001198-0>
- Макеев А.Б., Кисель С.И., Соболев В.К., Филиппов В.Н., Брянчанинова Н.И. (2002) Самородные металлы в ореолах кимберлитовых трубок Архангельской алмазодобывающей провинции. *Докл. АН*, **385**(5), 677-681.
- Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А., Магазина Л.О., Ашихмина Н.А., Копорулина Е.В. (2008) Находка необычных сложных оксидов и η-бронзы в лунном реголите. *Докл. АН*, **421**(3), 387-390.
- Новгородова М.И. (1983) Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 288 с.
- Сафронов П.П. (2018) Рудная минерализация в графитосодержащих породах Ханкайского массива Приморья по данным растровой электронной микроскопии. *Вестн. Кольск. НЦ РАН*, **4**(10), 78-96. <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.4.78-96>
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. (2015) Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 377 с.
- Технические условия ТУ 41-07-052-90. Камни цветные природные в сырье. (1990) М.: Кварцсамоцветы, 28 с.
- Филиппова А.А., Мехоношин А.С., Бычинский В.А., Чудненко К.В. (2021) Физико-химические особенности флюидов, сформировавших апогипербазитовые и апокарбонатные нефриты. *Изв. Томск. политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **332**(3), 168-178. <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/03/3112>
- Чайковский И.И., Коротченкова О.В., Федоров Т.В. (2019) Современное минералообразование в месте разгрузки рассолов Людмилинской скважины (г. Соликамск, Пермский край). *Вестн. Пермск. ун-та. Геол.*, **18**(4), 347-354. <https://doi.org/10.17072/psu-geol.18.4.347>
- Adamo I., Bocchio R. (2013) Nephrite jade from Val Malenco, Italy: Review and Update. *Gems Gemol.*, **49**(2), 98-106. <https://doi.org/10.5741/GEMS.49.2.98>
- Biagioni C., Bosi F., Hålenius U., Pasero M. (2016) The crystal structure of svabite, $\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3\text{F}$, an arsenate member of the apatite supergroup. *Amer. Miner.*, **101**(8), 1750-1755. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5636>
- Feng Y., He X., Jing Y. (2022) A new model for the formation of nephrite deposits: A case study of the Chuncheon nephrite deposit, South Korea. *Ore Geol. Rev.*, **141**, 104655. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104655>
- Gil G., Bagiński B., Gunia P., Madej S., Sachanbiński M., Jokubauskas P., Belka Z. (2020) Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere. *Ore Geol. Rev.*, **118**, 103335. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103335>
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C. (2015) Nephrite from Złoty stok (Sudetes, SW Poland): Petrological, geochemical, and isotopic evidence for a dolomite-related origin. *Canad. Miner.*, **53**, 533-556. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500018>
- Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas N.P., Berdnikov N.V., Krutikova V.O. (2020) Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): Implications for redox heterogeneity in subduction zones. *Ore Geol. Rev.*, **127**, 103800. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103800>
- Korybska-Sadło I., Gil G., Gunia P., Horszowski M., Sitarz M. (2018) Raman and FTIR spectra of nephrites from the Złoty Stok and Jordanów Śląski (the Sudetes and Fore-Sudetic Block, SW Poland). *J. Mol. Struct.*, **1166**, 40-47. <https://doi.org/10.1016/j.molstruc.2018.04.020>
- Li N., Bai F., Peng Q., Liu M. (2023) Geochemical Characteristics of Nephrite from Chuncheon, South Korea: Implications for Geographic Origin Determination of Nephrite from Dolomite-Related Deposits. *Crystals*, **13**, 1468. <https://doi.org/10.3390/cryst13101468>
- Ling X.-X., Schmädicke E., Li Q.-L., Gose J., Wu R.-Y., Wang S.-Q., Liu Y., Tang G.-C., Li X.-H. (2015) Age determination of nephrite by in-situ SIMS U-Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China. *Lithos*, **220-223**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.019>
- Nichol D. (2000) Two contrasting nephrite jade types. *J. Gemmol.*, **27**(4), 193-200.
- Tan T.L., Ng N.N., Lim N.C. (2013) Studies on nephrite and jadeite jades by Fourier transform infrared (FTIR) and Raman spectroscopic techniques. *Cosmos*, **9**(1), 47-56. <https://doi.org/10.1142/S0219607713500031>
- Xie Y., Hou Z., Xu J., Yuan Z., Bai G., Li X. (2006) Discovery of Cu-Zn, Cu-Sn intermetallic minerals and its significance for genesis of the Mianning-Dechang REE Metallogenic Belt, Sichuan Province, China. *Sci. China, Ser. D Earth Sci.*, **49**(6), 597-603. <https://doi.org/10.1007/s11430-006-0597-9>
- Yui T.-F., Kwon S.-T. (2002) Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea. *Econom. Geol.*, **97**(3), 593-601. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.593>
- Zhang C., Yu X., Jiang T. (2019) Mineral association and graphite inclusions in nephrite jade from Liaoning, north-east China: Implications for metamorphic conditions and ore genesis. *Geosci. Front.*, **10**(2), 425-437. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.009>
- Zhang C., Yang F., Yu X., Liu J., Carranza E.J.M., Chi J., Zhang P. (2023) Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China. *Front. Earth Sci.*, **11**, 1047707. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1047707>
- Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. (2019) Black nephrite jade from Guangxi, Southern China. *Gems Gemol.*, **55**(2), 198-215. <https://doi.org/10.5741/GEMS.55.2.198>

REFERENCES

- Adamo I., Bocchio R. (2013) Nephrite jade from Val Malenco, Italy: Review and Update. *Gems Gemol.*, **49**(2), 98-106. <https://doi.org/10.5741/GEMS.49.2.98>
- Biagioni C., Bosi F., Hålenius U., Pasero M. (2016) The crystal structure of svabite, $\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3\text{F}$, an arsenate member of the apatite supergroup. *Amer. Miner.*, **101**(8),

- 1750-1755. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5636>
- Bogdanova O.Yu., Gorshkov A.I., Novikov G.V., Bogdanov Yu.A. (2008) Mineralogy of Morphogenetic Types of Ferromanganese Deposits in the World Ocean. *Geol. Ore Depos.*, **50**(6) (translated from *Geol. Rud. Mestorozhd.*, **50**(6), 526-534), 462-469.
- Burtseva M.V., Ripp G.S., Posokhov V.F., Murzintseva A.E. (2015) Nephrites of East Siberia: Geochemical features and problems of genesis. *Russ. Geol. Geophys.*, **56**, 402-410 (translated from *Geol. Geofiz.*, **56**(3), 516-527). <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2015.02.003>
- Chaikovskii I.I., Korotchenkova O.V., Fedorov T.V. (2019) Modern minerals formation at the site of brine discharge from the Lyudmilinskaya well (Solikamsk, Perm region). *Vestn. Permskogo Universiteta. Geol.*, **18**(4), 347-354. (In Russ.) <https://doi.org/10.17072/psu.geol.18.4.347>
- Feng Y., He X., Jing Y. (2022) A new model for the formation of nephrite deposits: A case study of the Chuncheon nephrite deposit, South Korea. *Ore Geol. Rev.*, **141**, 104655. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104655>
- Filippova A.A., Mekhonoshin A.S., Bychinskii V.A., Chudnenko K.V. (2021) Physico-chemical features of fluides, which formed apohyperbasite, and apocarbonate jades. *Izvestiya Tomskogo Politekh. Universiteta. Inzhiniring Georesursov*, **332**(3), 168-178. (In Russ.) <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/03/3112>
- Gil G., Bagiński B., Gunia P., Madej S., Sachanbiński M., Jokubauskas P., Belka Z. (2020) Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere. *Ore Geol. Rev.*, **118**, 103335. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103335>
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C. (2015) Nephrite from Złoty stok (Sudetes, SW Poland): Petrological, geochemical, and isotopic evidence for a dolomite-related origin. *Canad. Miner.*, **53**, 533-556. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500018>
- Gomboev D.M., Androsov V.P., Kislov E.V. (2017) Kavokta deposit of light-colored nephrite: occurrence and characteristics of the composition. *Razvedka i Okhrana Nedr.* (9), 44-50. (In Russ.)
- Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas N.P., Berdnikov N.V., Krutikova V.O. (2020) Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): Implications for redox heterogeneity in subduction zones. *Ore Geol. Rev.*, **127**, 103800. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103800>
- Kislov E.V., Khudyakova L.I., Nikolaev A.G. (2023) Dolomite type nephrite processing wastes and their application. *Gornye Nauki i Tekhnologii*, **8**(2), 195-206. (In Russ.) <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75>
- Kochnev A.P., Krasnov D.A. (2017) Factors of nephrite content of the Golyube-Ollami nephrite field (Republic of Buryatia). *Izvestiya Sibirskogo Otdeleniya Sektii Nauk o Zemle Ros. Akademii Estestv. Nauk. Geologiya, Razvedka i Razrabotka mestorozhdenii Polezn. Iskopaemykh*, **40**(1), 52-65. (In Russ.)
- Kochnev A.P., Krasnov D.A., Ivanova R.N. (2018) Experience of multifactor local forecasting on example of the Golubinsko-Ollaminskoe nephrite field (Republic of Buryatia). *Izvestiya Sibirskogo Otdeleniya Sektii Nauk o Zemle Ros. Akademii Estestv. Nauk. Geologiya, Razvedka i Razrabotka mestorozhdenii Polezn. Iskopaemykh*, **41**(4), 50-66. (In Russ.) <https://doi.org/10.21285/2541-9455-2018-41-4-50-66>
- Kodochigov V.S., Kurbatov S.L. (2014) Report on prospecting and evaluation work on the Voimakán occurrence of carbonate type nephrite for 2011-2014, with reserves calculated as of 1.02.2014. Ulan-Ude. (In Russ. Unpubl.)
- Korybska-Sadło I., Gil G., Gunia P., Horszowski M., Sitarz M. (2018) Raman and FTIR spectra of nephrites from the Złoty Stok and Jordanów Śląski (the Sudetes and Fore-Sudetic Block, SW Poland). *J. Mol. Struct.*, **1166**, 40-47. <https://doi.org/10.1016/j.molstruc.2018.04.020>
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Puchkov V.N. (2022) Intermetallics Cu-Sn, Cu-Zn-Ni, Cu-Sn-Ti in igneous rocks of the Shatak complex. *Geol. Vestn.*, (3), 3-15. (In Russ.) <https://doi.org/10.31084/2619-0087/2022-3-1>
- Levitskiy V.I., Solodilova V.V., Zavadich N.S., Pavlova L.A., Levitskiy I.V. (2018) Genetic Nature of Mineralization with Native and Intermetallic Compounds in the Bobruisk Ring Structure (Republic of Belarus). *Dokl. Earth Sci.*, **481**(1), 859-863 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **481**(2), 174-178). <https://doi.org/10.1134/S1028334X18070140>
- Li N., Bai F., Peng Q., Liu M. (2023) Geochemical Characteristics of Nephrite from Chuncheon, South Korea: Implications for Geographic Origin Determination of Nephrite from Dolomite-Related Deposits. *Crystals*, **13**, 1468. <https://doi.org/10.3390/cryst13101468>
- Ling X.-X., Schmädicke E., Li Q.-L., Gose J., Wu R.-Y., Wang S.-Q., Liu Y., Tang G.-C., Li X.-H. (2015) Age determination of nephrite by in-situ SIMS U-Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China. *Lithos*, **220-223**, 289-299. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.019>
- Makeev A.B., Kisel S.I., Sobolev V.K., Filippov V.N., Bryanchaninova N.I. (2002) Native Metals in Kimberlite Pipe Aureoles of the Arkhangelsk Diamondiferous Province. *Dokl. Earth Sci.*, **385A**(6), 714-717 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **385**(5), 677-681).
- Mokhov A.V., Kartashov P.M., Bogatkov O.A., Magazina L.O., Ashikhmina N.A., Koporulina E.V. (2008) Find of unusual complex oxides and η-bronze in lunar regolith. *Dokl. Earth Sci.*, **421A**(6), 923-925 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **421**(3), 387-390). <https://doi.org/10.1134/S1028334X08060135>
- Novgorodova M.I. (1983) Native metals in hydrothermal ores. Moscow, Nauka Publ., 288 p. (In Russ.)
- Nichol D. (2000) Two contrasting nephrite jade types. *J. Gemmol.*, **27**(4), 193-200.
- Safronov P.P. (2018). Ore mineralization in graphite-bearing rocks of the Khanka massif of Primorye according to scanning electron microscopy. *Vestnik Kol'skogo NTs RAN*, **4**(10), 78-96. (In Russ.) <https://doi.org/10.25702/KSC.2307-5228.2018.10.4.78-96>
- Specifications TU 41-07-052-90. Colored natural stones in raw materials. (1990) Moscow, Quartssamotsvety Publ., 28 p. (In Russ.)
- Suturin A.N., Zamaletdinov R.S., Sekerina N.V. (2015) Deposits of nephrite. Irkutsk, Publishing house of the ISU, 377 p. (In Russ.)
- Tan T.L., Ng N.N., Lim N.C. (2013) Studies on nephrite and jadeite jades by Fourier transform infrared (FTIR) and

- Raman spectroscopic techniques. *Cosmos*, **9**(1), 47-56. <https://doi.org/10.1142/S0219607713500031>
- Xie Y., Hou Z., Xu J., Yuan Z., Bai G., Li X. (2006) Discovery of Cu–Zn, Cu–Sn intermetallic minerals and its significance for genesis of the Mianning-Dechang REE Metallogenic Belt, Sichuan Province, China. *Sci. China, Ser. D Earth Sci.*, **49**(6), 597-603. <https://doi.org/10.1007/s11430-006-0597-9>
- Yui T.-F., Kwon S.-T. (2002) Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea. *Econom. Geol.*, **97**(3), 593-601. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.593>
- Zhang C., Yu X., Jiang T. (2019) Mineral association and graphite inclusions in nephrite jade from Liaoning, north-east China: Implications for metamorphic conditions and ore genesis. *Geosci. Front.*, **10**(2), 425-437. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.009>
- Zhang C., Yang F., Yu X., Liu J., Carranza E.J.M., Chi J., Zhang P. (2023) Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China. *Front. Earth Sci.*, **11**, 1047707. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1047707>
- Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. (2019) Black nephrite jade from Guangxi, Southern China. *Gems Gemol.*, **55**(2), 198-215. <https://doi.org/10.5741/GEMS.55.2.198>

Последовательность деформаций в обрамлении гипербазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал)

С. Н. Сычев^{1,2}, К. В. Куликова³, А. С. Шуйский³, Р. В. Веселовский^{4,5}, А. В. Травин^{6,7}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, e-mail: s.sychev@spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, 199106, г. Санкт-Петербург, Средний пр., 74

³Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, г. Москва, Ленинские горы, 1

⁵Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, г. Москва, Б. Грузинская ул., 10/1

⁶Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

⁷Новосибирский государственный технический университет, 630073, г. Новосибирск, пр-т К. Маркса, 20

Поступила в редакцию 22.08.2023 г., принята к печати 17.11.2023 г.

Объект исследования. Гипербазитовый массив Сьум-Кеу, расположенный на Полярном Урале. **Цель.** Выявление и разбраковка деформационных событий вблизи от сочленения разновозрастных структур Урала, Пай-Хоя и северо-западной части Западной Сибири. **Методы.** Геологическая интерпретация данных замеров геометрических характеристик складчатых структур, индикаторов палеонапряжений, анизотропии магнитной восприимчивости и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования мусковита. **Результаты.** Изучение структурных характеристик комплексов пород гипербазитового массива Сьум-Кеу и его обрамления позволило сделать выводы о наличии нескольких стадий их деформаций: 1) стадия пластических деформаций (раннеколлизийный этап), 2) две стадии хрупких деформаций (позднеколлизийный этап). На раннеколлизийном этапе происходило надвигообразование со сдвиговой компонентой, которое фиксируется по шарнирам мелкой складчатости и ориентировкам главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости. На позднеколлизийном этапе выявлены ранние напряжения сжатия СВ-ЮЗ простирания, а также более поздние – СЗ-ЮВ простирания, отвечающие взбросовым и взбросо-сдвиговым перемещениям. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования гранитоидов указывают на турнейский возраст метаморфических преобразований. **Выводы.** Исследования мезоструктурных элементов выявили два типа деформаций: ранние пластические, относимые к раннеколлизийному этапу, фиксирующие региональное надвигообразование, и более поздние хрупкие, которые относятся к позднеколлизийному этапу и отражают взбросовые и взбросо-сдвиговые перемещения. Изучение ориентировок осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости пород в западном и восточном обрамлениях массива Сьум-Кеу показало надвиговые и взбросо-сдвиговые кинематические характеристики комплексов, характерные для раннеколлизийного этапа и формирования покровной структуры Урала в соответствии с моделью Хансена. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования могут свидетельствовать о метаморфических преобразованиях пород в связи с началом коллизийных процессов на Полярном Урале.

Ключевые слова: гипербазитовый массив, Полярный Урал, деформации, анизотропия магнитной восприимчивости, Главная Уральская структура, коллизия, ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы НИР “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, проект № 122041400171-5

Sequence of deformations in frame of Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals)

Sergey N. Sychev^{1,2}, Ksenia V. Kulikova³, Alexander S. Shuyskiy³, Roman V. Veselovskiy^{4,5}, Alexey V. Travin^{6,7}

Для цитирования: Сычев С.Н., Куликова К.В., Шуйский А.С., Веселовский Р.В., Травин А.В. (2024) Последовательность деформаций в обрамлении гипербазитового массива Сьум-Кеу (Полярный Урал). *Литосфера*, 24(4), 629-641. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-629-641>

For citation: Sychev S.N., Kulikova K.V., Shuyskiy A.S., Veselovskiy R.V., Travin A.V. (2024) Sequence of deformations in frame of Syum-Keu ultrabasic massif (Polar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 629-641. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-629-641>

© С.Н. Сычев, К.В. Куликова, А.С. Шуйский, Р.В. Веселовский, А.В. Травин, 2024

¹St. Petersburg State University, 7/9 University emb., St. Petersburg 199034, Russia, e-mail: s.sychev@spbu.ru

²A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, 74 Sredny av., St. Petersburg 199106, Russia

³N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia

⁴M.V. Lomonosov Moscow State University, 1 Leninskie Gory, Moscow 19991, Russia

⁵O.Y. Schmidt Institute of Physics of the Earth, RAS, 10/1 B. Gruzinskaya st., Moscow 123242, Russia

⁶V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

⁷Novosibirsk State Technical University, 20 K. Marx av., Novosibirsk 630073, Russia

Received 22.08.2023, accepted 17.11.2023

Research subject. The Syum-Keu ultrabasic massif, located in the Polar Urals. **Aim.** Identification and disassembly of deformation events near the junction of different-age structures of the Urals, Pay-Khoy, and the northwestern part of Western Siberia. **Materials and Methods.** Geological interpretation of data on the geometric characteristics of fold structures, paleostress indicators, anisotropy of magnetic susceptibility, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite. **Results.** The study of the structural characteristics of rock complexes in the Syum-Keu ultrabasic massif and its framing confirmed the presence of several stages in their deformation: (1) a stage of plastic deformation (early collisional stage) and (2) two stages of brittle deformation (late collisional stage). During the early collisional stage, thrusting with a shear component took place, which is manifested in shallow folding hinges and orientations of the main axes of the anisotropy of magnetic susceptibility ellipsoid. The late collisional stage reveals early NE-SW strike-slip compressional stresses and late NW-SE strike-slip stresses corresponding to strike-slip and strike-slip displacements. The results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of granitoids indicate the Turnean age of metamorphic transformations. **Conclusions.** The conducted study of mesostructural elements revealed two types of deformations: early plastic deformations, attributed to the early collisional stage and reflecting regional thrusting, and late brittle deformations, attributed to the late collisional stage and reflecting thrust and thrust movements. The study of the orientation of the ellipsoid anisotropy axes of magnetic susceptibility of rocks in the western and eastern margins of the Syum-Keu massif showed thrusting and strike-slip kinematic characteristics of the complexes, which are typical of the early collisional stage and the formation of the Ural cover structure in accordance with the Hansen model. The results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating may indicate metamorphic transformations of rocks in connection with the onset of collisional processes in the Polar Urals, presumably of the Turnean age.

Keywords: ultrabasic massif, Polar Urals, deformations, anisotropy of magnetic susceptibility, Main Ural suture, collision, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Funding information

The work was carried out within the framework of the research topic "Deep structure, geodynamic evolution, geosphere interaction, magmatism, metamorphism, and isotopic geochronology of the Timann-SeveroUralsky lithospheric segment" IG FRC Komi SC UB RAS; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating was performed within the framework of the state assignment of IGM SB RAS, project No. 122041400171-5

ВВЕДЕНИЕ

Гипербазитовый массив Сыум-Кеу – самый северный из известных на Урале ультраосновных массивов, относящихся к офиолитовой ассоциации. В западном обрамлении массива проходит зона Главной Уральской сутуры (ГУС). На востоке от массива расположены габброиды, которые перекрываются мощной толщей мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской плиты. В районе массива Сыум-Кеу, расположенного на Полярном Урале, геологические работы проводились большим количеством исследователей, структурные и петроструктурные исследования, включая составление детальных карт, редки (Шмелев, 1991; Савельева, Суслов, 2014). В лежачем крыле зоны ГУС изучение пликативных структурных парагенезисов производилось П.А. Тишиным (1996, 2006). Исследованием более поздних дизъюнктивных деформаций и восстановлением полей палеонапряжений в пределах Приполярно- и Полярно-Уральского сегментов занимались Л.А. Сим с коллегами (Сим, Чекмарев, 2006). Актуальность исследования заключается в том, что массив располо-

жен вблизи от сочленения разновозрастных структур Урала, Пай-Хоя и северо-западной части Западной Сибири. Выявление и разбраковка разновозрастных деформационных событий важны для постановки поисковых задач в изучаемом регионе. Крупнейшая в мире зона коллизионного шва (ГУС) до сих пор остается малоизученной.

В данной работе рассматривается деформационная история метаморфических пород западного и восточного обрамления массива Сыум-Кеу, основанная на изучении структурно-геометрических характеристик складчатых парагенезисов, индикаторов палеонапряжений и исследовании анизотропии магнитной восприимчивости, а также выполнена оценка возраста метаморфических преобразований гранитоидов зоны ГУС.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

В лежачем крыле ГУС расположен Харбейско-Марункеуский параавтохтон, где с запада на восток выделяются Марункеуская, Хабаковская, Маруншорская и Ингилорская пластины, а в висячем крыле – Щучьинский аллохтон, в пределах которого

выходит на дневную поверхность Сэргайская пластина. В состав последней включаются как массив Сьум-Кеу, так и обрамляющие его с востока габброиды (рис. 1). Первые четыре пластины состоят из докембрийских метаморфических комплексов и вблизи зоны ГУС прорваны позднекембрийско-раннеордовикскими гранитоидами. Сэргайская пластина преимущественно сложена нижнепалеозойскими породами офиолитовой ассоциации.

Метаморфиты Харбейско-Марункеуского параавтохтона несут в себе признаки неоднократных пластических деформаций (макро-, мезо-, микро-масштабная складчатость, будинаж, бластомилонитизация и т. д.), характер распределения которых указывает на чешуйчато-блоковое строение комплекса (Тишин, 1996, 2006). Зона ГУС обнажена в западном ограничении Щучьинского аллохтона, где в полосе шириной до 2–3 км интенсивно деформированы (рассланцованы, смяты в изоклиналильные складки, будинированы) породы как аллохтона, так и автохтона. В серпентинитовом матриксе встречены тектонизированные блоки докембрийских метаморфитов, гранитоидов, а также линзовидные блоки гарцбургитов и серпентинитов (рис. 2).

В составе Ингилороской пластины присутствуют гранитоиды одноименного Ингилорского массива. Гранитоиды слагают небольшие субогласные тела, реже – несогласные, секущие вмещающие их метаморфические породы. Размеры тел гранитоидов варьируют в широких пределах от первых сотен метров до 2 км; в целом это тела послыдного внедрения – линзообразные, субмеридионального простирания.

Сэргайская пластина включает ультраосновные (сьумкеуский и малохадатинский комплексы) и основные породы (малыкский комплекс) офиолитовой ассоциации, а также островодужный харампэйско-масловский комплекс. Гипербазиты слагают пологопадающее на восток линзовидное тело мощностью 1–6 км, которое в виде серповидной пластины надвинуто на докембрийское основание (Государственная геологическая карта..., 2009). Полосчатость пород нередко смята в узкие изоклиналильные складки пластического течения, описывающие сложную асимметричную структуру замкнутой синформы (Шмелев, 1991). Интенсивность и усложнение деформационных структур перидотитов нарастают в сторону восточного обрамления массива (Савельева, Суслов, 2014).

Для пород габбрового малыкского комплекса (восточное обрамление массива Сьум-Кеу) характерна полосчатость, обусловленная чередованием лейко-, мезо- и меланократовых разновидностей с падениями на северо-запад (азимуты падения 285–290°, углы 30–60°).

Метаморфические изменения пород комплекса сложны и имеют общую регрессивную направленность. Габброиды малыкского комплекса пре-

терпели преобразования в условиях гранулитовой, гранат-амфиболитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней метаморфизма. Интенсивность преобразования уменьшается с запада на восток и формирует на границе контакта малохадатинского дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса и габброидов малыкского комплекса так называемую инвертированную зональность (Куликова, Кузнецов, 2008), фиксируя, вероятно, внутриокеаническое надвигообразование. Сходные обстановки наблюдаются в Западном Ньюфаундленде (Williams, Smyth, 1973).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе полевых работ на опорных участках изучались геометрические характеристики складчатых структур, выполнялись замеры шарниров мелкой складчатости, а также индикаторов палеонапряжений: плоскостей сопряженных трещин и осей будинированных пород (см. рис. 2). Затем проводились их типизация и корреляция с использованием традиционных методик – структурного анализа складок с применением азимутальных проекций и стресс-анализа (Кирмасов, 2011; Тевелев, 2016). По ориентировке плоскостей сопряженных трещин вычислялись оси сжатия и растяжения (Гзовский, 1975; Groshong, 2006). Поскольку в данном районе не удалось определить все деформационные преобразования, зафиксированные ранее для южных районов Полярного Урала (Сычев, 2015), стадии деформаций обозначались как D_n . На площадках замеров структурных элементов отбирались ориентированные образцы для структурных построений на основе данных об анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ). Для исследования АМВ пород из ориентированных образцов выпиливались кубики с длиной ребра 2 см; количество кубиков составляло от 3 до 5 в зависимости от размера образца, для каждого из них в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва) на каплетре KLY-4S (AGICO, Чехия) определялись параметры АМВ. Обработка и визуализация результатов измерений выполнялись с помощью программы Anisoft 4.2 (Chadima, Hroudá, 2006). В ходе интерпретации ориентировки структурных элементов и осей эллипсоида АМВ выносились на азимутальные проекции при помощи программы QuickPlot 3.0 (D.V. Everdingen).

Наиболее важным для исследования представляется приблизительное совпадение ориентировок главных осей эллипсоида АМВ и эллипсоида деформации ($K_1 \approx X > K_2 \approx Y > K_3 \approx Z$) (Использование..., 1986; Borradaile, Henry, 1997; Сычев и др., 2016). Анизотропия магнитной восприимчивости в горных породах определяется следующими параметрами: 1) средним значением объемной

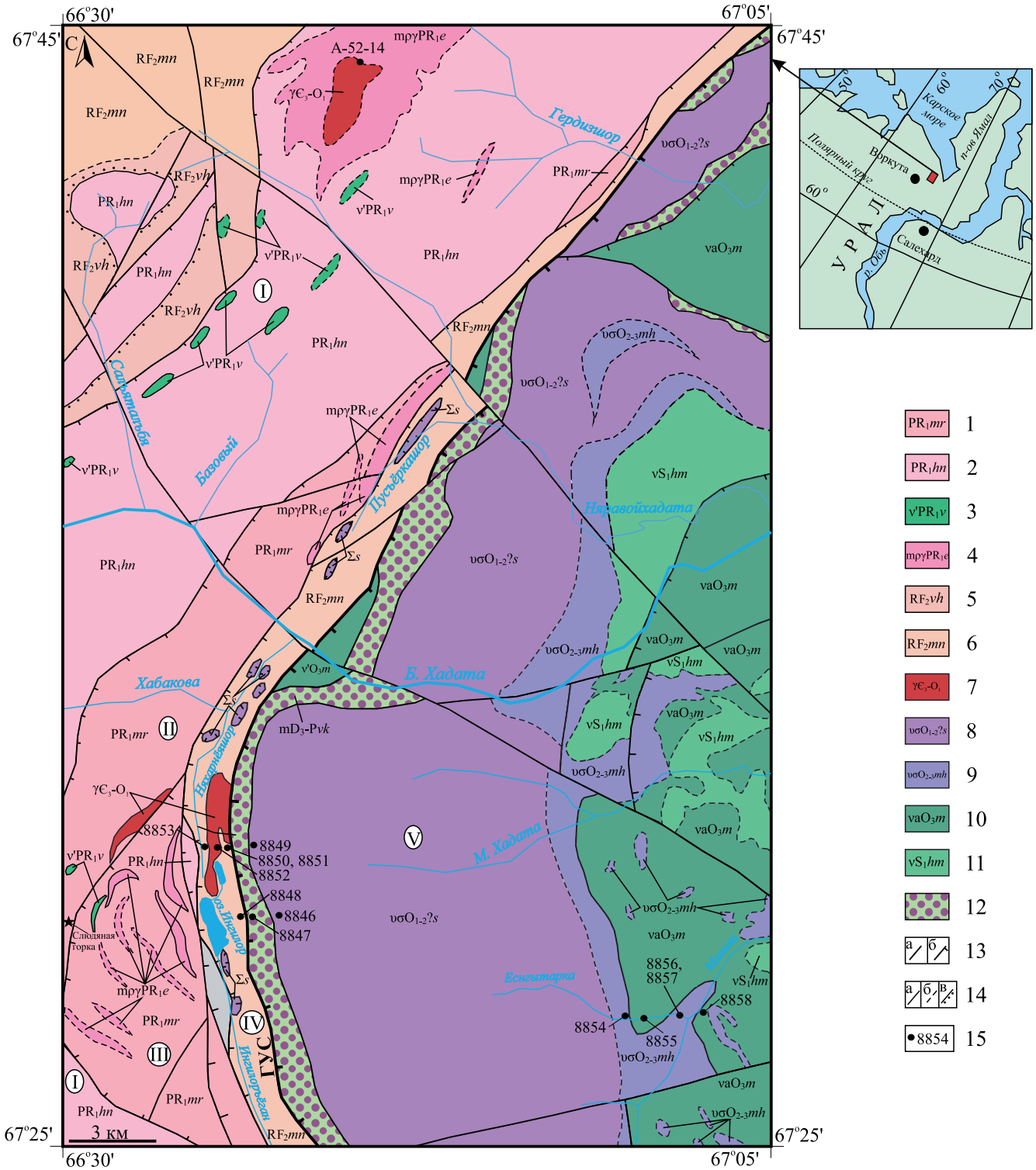


Рис. 1. Геологическая карта центральной части гипербазитового массива Сyum-Кeу и его обрамления, по материалам (Государственная геологическая карта..., 2009), с изменениями.

На врезке указано расположение изученной территории.

1–5 – докембрийские образования Центрально-Уральской мегазоны: 1 – эклогиты, амфиболиты и гнейсы марункеуской свиты, 2 – амфиболиты и гнейсы ханмейхойской свиты, 3 – метагаббро-долериты васькеуского комплекса, 4 – мигматит-плагиограниты вьюганского комплекса, 5 – конгломераты, гравелиты, кварцитопесчаники и сланцы верхнехарьбейской свиты; 6 – метабазальты и сланцы минисейшорской свиты; 7 – гранитоиды; 8–11 – палеозойские образования Тагило-Магнитогорской мегазоны: 8 – гипербазиты сyumкеуского комплекса, 9 – гипербазиты малохадатинского комплекса, 10 – габброиды и амфиболиты малькского комплекса, 11 – габброиды харампейско-масловского комплекса; 12 – серпентини-

товый меланж (войкарско-кемпирсайский комплекс тектонитов) зоны ГУС; 13 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги; 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – несогласного залегания; 15 – номера точек наблюдений (тн), где производились замеры структурных элементов (см. рис. 2, 3), отбора проб на измерения анизотропии магнитной восприимчивости (см. рис. 4, 5) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования (см. рис. 6).

Римскими цифрами в кружках обозначены: I–IV – Харбейско-Марункеуский параавтохтон: I – Марункеуская, II – Хабаровская, III – Маруншорская, IV – Ингилорская пластины; V – Щучьинский аллохтон: Сэргайская пластина.

Fig. 1. Geological map of the central part of the Syum-Keu ultrabasic massif and its frame, according to the materials (State Geological Map..., 2009), with modifications.

The inset shows the location of the studied area.

1–5 – Precambrian formations of the Central Urals megazone: 1 – eclogites, amphibolites and gneisses of the Marunkeu Formation, 2 – amphibolites and gneisses of the Hanmeikhoi Formation, 3 – metagabbro-dolerites of the Vaskeu Complex, 4 – migmatite-plagiogranites of the Evyugansk Complex, 5 – conglomerates, gravelites, quartzite-sandstones and shales of the Upperkharbeyskaya Formation; 6 – metabasalts and schists of the Miniseishor Formation; 7 – granitoids; 8–11 – Paleozoic formations of the Tagil-Magnitogorsk Megazone: 8 – ultrabasic of the Syumkeu complex, 9 – ultrabasic of the Malokhadati complex, 10 – gabbroids and amphibolites of the Malokhadati complex, 11 – gabbroids of the Kharampei-Maslov complex; 12 – serpentinite melange (Voykar-Kempirsay complex of tectonites) of the Main Ural Sutura (MUS) zone; 13 – discontinuities: а – faults, б – thrusts, в – unconformable bedding; 14 – geologic boundaries: а – reliable, б – assumed; 15 – numbers of observation points (op) where measurements of structural elements were made (Figs. 2, 3), sampling for anisotropy of magnetic susceptibility measurements (see Figs. 4, 5) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating (see Fig. 6).

Roman numerals in circles denote: I–IV – Kharbeysko-Marunkeusky paraautochthon: I – Marunkeuskaya, II – Khabakovskaya, III – Marunshorskaya, IV – Ingilorskaya plates; V – Shchuchinsky allochthon: Sergayskaya plate.

магнитной восприимчивости (ОМВ) – Km ($1\text{E}-06$ ед. СИ); 2) магнитной линейностью (L); 3) магнитной полосчатостью (F); 4) степенью анизотропии (P_j); 5) параметром формы (T), изменяющимся от -1 (удлиненный эллипсоид) до $+1$ (сплюснутый эллипсоид).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование было проведено в ЦКП МИИ ИГМ СО РАН (Новосибирск) по методике, подробно описанной в работе (Травин и др., 2009).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате анализа мезоструктурных элементов обрамления гипербазитового массива Сыум-Кеу и гипербазитовых массивов южной части Полярного Урала (Сычев, 2015) выявлены два главных типа деформаций: 1) пластические, представленные главным образом мелкой складчатостью; 2) хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам. Трещины в большинстве изученных объектов секут складчатые формы.

Ранние деформации (стадия D_{n+1}) в районе массива Сыум-Кеу зафиксированы в породах зоны ГУС (см. рис. 2а, б), именно в ней в отдельных обнажениях удается наблюдать замки мелких (5–20 см) закрытых складок (см. рис. 2г), характеризующихся СЗ погружением шарниров F_{n+1} под углами 25–40° (рис. 3, тн 8847). В породах минесейшорской свиты шарнирные линии погружаются под аналогичными углами в СВ и ЮВ направлениях (рис. 3, тн 8850, 8851).

Более поздние хрупкие деформации (сопряженные трещины) наблюдались практически во всех исследованных породах (см. рис. 2е). Для вычисленных осей сжатия по сопряженным трещинам

характерна переменная ориентировка (см. рис. 3, тн 8846–8851). На азимутальных проекциях выделяются полого погружающиеся (5–30°) оси сжатия СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ простираний, оси растяжения имеют субвертикальные ориентировки, а также погружаются под углами 10–60° без преимущественных направлений.

Анализируемые породы разбиты на группы по величине средней ОМВ. Выделяются блоки гипербазитов в зоне ГУС, ультрамафиты сыумкеуского (западное обрамление массива Сыум-Кеу) и малоходатинского (восточное обрамление) комплексов, в которых величина ОМВ (10^{-3} ед. СИ) варьирует от 2933 до 152 153; значения ОМВ для остальных изученных подразделений изменяются от 84 до 1009 (рис. 4). Та же группа пород характеризуется близкими значениями степени анизотропии ($P_j = 8–103\%$) за исключением ультрамафитов сыумкеуского комплекса, которые имеют пограничное положение. Значения P_j для остальных геологических единиц варьируют от 2 до 8% (см. рис. 4). Низкая степень АМВ может указывать на отсутствие наложенных стрессовых воздействий (Tarling, Hroudá, 1993). Форма эллипсоида АМВ в подавляющем большинстве сплюснутая (см. рис. 4).

Максимальная ось эллипсоида АМВ в породах минесейшорской свиты погружается субвертикально, а минимальная лежит в горизонтальной плоскости (рис. 5, тн 8848). В остальных породных комплексах максимальная и минимальная оси либо расположены субгоризонтально, либо погружаются под небольшими углами (10–40°); за редким исключением максимальная ось приближается к субвертикальному положению (см. рис. 5, тн 8846, 8847, 8849–52, 8854–58).

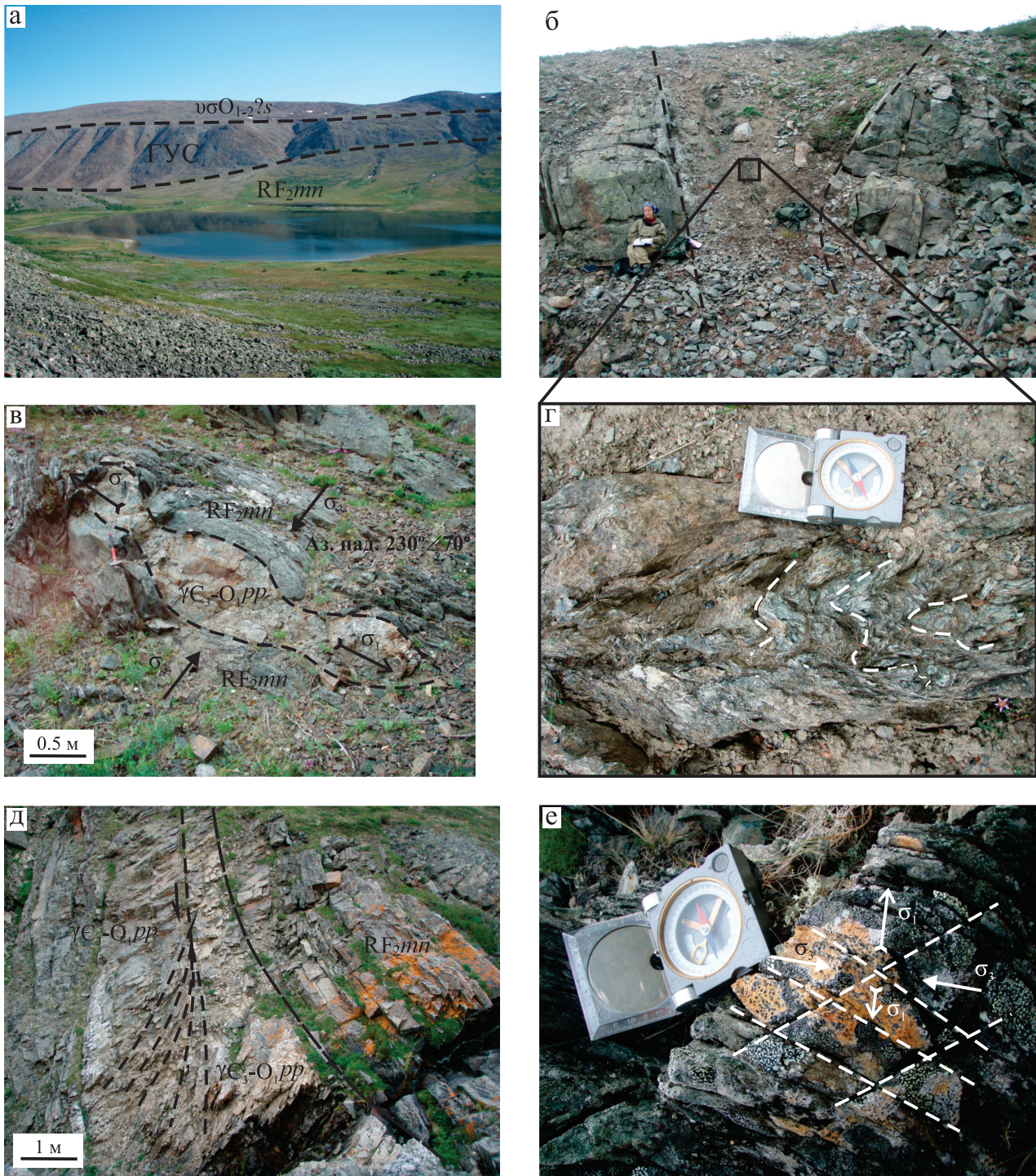


Рис. 2. Фотографии тектонитов и мезоструктурных элементов района исследований.

а – вид на зону ГУС и оз. Ингилор с запада; б – серпентинитовый меланж зоны ГУС с крупными обломками гипербазитов и дезинтегрированными зонами (тн 8847); в – будинированный апофиз Ингилорского массива (тн 8853); г – мелкая складчатость в серпентинитах зоны ГУС (тн 8847); д – структура конского хвоста на контакте Ингилорского массива и вмещающих пород (тн 8852); е – сопряженные трещины в гипербазитах сьумкеуского комплекса (тн 8849).

Fig. 2. Photographs of tectonites and mesostructural elements of the study area.

а – view of the MUS zone and Lake Ingilor from the west. Inghilorskiy massif from the west; б – serpentinite melange of the MUS zone with large fragments of ultrabasic and disintegrated zones (op 8847); в – the budinated apophysis of the Inghilorskiy massif (op 8853); г – shallow folding in serpentinites of the MUS zone (op 8847); д – horsetail structure at the contact of the Inghilorskiy massif and host rocks (op 8852); е – conjugate fractures in ultrabasic of the Syumkeu complex (op 8849).

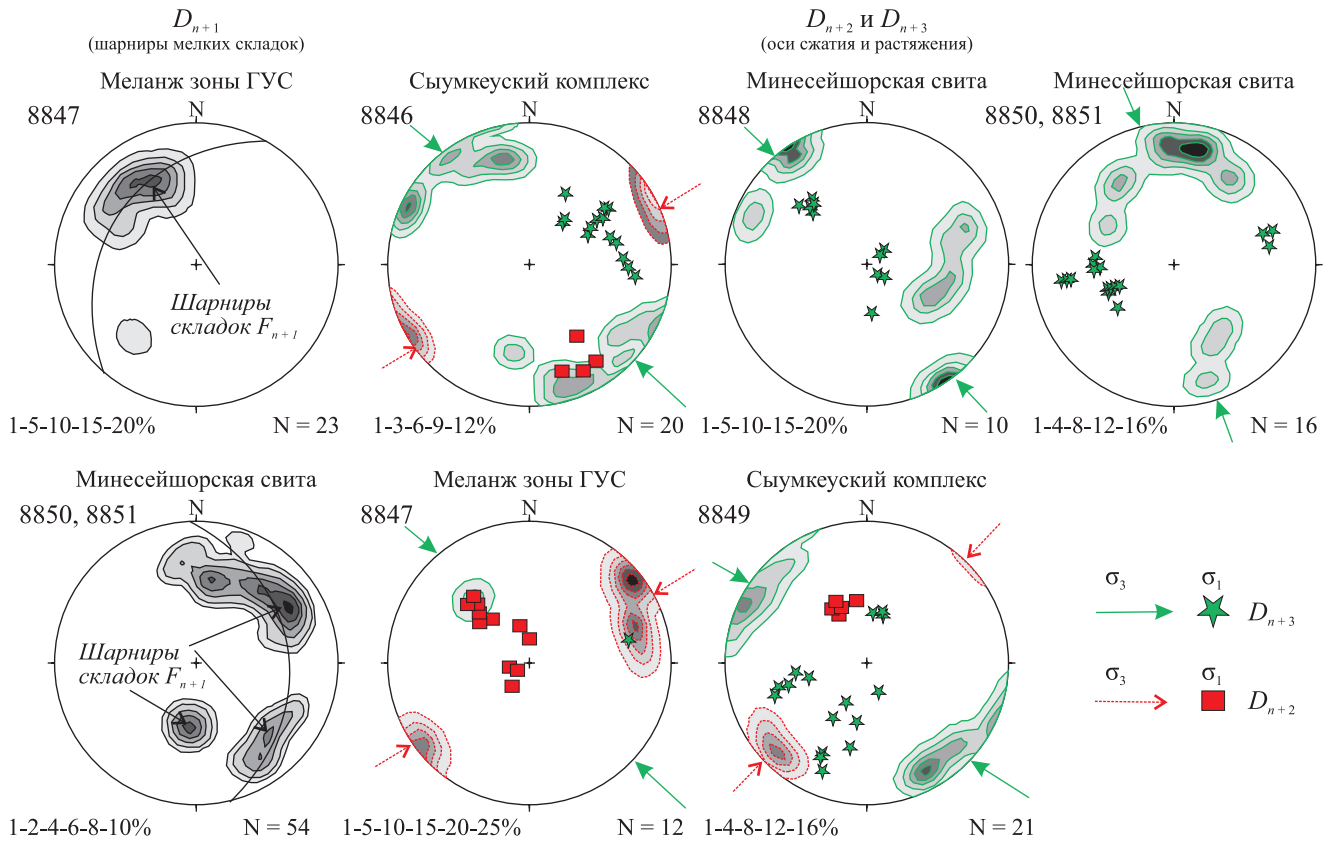


Рис. 3. Азимутальные проекции линейных структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

В левом верхнем углу – номер точки замеров, соответствующий участку наблюдений на рис. 1; под стереограммами – оцифровка изолиний в процентах и количество замеров. σ_1 (оси растяжения), σ_3 (оси сжатия) – главные нормальные напряжения. Оси растяжения показаны квадратами (стадия D_{n+2}) и звездами (стадия D_{n+3}) и сплошными (стадия D_{n+3}) и штриховыми (стадия D_{n+2}) стрелками.

Fig. 3. Stereographic projection of linear structural elements (Schmidt grid, lower hemisphere).

In the upper left corner is the number of the measurement point corresponding to the observation section in Fig. 1; under the stereograms are the digitization of the isolines in percent and the number of measurements. σ_1 (tensile axes), σ_3 (compressive axes) – principal normal stresses. Tensile axes are shown by squares (stage D_{n+2}) and stars (stage D_{n+3}). Compression axes are shown by dashed (stage D_{n+2}) and solid (stage D_{n+3}) squares and are approximated by dotted (stage D_{n+2}) and solid (stage D_{n+3}) arrows.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее ранние пликативные деформации (стадия D_{n+1}) обнаруживаются по развитию мелкой складчатости с шарнирными линиями, распределенными по дуге большого круга на азимутальных проекциях, что может являться результатом надвиговых связанных с коллизией деформаций при формировании покровно-складчатой структуры Уральского орогена по модели Хансена (Hansen, 1971). Такое распределение шарниров также можно связать с образованием колчановидной складки регионального масштаба. Полистадийность деформационного процесса, которую может отражать такой рисунок распределения на азимутальных проекциях, в данном случае исключается, так как при по-

левом изучении в районе массива Сьум-Кей и более южных частях Полярного Урала не отмечались поперечные пликативные деформации. Изменение ориентировки дуги большого круга практически на противоположное говорит об образовании складчатых структур в зоне ГУС (см. рис. 3, тн 8847, 8850, 8851).

Согласно критерию Андерсона (Anderson, 1951), кинематика дизъюнктивных структур определяется в зависимости от расположения главных осей напряжений, а в нашем случае – и от ориентировки главных осей эллипсоида АМВ. Сбросовый тип разрывного нарушения определяется субвертикальным положением оси сжатия и субгоризонтальным положением оси растяжения, взбросовый (надвиговой) тип – субвертикальным положением

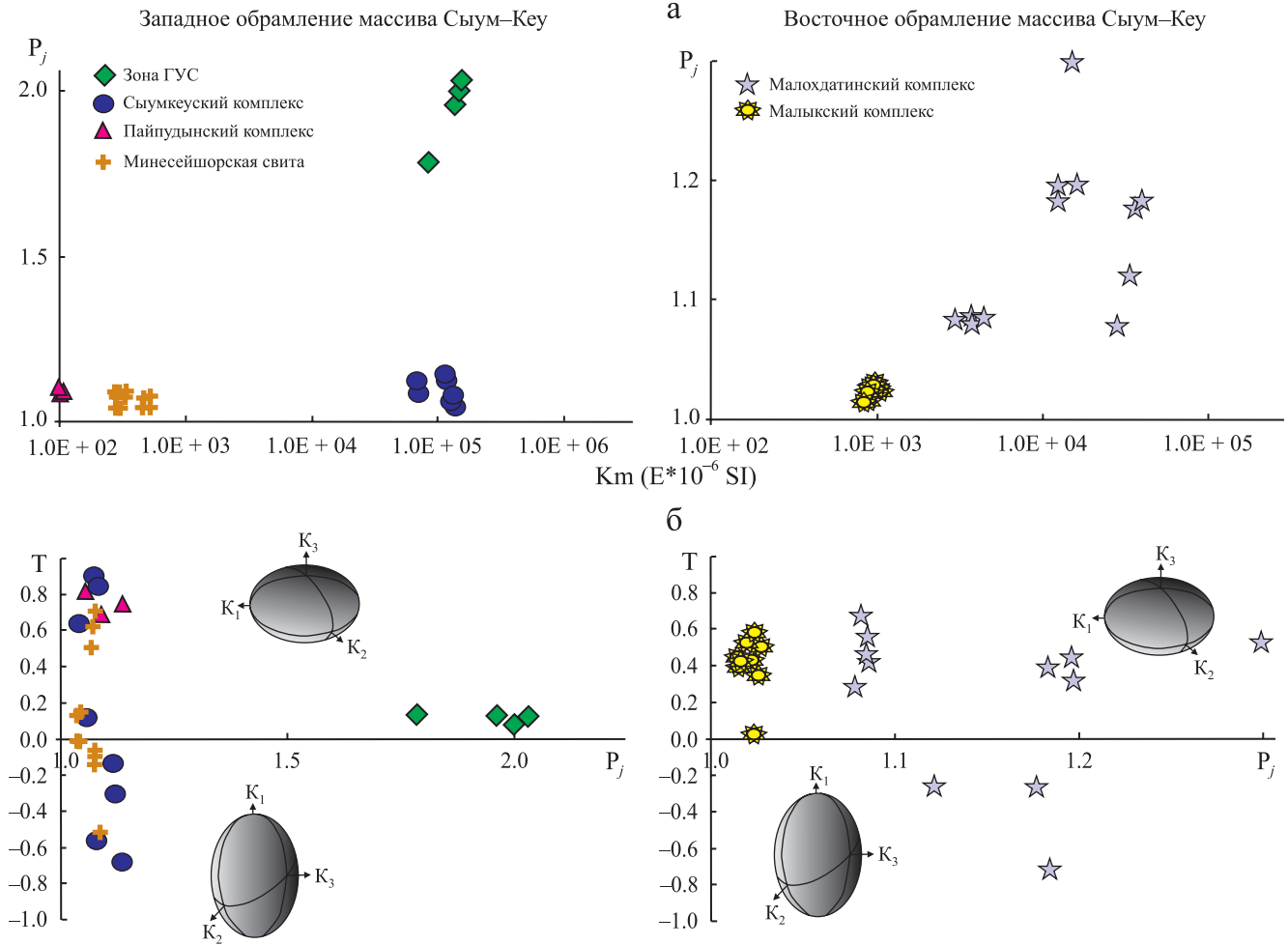


Рис. 4. Диаграммы зависимости степени АМВ (P_j) и среднего значения объемной магнитной восприимчивости (K_m) (а); форма эллипсоида АМВ (T) и степени АМВ (P_j) – диаграмма Елинека (Jelinek) (б).

Главные оси эллипсоида АМВ: K_1 – максимальная, K_2 – промежуточная, K_3 – минимальная. Комплексы пород представлены на рис. 1.

Fig. 4. Dependence diagrams of the AMS degree (P_j) and the mean (average) susceptibility (K_m) (а); the shape of the AMS ellipsoid (T) and AMS degree (P_j) – Jelinek diagram (б).

The principal axes of the AMS ellipsoid: K_1 – maximum, K_2 – intermediate, K_3 – minimum. The rock complexes are presented in Fig. 1.

ем оси сжатия, сдвиговый тип поля – при расположении осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости. В ходе проведенных ранее исследований было обнаружено, что сопряженные трещины с осями сжатия СЗ-ЮВ направления (стадия D_{n+3}) смещают сопряженные трещины с осями сжатия СВ-ЮЗ направления (стадия D_{n+2}) (Сычев, 2015). Данные по фронтальной части массива Сьум-Кей говорят о взбросовых и взбросо-сдвиговых перемещениях, не всегда проявленных и, по-видимому, затушеванных более поздними структурными преобразованиями, направленными конформно с простиранением зоны ГУС на Полярном Урале (стадия D_{n+2}) и ортогональных простиранию взбросо-сдвиговых

деформаций на более поздних стадиях (D_{n+3}), характерных для позднеколлизийного этапа.

По данным анализа ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ выявлены лишь единичные ориентировки, связанные с надвигообразованием (взбросообразованием), что может свидетельствовать либо о практически полной переработке последующими деформациями первичной синнадвиговой магнитной текстуры, либо о формировании покровной структуры в строгом соответствии с моделью Хансена, где неотъемлемую роль при надвигообразовании играют сдвиговые перемещения (Hansen, 1971). Предположение о надвигообразовании с преимущественной сдвиговой составляющей

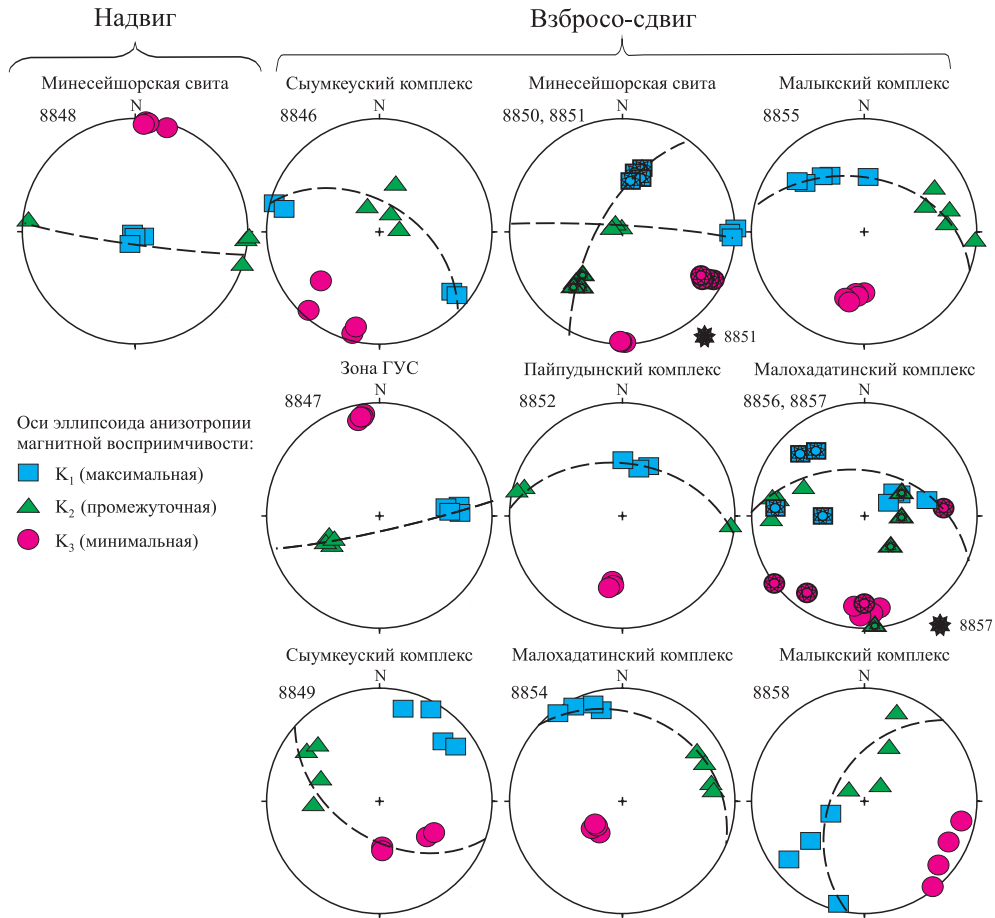


Рис. 5. Азимутальные проекции ориентировок главных осей эллипсоидов АМВ (сетка Шмидта, нижняя полусфера).

Дугами большого круга отмечены ориентировки плоскостей магнитной полосчатости. Географическая система координат. Места отбора образцов отмечены на рис. 1.

Fig. 5. Stereographic projections of the orientations of the principal axes of the AMS ellipsoids (Schmidt grid, lower hemisphere).

The arcs of the great circle mark the orientations of the magnetic foliation. Geographic coordinate system. The sampling locations are marked in Fig. 1.

щей подтверждает ориентировка осей эллипсоида АМВ, отвечающая взбросо-сдвиговой кинематике образования разрывных нарушений.

В работе П.А. Тишина (2006) для метаморфитов марункеуской свиты выделены байкальский доколлизийный этап, связанный с субдукцией фрагмента океанической коры под Харбейский континентальный блок, и герцинский коллизийный этап, ассоциированный с подъемом Марункеуского комплекса в верхние горизонты земной коры. Для первого этапа характерны системы асимметричных полулежащих опрокинутых на северо-запад цилиндрических складок (Fm_1) с северо-восточным простираем осевых плоскостей и развитие син-складчатого будинажа. Для второго этапа – ранние складки с субмеридиональным простираем осевых

плоскости и крутым падением на восток (Fm_2) и поздние открытые складки с субширотным простираем осевых плоскостей (Fm_3), которые характеризуют изгибы плоскостных элементов в результате правосдвиговых смещений и изоклиналиные складки волочения с ССЗ простираем осевых плоскостей (Fm_4).

Выделенные в данной работе стадии деформационной истории орогена, скорее всего, относятся к ранне- и позднеколлизийным этапам, отвечающим герцинскому тектогенезу с возможным продолжением в раннекиммерийскую эпоху. Деформации байкальского этапа выявить не удалось. В непосредственной близости к зоне ГУС раннеколлизийные (надвиговые) деформации имеют главенствующее значение и не так разнообразны, как

в марункеуской свите. Будинаж в подошве зоны ГУС (см. рис. 2в), предположительно, был сформирован на стадии регионального надвигообразования (D_{n+1}), так как оси сжатия перпендикулярны сутурной зоне, а оси растяжения параллельны ей. В обрамлении массива Сыум-Кеу не установлены правосдвиговые перемещения, но присутствуют структуры “конского хвоста” (см. рис. 2д), фиксирующие левосдвиговые перемещения, характерные для Уральского орогена (Пучков, 2010) и, предположительно, образованные на стадии D_{n+3} .

Севернее Ингилорского массива, в пределах Харбейско-Марункеуского параавтохтона, расположен гранитоидный Гердизский массив (см. рис. 1). Гранитоиды в виде маломощных послонных тел развиты в метаморфизованных породах рамы. Петрографически это мелко- и среднезернистые породы с массивной и гнейсовидной текстурами и лепидогранобластовой структурой. Для гранитоидов характерны катаклаз и милонитизация. В составе тел наблюдаются микроклин (20–25 мас. %), альбит (25–35), кварц (30–35), мусковит (5–8 мас. %) и акцессорные титанит, эпидот, кальцит гранат, апатит, циркон, торит, магнетит. Существующие оценки изотопного возраста гранитоидов Ингилорского и Гердизского массивов близки и составляют 487.9 ± 7.4 млн лет (Шуйский и др., 2015) и 496.2 ± 7.1 млн лет (Шуйский и др., 2018) соответственно; формирование обоих массивов интерпретируется как рифтогенное. Гнейсограниты Гердизского массива в результате воздействия тектонических деформаций имеют полосчатую, линзовидно-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием слюдистых и кварц-полевошпатовых

слоек. Возраст кристаллизации мусковита связан с формированием надвиговых структур в условиях коллизии Уральского орогена (Голубева и др., 2022). Из пород Гердизского массива для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования была выделена монофракция мусковита (проба А52-14), соответствующая наложенному надвиговому деформационному парагенезису. Результаты датирования показаны на рис. 6 и приведены в табл. 1.

Полученный возрастной спектр обладает отчетливо выраженным плато из трех ступеней, характеризующимся 99.6% выделенного ^{39}Ar и значением возраста 352.6 ± 4.1 млн лет. Турнейские датировки, по-видимому, отвечают времени нижней границы начала коллизионных процессов на данной территории, которую было принято считать визейской, так как к югу от гипербазитового массива Сыум-Кеу во внешней (Лемвинской) покровно-надвиговой зоне Уральского орогена лишь в визе появились граувакки, содержащие хромшпинелиды и свидетельствующие о возникновении восточного источника терригенного материала (Пучков, 2010). Близкие $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены для Гердизского массива (Голубева и др., 2022) и для магматических тел более южных районов Полярного Урала. Они сопоставляются с синколлизонной (надвиговой) обстановкой образования упомянутых тел (Соболев и др., 2020).

В районе Слюдяной горки (см. рис. 1) по результатам изотопного датирования циркона из эклогитов марункеуской свиты получены две группы возрастов: 500–490 и 370–360 млн лет (Meng et al., 2020). Более древняя популяция интерпретируется как возраст формирования протолита, в то время

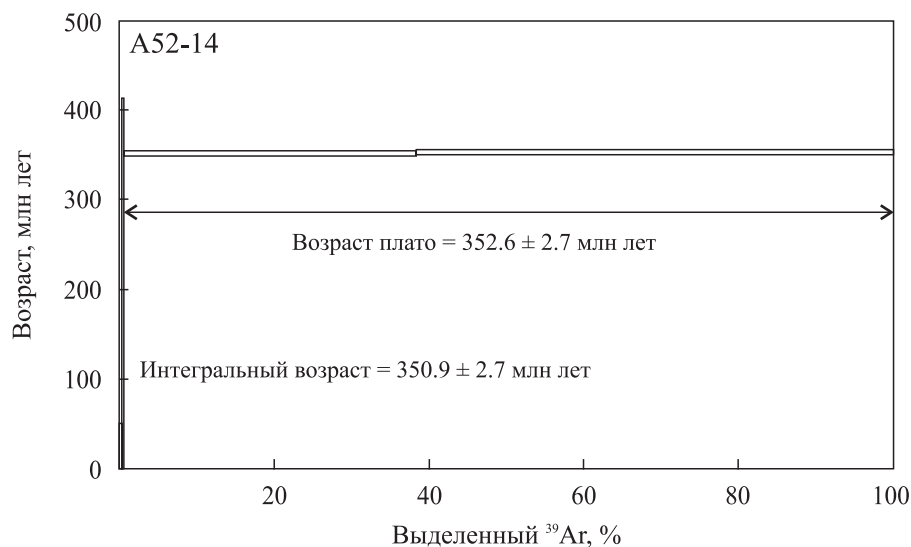


Рис. 6. Возрастной $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр для мусковита из пород Гердизского массива.

Fig. 6. Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spectrum for muscovite from rocks of the Gerdiz Massif.

Таблица 1. Результаты исследования пробы мусковита при ступенчатом нагреве
Table 1. Results of the muscovite sample under step heating

T, °C	t, мин	⁴⁰ Ar (STP)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁸ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar	±1σ	Ca/K	∑ ³⁹ Ar, %	Возраст, млн лет	±1σ
Мусковит А52-14, навеска 0.4 мг, J = 0.003149 ± 0.000026*; интегральный возраст = 350.9 ± 2.7 млн лет; возраст плато (1000–1130°C) = 153.9 ± 2.6 млн лет														
500	10	10.6 × e ⁻⁹	120.12	3.57	0.3127	0.0253	0.0062	0.0002	0.4061	0.0320	0.02	0.4	0.7	49.8
600	10	17.6 × e ⁻⁹	322.32	67.69	0.5342	0.1787	0.0789	0.0169	1.0457	0.3039	0.28	0.6	74.1	338.7
1000	10	676.4 × e ⁻⁹	78.47	0.03	0.0223	0.0003	0.0452	0.0031	0.0340	0.0003	0.16	38.3	352.0	2.7
1130	10	1105.2 × e ⁻⁹	78.44	0.02	0.0229	0.0002	0.0476	0.0014	0.0330	0.0002	0.17	100.0	353.2	2.7

*J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

*J – parameter characterizing the magnitude of neutron flux.

как более молодая популяция трактуется как метаморфический возраст эклогитовой фации. Возраст образования жадеитита в перидотите Сьум-Кеу составляет 370 млн лет (Meng et al., 2016). Авторы связывают возрасты 370–360 млн лет с субдукцией Восточно-Европейской континентальной окраины под дугу Сьум-Кеу (Meng et al., 2020). Приведенные датировки по эклогитам и жадеититам согласуются с ⁴⁰Ar/³⁹Ar данными и “опускают” нижнюю границу начала коллизионных процессов в фаменский ярус девона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований мезоструктурных элементов в западном обрамлении гипербазитового массива Сьум-Кеу выявлены два типа деформаций: ранние пластические, относимые к раннеколлизионному этапу, фиксирующие региональное надвигообразование, а также сопровождающиеся метаморфическими преобразованиями, и более поздние хрупкие, которые относятся к позднеколлизионному этапу и отражают взбросовые и взбросо-сдвиговые перемещения. По результатам изучения ориентировок осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости пород в западном и восточном обрамлениях массива Сьум-Кеу выявлены надвиговые и взбросо-сдвиговые кинематические характеристики комплексов, окаймляющих гипербазитовое тело, которые свойственны раннеколлизионному этапу и формированию покровной структуры в соответствии с моделью Хансена. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования наиболее вероятно свидетельствуют о метаморфических преобразованиях пород в связи с началом коллизионных процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гзовский М.В. (1975) Основы тектонофизики. М.: Наука, 536 с.
 Голубева И.И., Шуйский А.С., Травин А.В., Хубанов В.Б. (2022) Новые возрастные данные Гердизско-

го массива (Полярный Урал). *Регион. геология и металлогения*, (92), 50-63. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_92_50-63

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Полярно-Уральская. Л. Q-41-I,II (Лаборова). Объяснит. зап. (2009) СПб.: ВСЕГЕИ, 372 с.

Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. (1986) (Под ред. Л.Е. Шолпо). Л.: Недра, 224 с.

Кирмасов А.Б. (2011) Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 368 с.

Куликова К.В., Кузнецов Н.Б. (2008) Комплексы и структуры Сьумкеу-Щучинского района Полярного Урала. Ст. 2. Типизация габброидов и природа их метаморфических преобразований. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **83**(4), 13-25.

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

Савельева Г.Н., Суслов П.В. (2014) Структура и состав мантийных перидотитов на границе с коровыми комплексами офиолитов в массиве Сьумкеу, Полярный Урал. *Геотектоника*, (5), 3-16. <https://doi.org/10.7868/S0016853X14040079>

Сим Л.А., Чекмарев К.В. (2006) Новейшая разломная тектоника Полярного Урала. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, **81**(5), 51-56.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. (2020) Каменноугольный магматизм Полярного Урала. *Докл. РАН. Науки о Земле*, **494**(2), 22-28. <https://doi.org/10.31857/S2686739720100096>

Сычев С.Н. (2015) Строение и эволюция зоны Главного Уральского разлома (южная часть Полярного Урала). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 24 с.

Сычев С.Н., Веселовский Р.В., Худoley А.К., Куликова К.В. (2016) Соотношение надвиговых и сдвиговых деформаций южной части Полярного Урала на основе петромагнитных данных. *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.*, (6), 46-55.

Тевелев А.В. (2016) Структурная геология. М.: Инфра-М, 342 с.

Тишин П.А. (1996) Внутренняя структура марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса

- (Полярный Урал). *Магматизм и геодинамика Сибири*. Тез. докл. науч. конф. Томск: ТГУ, 88-90.
- Тишин П.А. (2006) Реконструкция надвиговых структур сложнодислоцированных метаморфических серий на примере марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (Полярный Урал). *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*, (4), 137-144.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. (2009) Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье). *Геохимия*, (11), 1181-1199.
- Шмелев В.Р. (1991) Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал): структура, вещество, динамометаморфизм. Препринт. Екатеринбург: УрО АН СССР, 79 с.
- Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М. (2015) Метагранитоиды Ингилорского массива (Полярный Урал): U-Pb данные. *Мат-лы IV Междунар. науч.-практ. конф. молодых ученых и специалистов нам. академика А.П. Карпинского*. СПб.: ВСЕГЕИ, 481-484.
- Шуйский А.С., Удоратина О.В., Миллер Е.Л., Кобл М. (2018) Гранитоиды Гердизского массива (Полярный Урал): новые данные. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (12), 23-30. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-23-30>
- Anderson E.M. (1951) The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd; Wite Plains, 206 p.
- Borradaile G.J., Henry B. (1997) Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, **42**, 49-93.
- Chadima M., Hrouda F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophys.*, **27**, 20-21.
- Groshong R.H. (2006) 3-D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. Tuscaloosa, University of Alabama, 410 p.
- Hansen E. (1971) Strain Facies. N. Y.: Springer Verlag, 207 p.
- Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V. (2020) Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia). *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104087, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.104087>
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeyev A.B., Ren Y.F., Kulikova K.V., Bryanchaninova N.I. (2016) Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones. *Eur. J. Mineral.*, **28**, 1079-1097. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2563>
- Tarling D.H., Hrouda F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. N. Y.: Chapman and Hall, 217 p.
- Williams H., Smyth W.R. (1973) Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. *Amer. J. Sci.*, **273**, 594-621.

REFERENCES

- Anderson E.M. (1951) The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh, Oliver and Boyd; Wite Plains, 206 p.
- Borradaile G.J., Henry B. (1997) Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, **42**, 49-93.
- Chadima M., Hrouda F. (2006) Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Géophys.*, **27**, 20-21.
- Golubeva I.I., Shuyskiy A.S., Travin A.V., Khubanov V.B. (2022) New age data for the Gerdiz Massif (Polar Urals). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, (92), 50-63. (In Russ.) https://doi.org/10.52349/0869-7892_2022_92_50-63
- Groshong R.H. (2006) 3-D structural geology: A practical guide to quantitative surface and subsurface map interpretation. 2nd ed. Tuscaloosa, University of Alabama, 410 p.
- Gzovsky M.V. (1975) Fundamentals of tectonophysics. Moscow, Nauka Publ., 536 p. (In Russ.)
- Hansen E. (1971) Strain Facies. N. Y., Springer Verlag, 207 p.
- Kirmasov A.B. (2011) Fundamentals of structural analysis. Moscow, Nauchnyi Mir Publ., 368 p. (In Russ.)
- Kulikova K.V., Kuznetsov N.B. (2008) Complexes and structures of the Syumkeu-Shchuchyinsky area of the Polar Urals. Paper 2. Typing of gabbroids and nature of their metamorphic transformations. *Byul. MOIP. Otd. Geol.*, **83**(4), 13-25. (In Russ.)
- Meng F., Yazhou F., Shmelev V.R., Kulikova K.V. (2020) Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia). *J. Asian Earth Sci.*, **187**, 104087, 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2019.104087>
- Meng F.C., Yang H.-J., Makeyev A.B., Ren Y.F., Kulikova K.V., Bryanchaninova N.I. (2016) Jadeitite in the Syum-Keu ultramafic complex from Polar Urals, Russia: Insights into fluid activity in subduction zones. *Eur. J. Mineral.*, **28**, 1079-1097. <https://doi.org/10.1127/ejm/2016/0028-2563>
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DesignPolygraphService Publ., 280 p. (In Russ.)
- Savelyeva G.N., Suslov P.V. (2014) Structure and composition of mantle peridotites at the boundary with crustal complexes of ophiolites in the Syumkeu massif, Polar Urals. *Geotectonics*, (48), 347-358 (translated from *Geotektonika*, (5), 3-16). <https://doi.org/10.1134/S0016852114040074>
- Shmelev V.R. (1991) Hyperbasites of the Syum-Keu massif (Polar Urals): Structure, substance, dynamometamorphism. Preprint. Ekaterinburg, UrO AN SSSR, 79 p. (In Russ.)
- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M. (2015) Metagranitoids of the Ingilorsk Massif (Polar Urals): U-Pb data. *Proceedings of the IV International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists in Memory of Academician A.P. Karpin-sky*. St.Petersburg, VSEGEI, 481-484. (In Russ.)

- Shuyskiy A.S., Udoratina O.V., Miller E.L., Coble M. (2018) Granites of the Gerdiz massif (Polar Urals): New data. *Vestn. IG Komi NTs UrO RAN*, **12**(288), 23-30. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2018-12-23-30>
- Sim L.A., Chekmarev K.V. (2006) The latest fault tectonics of the Polar Urals. *Byul. MOIP. Otd. Geol.*, **81**(5), 51-56. (In Russ.)
- Sobolev I.D., Vikentyev I.V., Bortnikov N.S., Travin A.V. (2020) Carboniferous Magmatism in the Polar Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **494**(2), 773-778 (translated from *Dokl. RAN, Nauki o Zemle*, **494**(2), 22-28). <https://doi.org/10.1134/S1028334X20100098>
- State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. Polar-Ural series. Sheet Q-41-I,II (Laborovaya). Explanatory note. (2009) St.Petersburg, VSEGEI, 372 p. (In Russ.)
- Sychev S.N. (2015) Structure and evolution of the Main Ural Fault zone (southern part of the Polar Urals). Cand. geol. and min. sci. diss. Moscow, GIN RAN, 24 p. (In Russ.)
- Sychev S.N., Veselovskiy R.V., Khudoley A.K., Kulikova K.V. (2017) The relationships of thrust and shear deformations in the southern part of the Polar Urals as indicated by petromagnetic data. *Moscow University Geol. Bull.*, **72**(1), 46-55 (translated from *Vestn. Mosk. un-ta. Ser. 4. Geol.*, (6), 46-55). <https://doi.org/10.3103/S0145875217010124>
- Tarling D.H., Hrouda F. (1993) The magnetic anisotropy of rocks. N. Y., Chapman and Hall, 217 p.
- Tevelev A.V. (2016) Structural geology. Moscow, Infra-M Publ., 342 p. (In Russ.)
- Tishin P.A. (1996) Internal structure of the Marunkeu eclogite-amphibolite-gneiss complex (Polar Urals). *Magma-tism and Geodynamics of Siberia: Abstracts. scientific conf.* Tomsk, TGU, 88-90. (In Russ.)
- Tishin P.A. (2006) Reconstruction of thrust structures of complexly dislocated metamorphic series on the example of the Marunkeu eclogite-amphibolite-gneiss complex (Polar Urals). *Geologiya i Polez. Iskopaemye Mirovogo Okeana*, (4), 137-144. (In Russ.)
- Travin A.V., Yudin D.S., Vladimirov A.G., Khromykh S.V., Volkova N.I., Mekhonoshin A.S., Kolotilina T.B. (2009) Thermochronology of the Chernorud granulite zone, Ol'khon Region, Western Baikal area. *Geochem. Int.*, **47**(11), 1107-1124 (translated from *Geokhimiya*, (11), 1181-1199). <https://doi.org/10.1134/S0016702909110068>
- Use of rock magnetism in geological survey. (1986) (Ed. by L.E. Sholpo). Leningrad, Nedra Publ., 224 p. (In Russ.)
- Williams H., Smyth W.R. (1973) Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. *Amer. J. Sci.*, **273**, 594-621.

Метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород в обрамлении Суундукского гранитогнейсового массива (Южный Урал)

А. Ю. Кисин, Д. А. Озорнин, М. Е. Притчин, В. В. Мурзин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: kissin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 30.05.2023 г., принята к печати 10.11.2023 г.

Объект исследования. Карбонатные породы в обрамлении Суундукского гранитогнейсового массива Восточно-Уральского поднятия (Ю. Урал). **Цель.** Установление возможной петрологической и геохимической зональности в карбонатных породах метаморфического обрамления гранитогнейсового массива. Выявление структурных закономерностей распределения и характера взаимоотношений между карбонатными породами разных типов. **Материалы и методы.** При проведении экспедиционных работ использованы методы полевой структурной геологии и минералогии. Образцы карбонатных пород отобраны по профилям вкрест простирания пород. Содержание петрогенных элементов производилось методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометрах СРМ-35 и EDX-8000, редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000. **Результаты.** Карбонатные породы представлены кальцитовым, Mg-кальцитовым, доломитовым, кальцит-доломитовым мраморами и органогенными мраморизованными известняками (C₁₋₂). Зональность в карбонатном обрамлении южной части массива не выявлена, исключая метаморфическую зональность: мраморы, а на удалении – мраморизованные известняки. На раннем коллизионном этапе формировалась терригенно-карбонатная толща. В конце C₂, в связи с региональным метаморфизмом и формированием гранитогнейсовой купольной структуры, на участках движения метаморфогенных флюидов известняки подверглись Mg-метасоматозу с образованием дометаморфических доломитов с реликтами фауны C₁₋₂ возраста. В результате прогрессивного динамотермального метаморфизма в условия стресса метасоматические доломиты местами испытали дедоломитизацию с образованием кальцитового мрамора с полигональнозернистой структурой; этот мрамор формировался и по известнякам. В условиях стресса кальцитовый мрамор выжимался по ослабленным зонам в направлении снижения всестороннего давления, т. е. вверх. Имели место пластические и квазипластические деформации, метаморфическая перекристаллизация, метасоматические изменения. На участках движения метаморфогенных флюидов формировался Mg-кальцитовый мрамор с аксессуарным красным корундом, флогопитом, Сг-турмалином, Сг-мусковитом. На раннем регрессивном этапе на участках движения флюидов вновь проявился Mg-метасоматоз с образованием доломит-кальцитового мрамора с аксессуарным графитом, тремолитом, Сг-турмалином, пиритом. Длительностью и разнообразием процессов мраморизации объясняется отсутствие явно выраженной зональности мраморов в обрамлении гранитогнейсового массива. **Выводы.** Гранитогнейсовый массив служил центром зонального метаморфизма. На прогрессивном и регрессивном этапах метаморфизма ранне- и среднекаменноугольные известняки в обрамлении массива испытали метаморфические и метасоматические преобразования с образованием мраморов различного состава; имели место пластические и квазипластические деформации, реоморфические перемещения кальцитового мрамора. Отчетливой зональности в мраморах не выявлено.

Ключевые слова: мрамор, известняк, метаморфизм, метасоматизм, гранитогнейсы, Урал

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственного задания № Гос. учета НИОКТР 123011800011-2 “Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах”

Metamorphism and metasomatism of carbonate rocks in the frame of the Suunduk granite-gneiss massif (Southern Urals)

Alexander Yu. Kisin, Danil A. Ozornin, Mikhail E. Pritchinn, Valerii V. Murzin

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

Received 30.05.2023, accepted 10.11.2023

Для цитирования: Кисин А.Ю., Озорнин Д.А., Притчин М.Е., Мурзин В.В. (2024) Метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород в обрамлении Суундукского гранитогнейсового массива (Южный Урал). *Литосфера*, 24(4), 642-660. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-642-660>

For citation: Kisin A.Yu., Ozornin D.A., Pritchinn M.E., Murzin V.V. (2024) Metamorphism and metasomatism of carbonate rocks in the frame of the Suunduk granite-gneiss massif (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 642-660. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-642-660>

Research subject. Carbonate rocks in the frame of the Suunduk granite-gneiss massif of the East Ural uplift (Southern Urals). *Aim.* Determination of possible petrological and geochemical zonation in carbonate rocks of the metamorphic frame of the granite-gneiss massif. Identification of structural regularities of distribution and the character of relationships between carbonate rocks of different types. *Materials and Methods.* Expedition works were carried out using the methods of field structural geology and mineralogy. Samples of carbonate rocks were selected along the profile transverse to the strike of rocks. The contents of petrogenic elements were determined by X-ray fluorescence analysis using CPM-35 and EDX-8000 spectrometers; rare and trace elements were determined by ICP-MS using an inductively coupled plasma ELAN 9000 mass spectrometer. *Results.* Carbonate rocks are represented by calcite marbles, Mg-calcite marbles, dolomite marbles, calcite-dolomite marbles, and organogenic marmorized limestones (C_{1-2}). Zonality in the carbonate framing of the southern part of the massif was identified, apart from metamorphic zonality: marbles and marmorized limestones in the distance. At the early collision stage, a terrigenous-carbonate sequence was formed. At the end of C_2 , due to regional metamorphism and formation of a granite-gneiss dome structure, in the areas of movement of metamorphogenic fluids, limestones underwent Mg-metasomatism with the formation of pre-metamorphic dolomites with relics of fauna of C_{1-2} age. As a result of progressive dynamothermal metamorphism, under stress conditions, metasomatic dolomites in places experienced dedolomitization, with the formation of calcite marble with a polygonal-grained structure; this marble was also formed on limestones. Under stress, calcite marble was squeezed out along weakened zones in the direction of pressure drop, i.e. upward. This process was associated with plastic and quasi-plastic deformations, metamorphic recrystallization, metasomatic alterations. Mg-calcite marble with accessory red corundum, phlogopite, Cr-tourmaline, and Cr-muscovite was formed in the areas of movement of metamorphogenic fluids. At the early regressive stage, Mg-metasomatism reappeared in the fluid movement areas with the formation of dolomite-calcite marble with accessory graphite, tremolite, Cr-tourmaline, and pyrite. The lack of a pronounced zonality of marbles in the frame of the granite-gneiss massif can be explained by the duration and variety of marmorization processes. *Conclusion.* The granite-gneiss massif was the center of zonal metamorphism. At the progressive and regressive stages of metamorphism, the earlier- middle-carboniferous limestones in the frame of the massif underwent metamorphic and metasomatic transformations with the formation of marbles of various compositions; there were plastic and quasi-plastic deformations, rheomorphic displacements of calcite marble. There is no obvious zonality in the marbles.

Keywords: marble, limestone, metamorphism, metasomatism, granite-gneiss, Ural

Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment on the topic No. 123011800011-2 "Ore-forming processes and regularities of mineral deposits placement in intraplate collisional-folded belts"

ВВЕДЕНИЕ

В широтном направлении на Урале выделяются (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская зона складчатости, Центрально-Уральское поднятие, Тагило-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб и Зауральское поднятие (в современной терминологии – мегазоны). В составе Восточно-Уральского поднятия имеется несколько крупных антиклинорий, сложенных гранитогнейсовыми массивами и анатектическими гранитами, входящими в так называемую Главную Гранитную ось Урала (с севера на юг): Мурзинско-Адуйский, Кочкарский, Джабык-Карагайский и Суундукский. Общими для них являются купольный тектогенез, зональный метаморфизм и карбонатные породы в обрамлении, различающиеся по химическому и минеральному составу, структуре и минерации. При геологическом картировании эти карбонатные толщи геологи пытаются стратифицировать по времени накопления осадков, игнорируя их возможные метасоматические изменения, способность к неограниченным пластическим деформациям и перекристаллизациям в условиях стресса и повышенных температур.

В целях изучения зональности карбонатных пород в метаморфическом обрамлении гранитогнейсового купола нами проведены полевые и лабораторные исследования карбонатных пород в южной половине Суундукского антиклинория, отличающегося меньшими размерами и относительно хорошей обнаженностью толщ.

Общие сведения о карбонатных породах в метаморфическом обрамлении гранитогнейсовых массивов Восточно-Уральской мегазоны

Ранее наиболее детально карбонатные породы изучались в Кочкарском антиклинории (Южный Урал) в связи с обнаружением в них рубин-шпинелевой минерализации на Кучинском месторождении (Кисин, 1991; Кисин и др., 2016). Последующие наши исследования показали, что выделенные типы карбонатных пород (мраморов и мраморизованных известняков) характерны и для обрамлений других гранитогнейсовых массивов Восточно-Уральской мегазоны, в том числе Суундукского.

Типы мраморов. На Кучинском месторождении рубинов выделены три основных типа мраморов (Кисин, 1991).

1 тип. Кальцитовый мрамор. Светлые, массивные, средне- и крупнозернистые кальцитовые породы полигональнозернистой структуры. Кальцит полупрозрачный, обычно не деформированный. Содержание MgO менее 0.01 мас. %. Имеют площадное распространение.

2 тип. Магнезиально-кальцитовый мрамор. Голубоватые, зеленоватые, белые и грязно-белые средне- и крупнозернистые мраморы панидиобластовой структуры. Представлены линзовидными, сильно уплощенными телами. Кальцит обычно сильно деформирован, вплоть до разлистования. Содержание MgO 0.1 мас. %.

3 тип. Доломит-кальцитовый (двукарбонатный) мрамор. Светлая, мелко-среднезернистая массивная порода с пойкилобластовой структурой. Содержание MgO достигает 17–22 мас. %.

Особенности залегания мраморов различных типов. Кальцитовый мрамор 1 типа разбит субвертикальными трещинами кливажа на плиты толщиной в среднем около 0.3–0.5 м с укрупнением размеров зерен кальцита к центру плиты. Азимут простирания кливажа согласен границам ближайших купольных структур. Гранобластовая структура, почти полное отсутствие деформаций кальцита и развитый кливаж течения позволяют отнести кальцитовые мраморы к рекристаллизованным.

Mg-кальцитовый мрамор встречается относительно редко, слагая небольшие по площади, но сложные по конфигурации участки среди кальцитового мрамора; отчетливо контролируются трещинами кливажа. Переходы к мрамору 1 типа размытые, не определяемые. Наблюдения над мелкими телами показывают, что форма их столбообразная, а сама порода рассланцована. Мрамор 2 типа нередко содержит рубиновую минерализацию, сопровождающуюся флогопитом, Ст-мусковитом, апатитом, Al-хлоритом, пиритом, ангидритом, в виде рассеянной вкрапленности (ранняя генерация) и гнездообразной в минерализованных трещинах кливажа (поздняя генерация). Гнезда минерализации также имеют столбообразную форму. Все перечисленные признаки свидетельствуют в пользу образования мрамора 2 типа в результате перекристаллизации в высокотемпературных условиях при участии флюидов.

Доломит-кальцитовый мрамор встречается в виде небольших тел среди мрамора 2 типа и нередко содержит его реликты. Реже наблюдается среди мрамора 1 типа. Тела мрамора 3 типа обычно имеют плитообразную форму и контролируются трещинами кливажа, реликты которых угадываются по плоскопараллельным выдержанным узким зонам минерализации. Порода массивная. Границы тел достаточно резкие, определяемые в интервале 1–2 см. Нередко содержит рубины, по которым развивается Mg-шпинель. Перечисленные признаки однозначно указывают на образование мрамора

3 типа в результате магнезиального метасоматоза мрамора 2 типа.

Дайки гранитных пегматитов секут кливаж и рассланцевание в мраморах 1 и 2 типов, но сами секутся трещинами сдвига в интервалах двукарбонатного, массивного мрамора. Следовательно, мраморы 1 и 2 типов додайковые, а 3 типа – постдайковые.

По результатам изучения карбонатных пород восточной части Кочкарского антиклинория (Кисин, 2007) к этим трем типам добавились мраморизованные, битуминозные, органогенные известняки (C_{2v}) и дометаморфические метасоматические мелкозернистые доломиты с реликтами фаунистических остатков C_{2v} возраста. Будины и реликты доломитов наблюдаются в мраморе 1 и 2 типов.

Все карбонатные породы Кочкарского антиклинория при раскалывании издают запах сероводорода.

Геология Суундукского антиклинория

Суундукский антиклинорий – удлиненный в меридиональном направлении куполовидный массив с метаморфическим обрамлением (рис. 1). Геологическое описание приводится по (Тевелев и др., 2018). В строении купольной структуры участвуют амфиболиты, плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы кусаканской толщи (RF₁?ks). Магматические породы представлены гранитоидами неплюевского комплекса и гранитами джабыкско-санарского комплекса. В гранитогнейсовом массиве распространены дайки гранитов и пегматитов, в том числе с бериллом. Все границы тектонические.

Ширина метаморфического обрамления гранитогнейсового массива около 300 м (см. рис. 1). В южной части антиклинория распространены карбонатные породы, отнесенные на юге и юго-востоке к биргильдинской толще (C₁bg), а на западе – к каморзинской (C₁₋₂kn). Биргильдинская толща сложена преимущественно мраморизованными известняками, мраморами и доломитами. По фаунистическим остаткам возраст толщ оценен как поздневизейско-серпуховский. Среди карбонатных пород здесь выделены: 1) мраморы гранобластовой и гетеробластовой структуры, массивной и полосчатой текстуры; 2) известняки скрытокристаллические, мелкозернистые реликтовой органогенной и массивной текстуры; 3) углистые известняки криптокристаллической или пелитоморфной структуры; 4) доломиты мелкозернистые гранобластовой структуры (доломит 10–90%); 5) известняки алевритистые; 6) песчаники полимиктовые с карбонатным цементом базального типа. Все карбонатные породы при раскалывании издают запах сероводорода.

Каморзинская толща представлена черными битуминозными известняками с запахом

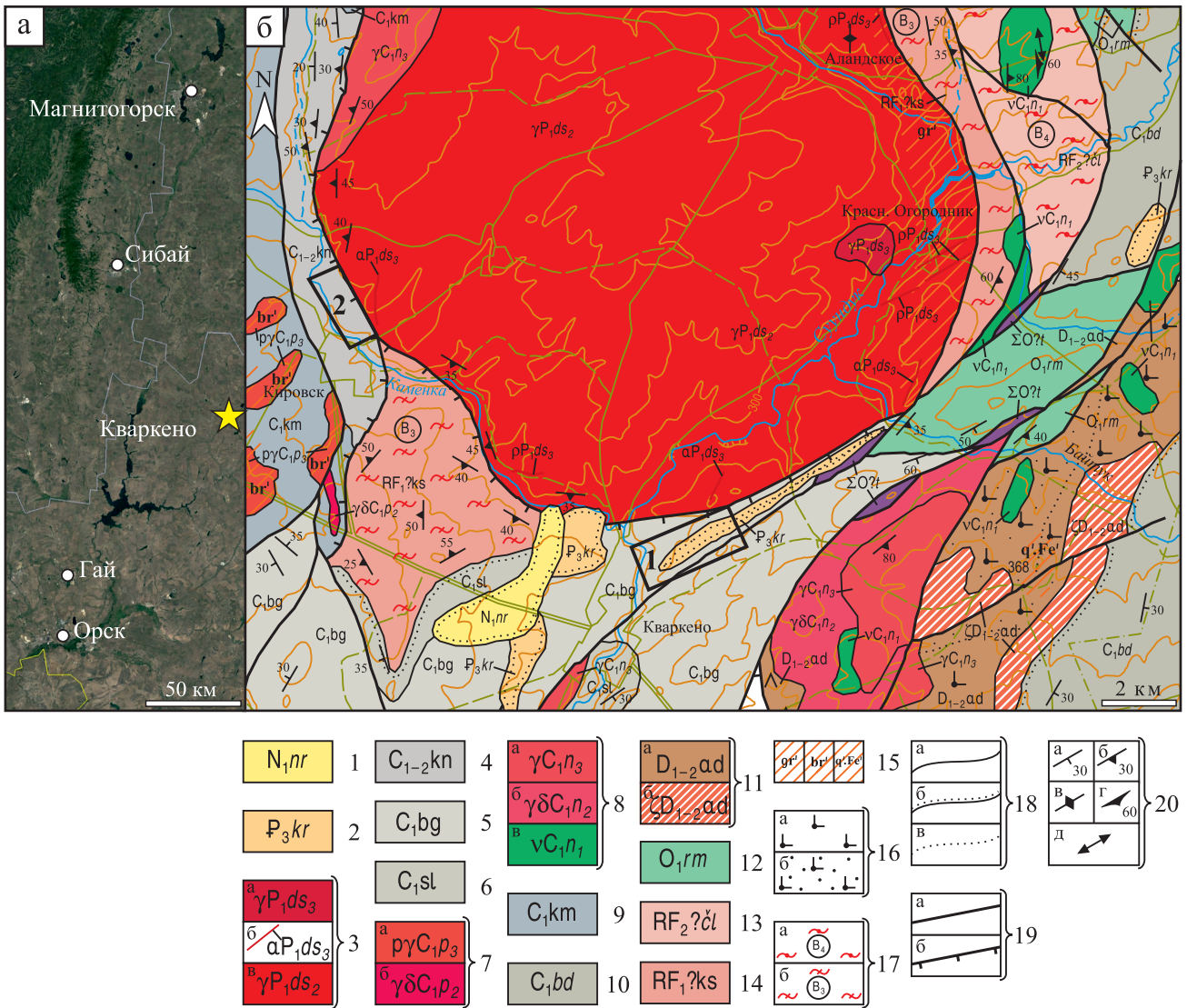


Рис. 1. Географическое положение объекта исследований (а) и фрагмент Государственной геологической карты РФ (южная часть Суундукского антиклинория) масштаба 1 : 200 000. Л. N-40-XXXVI (Кваркено) (б). (Тевелев и др., 2018, с упрощениями).

1 – наурзумская свита; 2 – куртмышская свита; 3 – джабыкско-санарский комплекс гранитовый; 4 – каморзинская толща (мраморы, известняки мраморизованные, органогенные); 5 – биргильдинская толща (мраморизованные известняки, мраморы, доломиты); 6 – солнечная толща (известняки белые мраморизованные, окварцованные, кремнелые); 7 – пластовский комплекс тоналит-плагиигранитовый; 8 – неплюевский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый; 9 – каменская толща (углеродисто-глинисто-известковистая); 10 – брединская свита (песчаники, алевролиты, сланцы глинистые и углисто-глинистые); 11 – айдырлинский комплекс базальт-латит-трахидацитовый; 12 – рымникская свита; 13 – чулаксайская свита (метапесчаники углеродистые); 14 – кусаканская толща (гнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые с прослоями амфиболитов); 15 – метасоматиты (gr' – грейзенизация, br' – березитизация, лиственизация, q'Fe' – окварцевание, ожелезнение); 16 – породы основного состава; 17 – фации метаморфизма (а – зеленосланцевая, б – эпидот-амфиболитовая); 18 – геологические границы (а – достоверные, б – несогласного залегания достоверные, в – фациальные); 19 – разрывные нарушения (а – неустановленной кинематики, б – надвиги); 20 – элементы залегания (а – наклонное залегание слоистости, б – наклонное залегание сланцеватости, в – вертикальное залегание сланцеватости, г – наклонное залегание метаморфической полосчатости и гнейсовидности, д – горизонтальное залегание минеральной линейности). Прямоугольники с цифрами – участки исследований (1 – Суундук, 2 – Каменка).

Fig. 1. Geographical location of the research object (a); Fragment of the State Geological Map of the Russian Federation (the southern part of the Suunduk anticlinorium) scale 1 : 200 000. Sheet N-40-XXXVI (Kvarkeno) (b) (Tevelev et al., 2018, with simplifications).

1 – Naurzumsky formation; 2 – Kurtamyshsky formation; 3 – Dzhabik-Sanarsky granite complex; 4 – Kamorzinsky rock sequence (marbles, marmorized limestones, organogenic); 5 – Birgilda rock sequence (marmorized limestones, marbles, dolomites); 6 – Solnechny rock sequence (white marmorized, quartz bearing, and silicified limestones); 7 – Plast tonalite-plagiogranite complex;

8 – Neplyuevsky gabbro-granodiorite-granite complex; 9 – Kamensky rock sequence (carbonaceous-argillaceous-calcareous); 10 – Bredinsky formation (sandstones, siltstones, argillaceous and carbonaceous-argillaceous shales); 11 – Aydyrlinsky basalt-latitude-trachydacite complex; 12 – Rymniksky formation; 13 – Chulaksaisky formation (carbonaceous metasandstones); 14 – Kusakansky rock sequence (biotite gneiss, amphibole-biotite with amphibolite interlayers); 15 – Metasomatites (gr' – greisenization, br' – bere-sitization, listventization, q'Fe' – silicification, ferruginization); 16 – mafic rocks; 17 – facies of metamorphism (a – greenschist, б – epidote-amphibolite); 18 – geological boundaries (a – reliable, б – discordant occurrence reliable, в – facies); 19 – Fractures (a – unidentified kinematics, б – thrusts); 20 – elements of occurrence (a – inclined occurrence of layering, б – inclined occurrence of schistosity, в – vertical occurrence of schistosity, г – inclined occurrence of metamorphic banding and gneissic character, д – horizontal occurrence of mineral lineation). Rectangles with numbers – research areas (1 – Suunduk, 2 – Kamenka).

сероводорода, содержащими перекристаллизованные членики криноидей, а также телами окварцованных крупнозернистых мраморов линзовидной формы с зонами тектонических брекчий. Породы толщи не несут признаков стратификации. Выделены несколько типов карбонатных пород: 1) мраморизованные мелко-среднезернистые известняки и мраморы массивной, неясно-полосчатой текстуры за счет неравномерного распределения тонкодисперсного черного органического вещества; 2) мраморизованные известняки крупнозернистые с гомеобластовой структурой, массивной текстурой без признаков ориентировки зерен. Возраст толщи принят как верхневизейский-серпуховский, основанный на фаунистических остатках (Тевелев и др., 2018).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалы для исследований собраны авторами при проведении экспедиционных работ. При исследованиях использованы методы полевой структурной геологии, петрологические, минералогические и геохимические. Содержание петрогенных элементов в 43 образцах пород, отобранных по нескольким профилям, изучалось методами рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометрах СРМ-35 и EDX-8000 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.А. Аввакумова, А.К. Фокина), редких и рассеянных элементов – методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000. Анализы выполнены ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Взаимоотношения карбонатных пород

На участке “Суундук” контакт гранитогнейсов и гнейсов с карбонатными породами скрыт широким слабовыраженным логом юго-западного простирания. На правом борту наблюдаются многочисленные небольшие обнажения гнейсов и редкие крупные обнажения типа “каменных палаток”, гранитов. Гнейсовидность снижается на юго-восток под углом 30–50°. На левом борту лога отмечаются развалы светлых кремневых пород; релик-

тов субстрата не обнаружено. К юго-востоку они быстро, в интервале 10–15 м, сменяются светлыми мелкозернистыми доломитами, местами дезинтегрированными до состояния песчаной фракции. Далее к юго-востоку доломиты сменяются крупнозернистым Mg-кальцитовым мрамором и перемежаются с ним; границы неотчетливые, морфология тел сложная, близка к линзовидной. Еще юго-восточнее появляются темные мраморизованные известняки (рис. 2). Таким образом, в данном пересечении при удалении от гранитогнейсового массива наблюдается следующая последовательность карбонатных пород: 1) мелкозернистые светлые доломиты; 2) Mg-кальцитовый мрамор; 3) темный мраморизованный известняк. Все карбонатные породы грубо рассланцованы, при раскалывании издают запах H₂S; взаимоотношения между ними не ясны.

Наиболее полный и информативный разрез карбонатной толщи наблюдается в скальных обнажениях на левом берегу р. Суундук, от устья р. Каменки до п. Кваркено. Здесь в обнажении 1 (см. рис. 2) в непосредственной близости к гранитогнейсовому массиву отмечаются светлые, массивные, крупнозернистые кальцитовые мраморы с характерной полигональнозернистой структурой, в силу чего легко распадаются на отдельные зерна. Кальцит не деформирован. В южном направлении они прослеживаются на 130–150 м, а затем перекрываются зоной рассланцевания, полого падающей на юг. Мощность зоны 2–3 м. Преобладают Mg-кальцитовые мраморы, содержащие мелкозернистые светлосерые доломиты в виде будин, растащенных в зоне рассланцевания (рис. 3). Форма будин линзовидная, уплощенная в плоскости рассланцевания. Падение сланцеватости по азимуту 190° под углом 10°. Сланцеватость неравномерная и облекает будины. Границы доломитового мрамора в одних случаях резкие, в других постепенные, что указывает на его дедоломитизацию. В доломитах встречаются членики криноидей.

Иногда в будинах наблюдаются субпараллельные залеченные либо зияющие трещины, ориентированные под острым углом к рассланцеванию и падающие по азимуту 40° под углом 40°. В неразстворимом остатке Mg-кальцитового мрамора отмечаются мелкие зерна красного корунда, бесцветного флогопита и флюорита. Несколько юж-

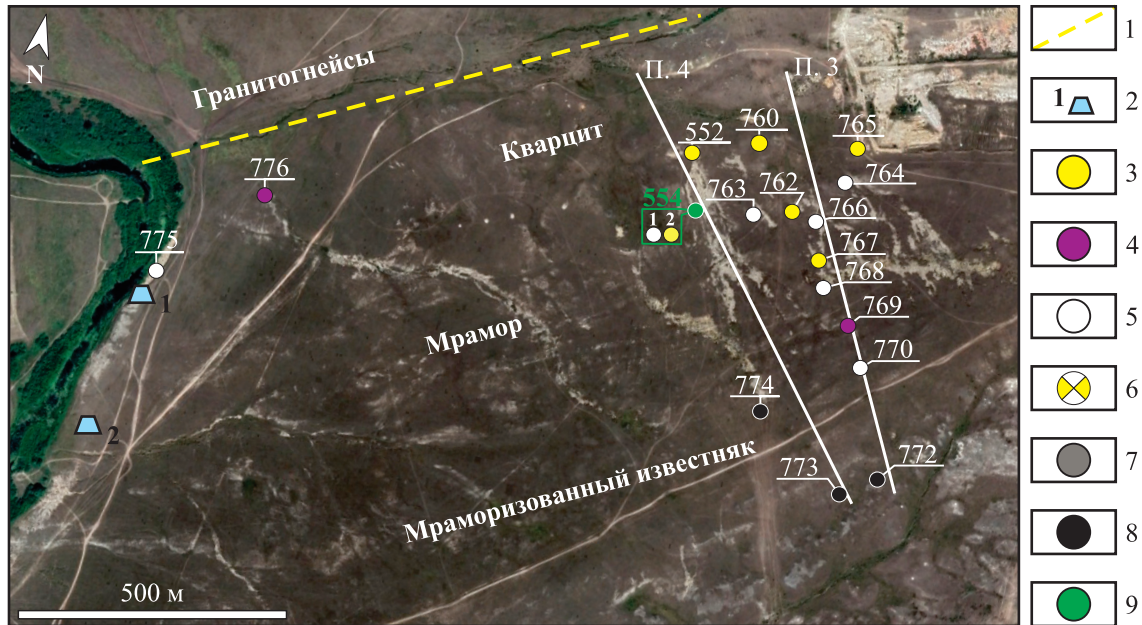


Рис. 2. Участок “Суундук” на космоснимке сервиса Google Earth Pro. Зона контакта карбонатных пород и гранитогнейсового массива.

Здесь и на рис. 5: 1 – граница массива; 2 – обнажения мраморов; 3–9 – пробы из скальных обнажений и их номера (3 – доломит, 4 – Mg-кальцитовый мрамор, 5 – кальцитовый мрамор, 6 – доломит-кальцитовый мрамор, 7 – мраморизованный известняк, 8 – мраморизованный известняк с повышенным содержанием Mg ($MgO > 1$ мас. %), 9 – две разновидности мрамора и более в одном обнажении).

Fig. 2. The “Suunduk” research site on the Google Earth Pro satellite image. The contact zone of carbonate rocks and granite-gneiss massif.

Here and in Fig. 5: 1 – the boundary of the massif; 2 – marble outcrops; 3–9 – samples of rock exposures and their numbers (3 – dolomite, 4 – Mg-calcite marble, 5 – calcite marble, 6 – dolomite-calcite marble, 7 – marmorized limestone, 8 – marmorized limestone with a high Mg content ($MgO > 1$ wt %), 9 – two or more varieties of marble in one outcrop).

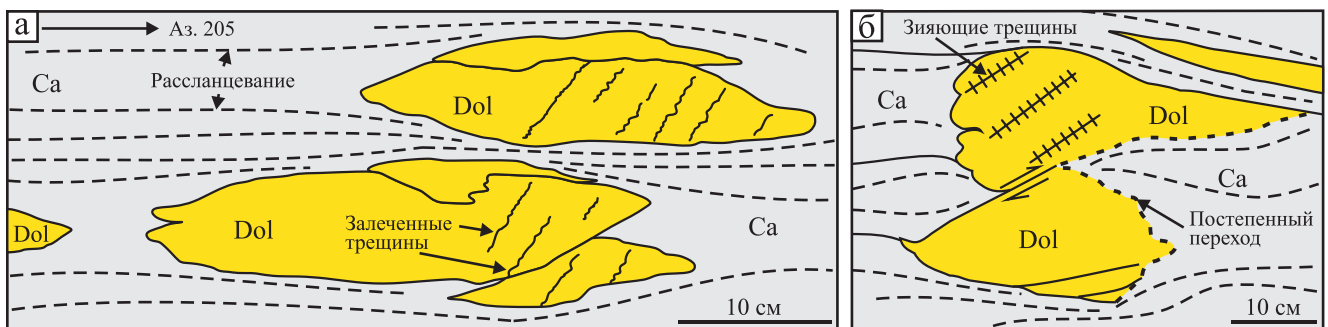


Рис. 3. Будины доломита (Dol) в рассланцованном Mg-кальцитовом мраморе (Ca) в обнажении 1 на рис. 2.

Fig. 3. Dolomite boudines (Dol) in schistose Mg-calcite marble (Ca) in outcrop 1 in Fig. 2.

нее обнажения 1 в Mg-кальцитовом мраморе обнаружен редкий минерал – мухинит (Томилина и др., 2016).

Выше зоны рассланцевания наблюдаются массивные мелкозернистые светло-серые или желтоватые доломиты с фаунистическими остатками криноидей. Видимая мощность в обнажении около 5 м.

К югу от доломитов мраморы в обнажении 2 (см. рис. 2) наблюдаются в виде низких узких гряд северо-восточного простирания. Преобладают светлые Mg-кальцитовые и кальцитовые мраморы, реже темно-серые мраморизованные известняки. Полосчатость наложенная, кристаллизационная, на что указывает обнаружение в кальцитовом

мраморе двух будин гранитных пегматитов: одна 10 × 15 см овальной формы, с каймой из зеленых минералов, вторая – около 1.0 × 1.5 м, без реакционной каймы (рис. 4). Пегматит состоит из блоков желтоватого полевого шпата (ортоклаза) размером до 10–15 см и серого кварца. Местами наблюдается симплектитовая структура “письменного гранита”.

Присутствие в доломитах фауны криноидей, распространенной в мраморизованных известняках этой же толщи, указывает на проявление раннего (дометаморфического) Mg-метасоматоза известняков: фаунистические остатки выполнены монокристаллическим кальцитом без признаков деформации и рекристаллизации. Аналогичная ситуация описана в Кочкарском антиклинории (Кисин, 2007; Кисин, Коротеев, 2017).

На участке “Каменка” полоса мраморов и темных битуминозных известняков с раннекаменноугольной фауной, суммарной шириной более 300–400 м, прослеживается от п. Кировский в северо-западном направлении на несколько километров (рис. 5). К востоку от п. Кировский имеется крупный лог с азимутом простирания 239°, пересекающий мраморы вкрест простирания. Контакт мрамора с гнейсовосланцевой толщей скрыт корами выветривания и карстовыми отложениями. Карбонатная порода в зоне контакта представлена плотными белыми среднезернистыми Mg-кальцитовыми и доломит-кальцитовыми мраморами. Среди акцессорных минералов в мраморе отмечены красный корунд (рубин), флогопит, Sr-содержащий мусковит, графит, флюорит, зеленый турмалин, пирит и пирротин. Мраморы слабо рассланцованы субконформно контакту с гнейсово-сланцевой толщей. Ширина зоны рубиноносных мраморов составляет



Рис. 4. Контакт будины пегматита с мрамором (Ca) в левом борту долины р. Суундук.

Fig. 4. Contact of pegmatite buodin with marble (Ca) on the left valley side of the Suunduk river.

около 150 м. Далее к юго-западу в интервале около 200 м обнажаются преимущественно средне-крупнозернистые кальцитовые мраморы, которые сменяются зоной чередования мраморов и темных мраморизованных известняков с визейской фауной. Ширина зоны составляет 200–250 м. Далее к юго-западу наблюдаются только темные мраморизованные известняки. Плоскостные элементы падают на юго-запад и закономерно возрастают от 15° в кристаллических сланцах до 50–60° в известняках.

Карбонатная толща по простиранию рассекается долиной р. Каменки, которая в интервале около 1 км к северо-западу от п. Кировский следует по почти прямолинейному рву в мраморизованных



Рис. 5. Участок “Каменка” на космоснимке сервиса Google Earth Pro.

Fig. 5. The “Kamenka” research site on the Google Earth Pro satellite image.



Рис. 6. Тектоническая зона, зафиксированная долиной р. Каменки (штриховая линия – борта зоны).

Fig. 6. The tectonic zone reflected by the valley of the Kamenka river (dotted line – sides of the zone).

известняках (рис. 6). Ширина рва до 30 м, а высота бортов 3–4 м. Тектоническая природа данного рва однозначно определяется стилем деформации пород противоположных бортов, а также степенью тектонической переработки пород в его пределах. В северной части ров не занят долиной реки и доступен для исследований. Здесь он представлен депрессией глубиной до 3 м при ширине около 10 м. Азимут простирания рва 140° ЮВ. В днище обнажаются мелкозернистые белые сахаровидные доломит-кальцитовые мраморы с мелкоплитчатой (2–5 см толщиной) отдельностью того же простирания и падающей на юго-запад под углом $37\text{--}47^{\circ}$. На препарированной ветрами и дождями поверхности мрамора просматриваются многочисленные частично залеченные трещины нескольких систем. Аксессуарные минералы представлены пиритом, флогопитом, зеленым турмалином и недеформированными кристалликами графита.

В лежащем (восточном) боку тектонической зоны залегают темные мраморизованные известняки с тонкоплитчатой отдельностью (аз. пад. 230° , угол пад. 37°). Толщина плиток 10–20 мм. Данная отдельность больше всего отвечает кливажу сланцеватости. По трещинам кливажа иногда наблюдаются крупные сноповидные агрегаты тремолита, частично замещенного тальком. В известняке распространены деформированные фаунистические остатки, выполненные белым кальцитом. Основ-

ная масса породы представлена сильно уплощенными зернами серого кальцита (с углеродистым веществом?). Местами известняки секутся вкрест расщепления короткими трещинами, вдоль которых известняк замещается светлым мелкозернистым доломитом или двукарбонатным мрамором.

В противоположном, висячем, боку тектонической зоны также находятся темные известняки, но трещины кливажа в них отсутствуют, за исключением редких выдержанных по простиранию трещин, делающих породу толстоплитчатой. В интервале 2–3 м от тектонической зоны известняки разбиты многочисленными крутопадающими трещинами на блоки сильно уплощенной клиновидной (ромбовидной) формы. Известняки висячего бока непосредственно с доломит-кальцитовым мрамором на данном участке не контактируют и разделены зоной белого массивного крупнозернистого кальцитового мрамора мощностью до 0.5 м, реже более (рис. 7а). В данном случае кальцитовый мрамор представлен линзой протяженностью около 3 м при толщине в раздуже более 1 м. Известняки плавно огибают тело мрамора, который внедрился в виде пластического потока по контакту известняков и доломит-кальцитового мрамора. На отдельных участках в контакте известняка с кальцитовым мрамором наблюдаются брекчии мощностью до 0.5 м, представленные обломками известняков и доломитов. В других случаях в мраморизо-

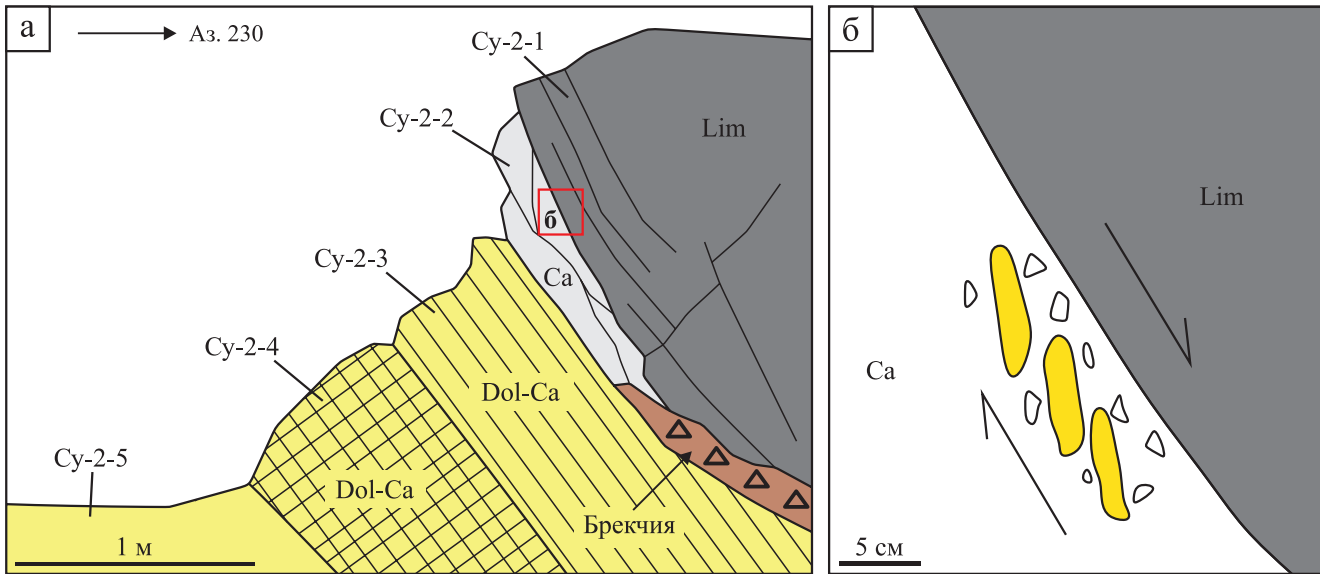


Рис. 7. Зарисовка обнажения в висячем боку тектонической зоны (а); фрагмент рис. а – брекчии в контакте крупнозернистого кальцитового мрамора (Ca) с органогенным мраморизованным известняком (Lim) с ориентированными фрагментами плиток мелкозернистого светлого мрамора (б).

Пробы профиля Су-2: 1 – темный мраморизованный известняк (Lim); 2 – крупнозернистый кальцитовый мрамор (Ca); 3 – мелкозернистый доломит-кальцитовый мрамор (Dol-Ca), тонкоплитчатый; 4 – то же, толстоплитчатый; 5 – то же, трещиноватый.

Fig. 7. Sketch of the outcrop in the hanging wall of the tectonic zone (a); fragment of the Fig. a – breccias in contact of coarse-grained calcite marble (Ca) with organogenic marmorized limestone (Lim), with oriented fragments of slabs of fine-grained light-colored marble (b).

Su-2 samples: 1 – dark marmorized limestone (Lim); 2 – coarse-grained calcite marble (Ca); 3–5 – fine-grained dolomite-calcite marble (3 – thin-slab, 4 – thick-slab, 5 – fractured).

ванных известняках наблюдаются трещины скалывания с признаками выдвигания вверх пород лежащего бока (рис. 8а), т. е. указывают на подъем кальцитового мрамора. В лежащем боку тела кальцитового мрамора иногда отмечается брекчия доломит-кальцитового и кальцитового мрамора с признаками перекристаллизации. Двухкарбонатный мрамор вблизи кальцитового мрамора тонкоплитчатый и так же несет признаки перекристаллизации.

Двухкарбонатный мрамор содержит реликты темных мраморизованных известняков (см. рис. 8б), с которыми имеет плавные переходы как вкрест простирания, так и по простиранию. В данном случае мы вновь видим результат синтетектонического магнезиального метасоматоза.

В непосредственной близости от описанной тектонической зоны, к востоку темные мраморизованные известняки вмещают несколько штоков крупнозернистого светлого кальцитового мрамора. Наиболее крупный из них имеет размеры 30×11 м, вытянут согласно простиранию пород. В западном контакте хорошо видны взаимоотношения между органогенным мраморизованным известняком и мрамором (рис. 9а). Контакт резкий, ровный, с редкими мелкими уступами; азимут падения 220° ,

угол падения 50° . В известняке наблюдаются признаки течения (деформации фаунистических остатков, появление мелких ориентированных линз белого кальцита, сильное ориентированное удлинение зерен кальцита в породе). Мрамор массивный. Поверхность контакта осложняется наплывами, по рисунку напоминающими рыбу чешую, обращенную выпуклостями вверх. Также распространены мелкие линзовидные зияющие трещины растяжения, ориентированные субгоризонтально. В мраморе наблюдается будинированная жила молочно-белого кварца (рис. 9б). Форма обломков угловатая.

Особенности химического состава карбонатных пород

Для изучения химического состава и геохимических особенностей карбонатных пород в обрамлении Суундукского массива с обоих участков отобраны пробы по профилям вкрест простирания пород (см. рис. 2, 5). Химический состав пород приведен в табл. 1. Во всех пробах содержания Na_2O , K_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , V, Cr, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ ниже предела обнаружения данным методом (только в одной

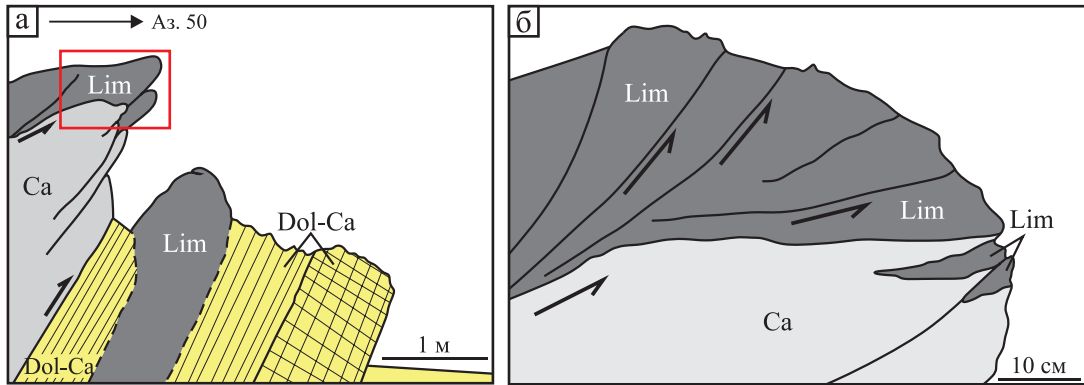


Рис. 8. Характер взаимоотношений мраморизованного известняка (Lim) с кальцитовым (Ca) и доломит-кальцитовым (Dol-Ca) мрамором в висячем боку тектонической зоны (а) и фрагмент деталей контакта (б).

Fig 8. The character of the relationship of marmorized limestone (Lim) with calcite (Ca) and dolomite-calcite (Dol) marble in the hanging wall of the tectonic zone (a) and a fragment of contact details (b).

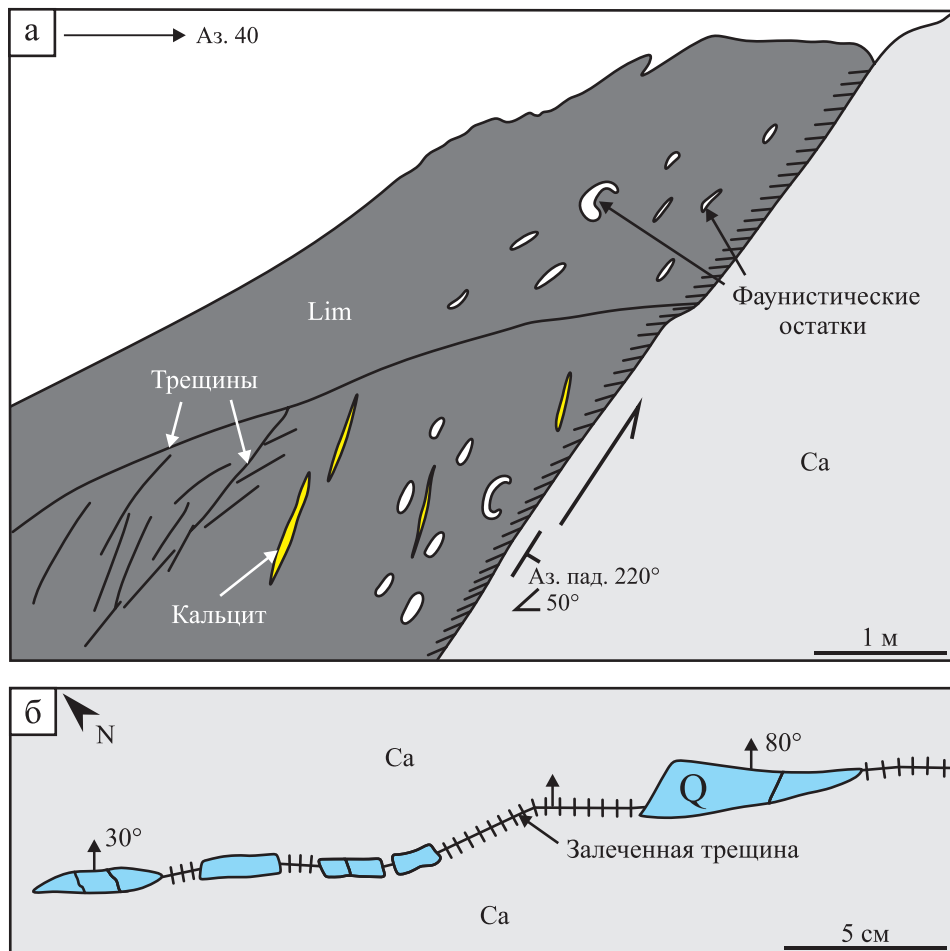


Рис. 9. Контакт штока 30×10 м крупнозернистого кальцитового мрамора (Ca) с органогенными мраморизованными известняками (Lim) лежащего бока тектонической зоны (а), с будинированной жилкой молочно-белого кварца (Q) в крупнозернистом светлом мраморе (б).

Fig. 9. Contact of a 30×10 m stock of coarse-grained calcite marble (Ca) with organogenic marmorized limestones (Lim) of the footwall of the tectonic zone (a), with a boudinated vein of milk-white quartz (Q) in coarse-grained light-colored marble (b).

Таблица 1. Химический состав карбонатных пород метаморфического обрамления Суундукского массива, мас. %
Table 1. Chemical composition of carbonate rocks of the metamorphic frame of the Suunduk massif, wt %

№ п/п	№ обр.	MgO	P ₂ O ₅	S	CaO	TiO ₂	MnO	П.л.п.	Сумма	Координаты точек	Порода
Профиль 1 (Каменка)											
1	778	0.53	Н. о.	Н. о.	55.07	0.02	Н. о.	44.15	99.91	52°10'3.03"C	Lim
2	777	21.78	Н. о.	Н. о.	31.07	Н. о.	0.03	46.92	99.90	52°10'2.96"C	Dol
3	779	1.24	Н. о.	Н. о.	53.89	0.01	Н. о.	44.44	99.73	52°10'6.33"C	Mg-Cal
4	780	22.03	Н. о.	Н. о.	30.57	0.01	0.03	46.95	99.69	52°10'6.91"C	Dol
5	781	7.15	Н. о.	Н. о.	47.94	Н. о.	0.02	44.23	99.76	52°10'6.96"C	Dol-Cal
6	782	21.76	Н. о.	Н. о.	31.60	Н. о.	0.03	46.46	99.98	52°10'8.46"C	Dol
7	783	0.63	0.03	0.04	55.53	0.01	Н. о.	43.24	99.65	52°10'8.80"C	Cal
8	784	0.38	0.03	0.02	55.43	0.01	0	43.78	99.81	52°10'11.95"C	Cal
9	785	0.45	Н. о.	Н. о.	55.88	0.01	Н. о.	43.07	99.69	52°10'15.49"C	Cal
Профиль 2 (Каменка)											
10	558	0.62	Н. о.	Н. о.	55.23	0.01	Н. о.	43.90	99.98	52°10'12.32"C	Lim
11	559	0.62	Н. о.	Н. о.	55.05	Н. о.	Н. о.	44.10	99.95	52°10'13.04"C	Lim
12	560	0.72	Н. о.	Н. о.	54.66	Н. о.	Н. о.	44.18	99.75	52°10'13.39"C	Lim
13	561-1	0.4	Н. о.	Н. о.	55.48	0.03	Н. о.	43.83	99.98	52°10'14.34"C	Lim
14	561-2	0.9	Н. о.	0.03	54.72	0.03	Н. о.	43.82	99.70		Cal
15	561-3	9.29	Н. о.	Н. о.	45.39	0.02	Н. о.	44.91	99.78		Dol-Cal
16	561-4	9.37	Н. о.	Н. о.	45.02	0.03	Н. о.	45.12	99.71		Dol-Cal
17	561-5	0.52	Н. о.	Н. о.	55.08	Н. о.	Н. о.	44.09	99.91		Cal
18	562-1	20.48	Н. о.	Н. о.	32.51	0.015	Н. о.	46.63	99.75	52°10'14.22"C	Dol
19	562-2	2.13	Н. о.	Н. о.	53.45	0.021	Н. о.	43.69	99.53		Mg-Lim
20	563	3.43	Н. о.	Н. о.	52.64	0.026	Н. о.	43.33	99.65	52°10'14.37"C	Mg-Lim
21	565	0.59	Н. о.	0.03	54.67	0.059	Н. о.	44.27	99.82	52°10'14.77"C	Lim
22	566	0.52	Н. о.	0.02	55.42	0.043	Н. о.	43.53	99.63	52°10'15.10"C	Cal
23	567	0.38	Н. о.	0.03	55.62	0.009	Н. о.	43.43	99.61	52°10'15.99"C	Cal
24	568	0.43	Н. о.	Н. о.	55.9	0.012	Н. о.	43.65	99.85	52°10'18.87"C	Cal
25	570	0.35	Н. о.	0.03	55.69	0.22	Н. о.	43.23	99.66	52°10'20.28"C	Cal
Профиль 3 (Суундук)											
26	772	3.99	Н. о.	Н. о.	52.55	Н. о.	0	42.83	99.62	52°6'13.63"C	Mg-Lim
27	770	0.99	Н. о.	Н. о.	55.07	0.01	0	43.46	99.67	52°6'20.11"C	Cal
28	769	1.46	Н. о.	Н. о.	54.42	0	Н. о.	43.72	99.69	52°6'22.49"C	Mg-Cal
29	768	0.60	Н. о.	Н. о.	55.68	0.03	Н. о.	43.43	99.85	52°6'24.48"C	Cal
30	767	22.03	Н. о.	Н. о.	31.07	0	Н. о.	46.61	99.87	52°6'26.06"C	Dol
31	766	1.08	Н. о.	0.03	55.31	Н. о.	Н. о.	43.31	99.81	52°6'28.48"C	Cal
32	762	22.10	Н. о.	Н. о.	30.67	0	0.03	47.02	99.94	52°6'28.76"C	Dol
33	764	0.74	Н. о.	0.02	55.60	0.03	Н. о.	43.10	99.59	52°6'31.19"C	Cal
34	765	20.76	0.03	Н. о.	32.09	Н. о.	0.04	46.80	99.88	52°6'33.44"C	Dol
35	760	22.59	0.04	Н. о.	30.18	Н. о.	0.03	46.98	99.93	52°6'32.54"C	Dol

Таблица 1. Окончание
Table 1. Ending

№ п/п	№ обр.	MgO	P ₂ O ₅	S	CaO	TiO ₂	MnO	П.л.п.	Сумма	Координаты точек	Порода
Профиль 4 (Суундук)											
36	773	1.04	Н. о.	Н. о.	55.34	0.03	Н. о.	43.22	99.77	52°6'12.25"С	Mg-Lim
37	774	1.32	Н. о.	Н. о.	54.71	0	Н. о.	43.77	99.94	52°6'16.39"С	Mg-Lim
38	763	0.90	Н. о.	0.02	55.61	0.01	Н. о.	43.24	99.87	52°6'28.14"С	Cal
39	554-1	1.08	Н. о.	Н. о.	54.95	0.02	Н. о.	43.54	99.78	52°6'27.67"С	Cal
40	554-2	22.89	Н. о.	Н. о.	30.34	0.01	Н. о.	46.53	99.96	52°6'31.12"С	Dol
41	552	22.77	0.04	Н. о.	30.44	0	0.04	46.57	99.96	52°6'31.12"С	Dol
Точки вне профиля (Суундук)											
42	775	1.04	Н. о.	0.02	54.86	0.01	Н. о.	43.90	99.94	52°6'17.11"С	Cal
43	776	2.66	Н. о.	Н. о.	53.85	0.02	Н. о.	42.98	99.66	52°6'23.09"С	Mg-Cal
Пределы определения		Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	S	K ₂ O	TiO ₂	V	Cr
		0.15	0.32	0.16	0.22	0.03	0.02	0.04	0.005	0.003	0.003
		Fe ₂ O ₃ общ									
		0.06									

Примечание. Lim – мраморизованный известняк (MgO < 1 мас. %); Mg-Lim – Mg-известняк мраморизованный (MgO > 1); Mg-Cal – магнезиально-кальцитовый мрамор (MgO > 1.1); Dol – доломитовый мрамор (MgO > 20); Cal – кальцитовый мрамор (MgO < 1.1 мас. %); Dol-Cal – доломит-кальцитовый мрамор; Н. о. – не обнаружено.

Note. Lim – marmorized limestone (MgO < 1 wt %); Mg-Lim – Mg-limestone marmorized (MgO > 1); Mg-Cal – magnesia-calcite marble (MgO > 1.1); Dol – dolomite marble (MgO > 20); Cal – calcite marble (MgO < 1.1 wt %); Dol-Cal – dolomite-calcite marble; Н. о. – not detected.

пробе содержание SiO₂ 0.29 мас. %). Содержание MgO в мраморизованных известняках варьирует от 0.4 до 4.0 мас. %, в кальцитовом мраморе – 0.35–1.08, Mg-кальцитовом мраморе – 1.24–2.66, двукарбонатном мраморе – 7.15–9.37, доломитовом мраморе – 20.48–22.89 мас. %. По содержанию MgO кальцитовый и Mg-кальцитовый мрамора несколько отличаются от карбонатных пород Кочкарского антиклинория в сторону увеличения (см. ранее), но, возможно, это обусловлено различными методами анализа (“мокрая химия” и РФА). В целом зональность карбонатных пород по петрологическим типам в обрамлении гранитогнейсового массива не выявлена, если не считать мраморизованные известняки, наиболее удаленные от массива.

Геохимические особенности карбонатных пород обрамления отражены на рис. 10–14. Нормирование выполнено по среднему содержанию элементов в пробах органогенных мраморизованных известняков, максимально удаленных от гранитогнейсового массива (пробы 777, 558, 559, 560), поскольку эти известняки послужили субстратом для всех описанных мраморов. Данные известняки претерпели диагенетические преобразования, региональный метаморфизм низких ступеней, возможно, незначительные гидротермально-метасоматические изменения.

На участке “Суундук” вблизи контакта отмечаются слабое обогащение Cs, Mn, As, Ta, Sn, Ag и обеднение Sr, Mo, V, Cr, Co, Ni, Tl. На участке “Каменка”: (профиль 1) наблюдаются обогащение Li, Be, Cs, Rb, Tl, Sn, Th и обеднение Bi; (профиль 2) обогащение Cs, Rb, Cr, обеднение Tl, V, Sn, Pb. Тектоническая зона на участке “Каменка”: обогащена Li, Cs, Rb, Mo, Zn, Y, Sc, Zr, обеднена Tl и V. В целом можно отметить слабую обогащенность зоны контакта литофильными элементами. Распределение всех этих химических элементов по профилям неравномерное, скачкообразное.

На профиле 1 участка “Каменка” вблизи гранитогнейсового массива распространен крупнозернистый кальцитовый мрамор, который к ЮЗ сменяется другими мраморами. Проба 777 взята непосредственно в контакте доломита с темным мраморизованным известняком. Как видно на рис. 10 (слева), наблюдается слабое доминирование легких РЗЭ над тяжелыми. Кальцитовый и доломитовый мраморы показывают отчетливую положительную аномалию по Се и отрицательную – по Eu. Отклонения от эталонного известняка в ту или иную сторону незначительные. На правом рисунке отражены незначительные колебания содержаний РЗЭ, которые не контролируются типами карбонатных пород или расстоянием до массива гранитоидов.

На профиле 2 участка “Каменка” распределение РЗЭ близко к предыдущему (см. рис. 11, слева). Положительная аномалия Се характерна для некоторых типов мрамора, но для других она отсутству-

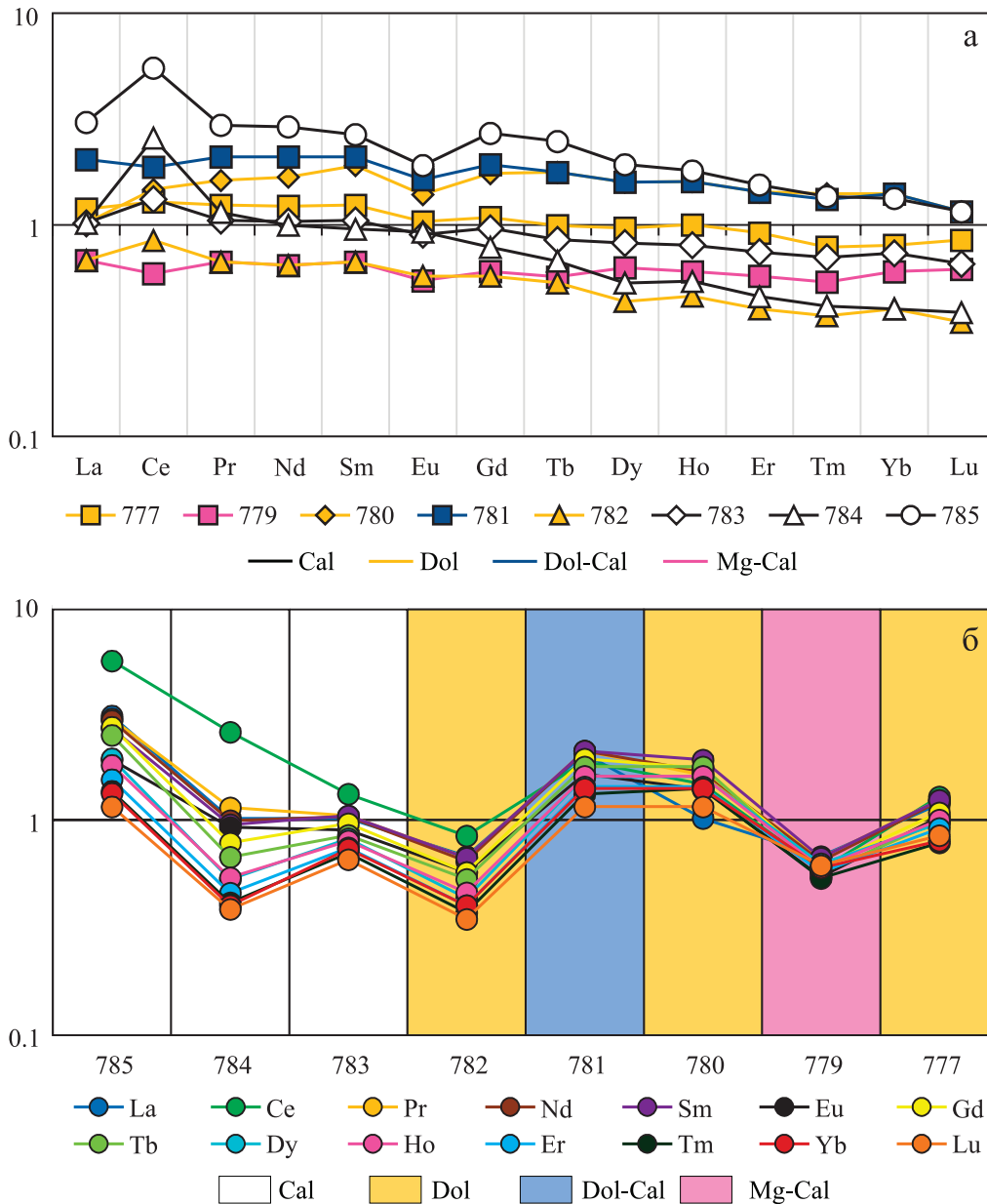


Рис. 10. Распределение РЗЭ в карбонатных породах различных типов участка “Каменка” по профилю 1.

Здесь и на рис. 11–13 нормировано на мраморизованные известняки в профиле, максимально удаленные от гранитогнейсового массива.

Здесь и на рис. 11, 13: а – элементы по пробам; б – в пробах по профилю. Здесь и далее сокращения типов пород приведены в табл. 1.

Fig. 10. Distribution of REE in various types of carbonate rocks of the site “Kamenka” on profile 1.

Here and in Fig. 11–13: it is normalized for marbled limestones in the profile, as far as possible from the granite gneiss massif.

Here and in Fig. 11, 13: a – distribution of elements by samples; б – distribution in samples by profile. Hereafter abbreviations of rock types are given in Table 1.

ет. Eu минимум наблюдается на всех типах мрамора за исключением мраморизованных известняков лежачего бока тектонической зоны (пробы 562-2 и 563), в которых наблюдается положительная европиевая аномалия. На правом рисунке обращает на себя внимание повышенное содержание РЗЭ в дву-

карбонатных, доломитовых и кальцитовых мраморах тектонической зоны (пробы серии 561). Привнос РЗЭ в зону тектонического нарушения мы объясняем проявлением здесь гидротермально-метасоматических процессов, на что указывает также присутствие в нерастворимом остатке проб фло-

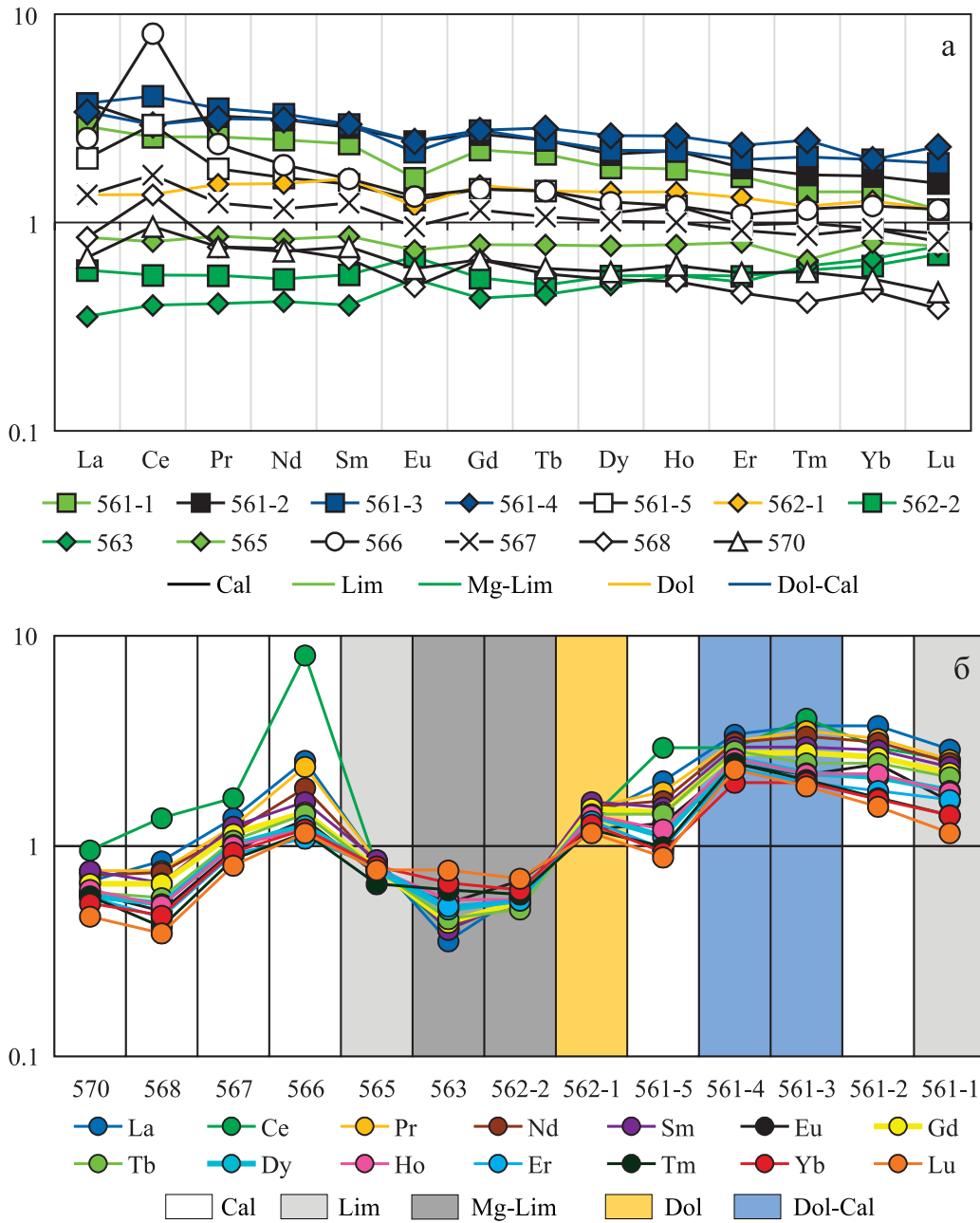


Рис. 11. Распределение РЗЭ в карбонатных породах участка “Каменка” по профилю 2.

Fig. 11. Distribution of REE in carbonate rocks of the site “Kamenka” on profile 2.

гопита, Sr-содержащего мусковита, зеленого турмалина и графита.

В висячем боку тектонической зоны на участке “Каменка” было отобрано еще несколько проб (см. рис. 7а). Распределение РЗЭ в пробах по этому профилю показано на рис. 12.

Мраморизованный известняк в висячем контакте тектонической зоны изменений в содержании РЗЭ не претерпел. Кальцитовый и доломит-кальцитовый мраморы по отношению к известня-

ку обогащены РЗЭ, особенно легкими с появлением в них положительной аномалии Се. В пробе Су-2-5 из осевой части тектонической зоны, напротив, проявлена отрицательная аномалия Се, что, возможно, связано с неполной мраморизацией известняка, реликты которого иногда здесь наблюдаются.

На участке “Суундук” принципиальных отличий в распределении РЗЭ в карбонатных породах также не выявлено (см. рис. 13).

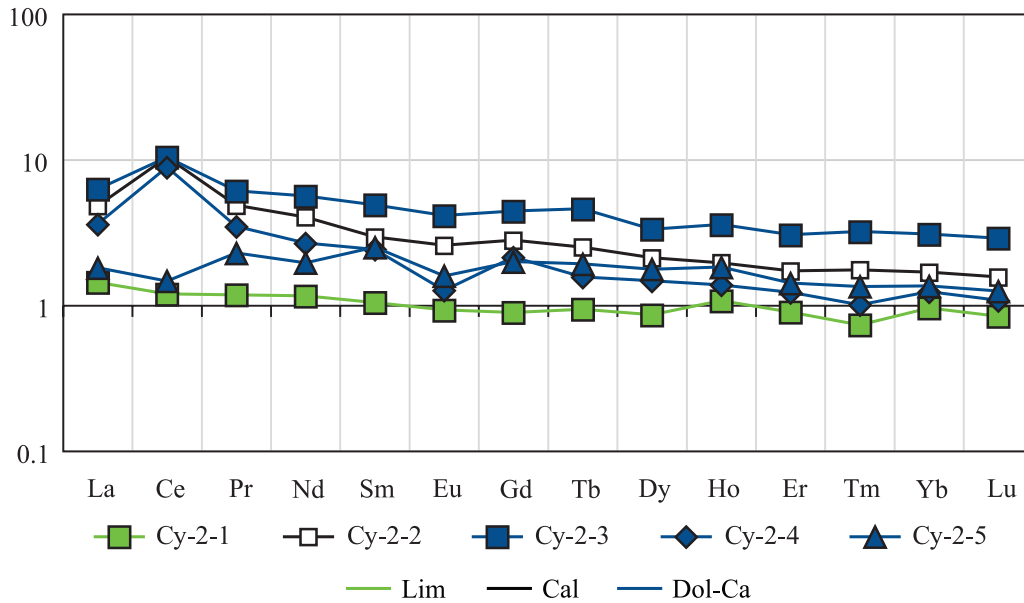


Рис. 12. Распределения РЗЭ в висячем боку тектонической зоны на участке “Каменка” (см. рис. 7а).

Fig. 12. Distribution of REE in the hanging wall of the tectonic zone in the site “Kamenka” (see Fig. 7a).

ОБСУЖДЕНИЕ

Против ожидания, зональность в карбонатном обрамлении южной части Суундукского массива не выявлена ни в петрологических типах мраморов, ни в геохимических особенностях. Только на удалении от массива карбонатные породы представлены исключительно мраморизованными органогенными известняками, что отражает метаморфическую зональность. Как показали результаты исследований взаимоотношений между различными петрографическими разновидностями карбонатных пород метаморфического обрамления южной части Суундукского гранитогнейсового массива, данные известняки послужили для них субстратом.

Наиболее ранними из мраморов являются доломиты, поскольку иногда содержат фаунистические остатки хорошей сохранности, и реликты мраморизованных органогенных известняков. Здесь имеются все признаки метасоматических доломитов, выделенные Н.М. Страховым (1956): реликты фауны, аналогичной той, что наблюдается и в известняках, значительные вариации в содержании Mg, сложная морфология тел, включая жильные, секущие полосчатость пород. Эти доломиты встречаются как в поле мраморизованных известняков, где иногда сопровождаются тремолитом, так и в поле развития кальцитового мрамора, где могут содержать паргасит (более высокотемпературный амфибол). Следовательно, можно утверждать, что на раннем прогрессивном этапе регионального метаморфизма имел место Mg-метасоматоз, контролируемый ослабленными (проницаемыми) зонами в известня-

ках. Только в этом случае могли сохраниться фаунистические остатки в доломите. Аналогичные доломиты с раннекаменноугольной фауной ранее были установлены в Кочкарском антиклинории в мраморизованных известняках и в виде реликтов в крупнозернистом кальцитовом мраморе; здесь в них отмечены жилы Mg-кальцита с красным корундом, фукситом и сфалеритом (Кисин, 2007; Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2022). Образование этих метасоматических доломитов также отнесено к раннему прогрессивному этапу метаморфизма.

Кальцитовый мрамор формировался позднее доломитового. Это следует из фактов наличия будин и реликтов доломита в переходной зоне к массивным доломитам (зоне расланцевания Mg-кальцитового мрамора), постепенных переходов от доломитовых пород к кальцитовым. Кальцитовый мрамор крупнозернистый, массивный; кальцит, как правило, не деформирован. На участке “Каменка” имеется много признаков реоморфического внедрения кальцитового мрамора в другие карбонатные породы (см. рис. 7–9). Реоморфические перемещения мраморов происходит в условиях стрессовых напряжений, которые характерны для прогрессивного этапа динамотермального метаморфизма. О крупных реоморфических перемещениях среднепалеозойских карбонатных пород на Таймыре сообщает А.Г. Жабин (1971), здесь диапировые “клинья” карбонатных пород прорывают терригенно-вулканогенные отложения перми и нижнего триаса; при этом амплитуда перемещения диапиров оценивается в 5–6 км. В Суундукском антиклинории реоморфические перемещения кальцитового мрамора не столь мас-

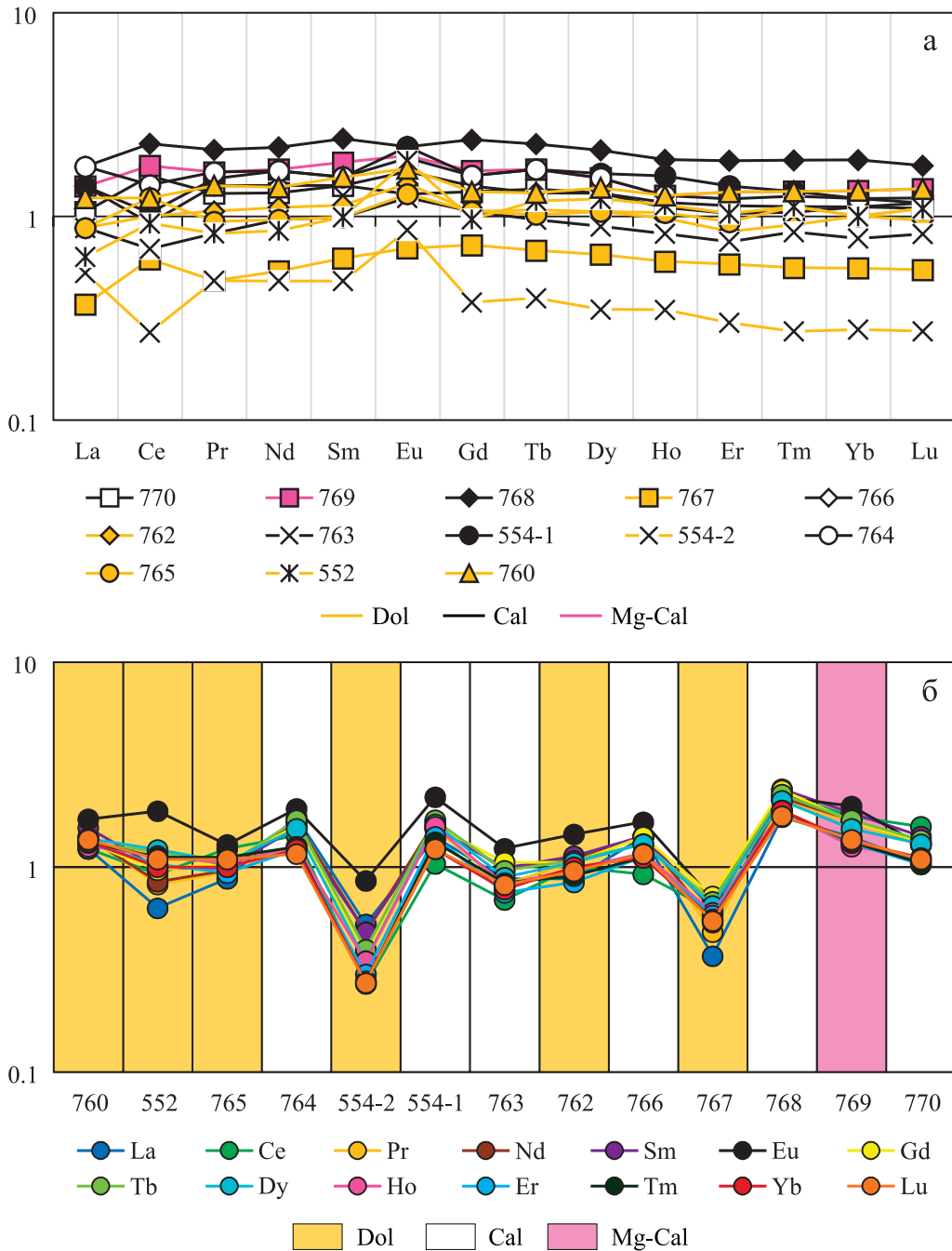


Рис. 13. Распределение РЗЭ в карбонатных породах участка “Суундук” по обобщенному профилю.

Fig. 13. Distribution of REE in carbonate rocks of the site “Suunduk” on the generalized profile.

штабные и, вероятно, не превышают первые метры или десятки метров.

Пластичность кальцитового мрамора несколько выше таковой доломитового и Mg-кальцитового мрамора. Следовательно, в условиях стрессовых напряжений карбонатная толща метаморфического обрамления гранитогнейсового массива полностью отвечает понятию “структурированная геологическая среда”, предложенного В.Г. Талицким

(1991, 1998, 2002), и деформируется согласно вязкостной инверсии Е.И. Паталахи (1971). Наиболее пластичные в этих условиях породы, здесь кальцитовый мрамор, отжимаются из зоны стресса в направлении падения всестороннего давления, т. е. вверх, по зонам трещиноватости и межслоевым границам при их наклонном или вертикальном залегании. Повышенные температуры и флюидонасыщенность способствуют пластичности мрамора.



Рис. 14. Линзовидное тело кальцитового мрамора (Ca) на границе мраморизованных известняков (Lim) и доломит-кальцитового мрамора (Dol-Ca) висячего бока тектонической зоны (см. рис. 6).

Fig. 14. Lenticular body of calcite marble (Ca) on the boundary of marmorized limestones (Lim) and dolomite-calcite marble (Dol-Ca) of the hanging wall of the tectonic zone (see Fig. 6).

На пластичное перемещение кальцитового мрамора указывают расщепление и изгибание слоистости в мраморизованных известняках (см. рис. 14). Единичные будины пегматита на участке “Суундук” также указывают на пластичные деформации кальцитового мрамора. В какой-то степени это перекликается с “мраморным меланжем” В.С. Федоровского с соавторами (1993) и Е.В. Скларова с соавторами (2021), отличаясь прежде всего насыщенностью ксеногенным материалом; но механизм формирования, вероятно, схожий.

Итак, механохимическое перемещение кальцитовых мраморов вверх могло осуществиться только в условиях стрессовых напряжений, которые, в свою очередь, могли быть обусловлены формированием гранитоидного куполовидного массива, служившего центром динамотермального зонального метаморфизма. Такая связь признается многими исследователями (Летников и др., 2000; Скларов и др., 2021; и др.). Градиенты стрессовых напряжений в околокупольных структурах могут существенно превышать градиенты литостатических нагрузок (Васильев и др., 1999). В результате пластичного течения крупнозернистые кальцитовые мраморы внедрялись в менее метаморфизованные породы и оказывались в окружении мраморизованных известняков. Отсутствие деформаций зерен кальцита в мраморе с будинами жильного кварца (см. рис. 9б) указывает на их кристаллизацию в условиях тектонического покоя.

Возраст карбонатных пород биргильдинской толщи участка “Суундук” и каморзинской тол-

щи участка “Каменка” раннекаменноугольный (C₁). Следовательно, время стрессовых напряжений (прогрессивный динамотермальный метаморфизм) и мраморизации известняков в Суундукском антиклинории приходится на C₂₋₃, что отвечает коллизионному этапу развития Урала (переход к постколлизионному этапу на Южном Урале приходится на границу каменноугольного и пермского периодов). Ранний Mg-метасоматоз должен был иметь место в среднем карбоне (C₂), а процесс раздоломичивания, образование кальцитового и Mg-кальцитового мрамора приходится, вероятно, на поздний карбон (C₃).

Схожая ситуация наблюдается и в Кочкарском антиклинории (Кисин и др., 2022): 1) поздний девон – начало коллизии и заложение глубинного надвига; 2) опускание пород лежащего бока, возникновение мелководного морского бассейна, быстро заполняющегося терригенно-карбонатными отложениями с раннекаменноугольной фауной; на синтетектоническое накопление осадков указывают многочисленные структуры оползней и сейсмиков; 3) локальный Mg-метасоматоз по известнякам (реликты фаунистических остатков и оползневых структур в метасоматических доломитах); 4) метаморфизм терригенно-карбонатных осадков с образованием мраморов; 5) кливажирование (расщепление) мрамора в плоскости надвига, дедоломитизация; 6) снятие стрессовых напряжений и гидротермальное минералообразование по плоскостям кливажа.

Особняком стоят доломит-кальцовые мраморы, которые приурочены к зоне тектонического

срыва, по кинематике отвечающей сбросу. Они содержат реликты темных мраморизованных известняков, с которыми имеют постепенные переходы в интервале 1–2 см, и сильно кливажированы (плитчатая отдельность). Взаимоотношения доломит-кальцитовых мраморов с кальцитовым и доломитовым неясны. Очевидно, что их образование обусловлено Mg-метасоматозом, время которого оценить сложно. Присутствие в доломит-кальцитовых мраморах кристаллов флогопита и графита указывает на относительно высокотемпературные условия метасоматоза. В Кочкарском антиклинории двукарбонатный мрамор формировался на раннем регрессивном этапе, после снятия стрессовых напряжений (Кисин и др., 2016; Кисин, Коротеев, 2017), он также содержит бесцветный флогопит и графит. Логично предположить, что и в Суундукском антиклинории двукарбонатный мрамор формировался на раннем регрессивном этапе метаморфизма. В таком случае реоморфическое внедрение кальцитового мрамора могло быть при активизации тектонических движений.

Таким образом, отсутствие отчетливой зональности в карбонатном обрамлении массива объясняется временем и условиями образования мраморов различных типов.

ВЫВОДЫ

1. Установлена последовательность развития метаморфических и метасоматических процессов в карбонатном обрамлении южной части Суундукского гранитогнейсового массива. Карбонатные породы представлены кальцитовым, Mg-кальцитовым, доломитовым, кальцит-доломитовым мраморами, а на удалении от контакта с гранитогнейсовым массивом – органогенными мраморизованными известняками (C₁). Субстратом для мраморов явились раннекаменноугольные морские карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, с содержанием MgO 1–3 мас. %. На раннем прогрессивном этапе зонального метаморфизма имел место Mg-метасоматоз с образованием мелкозернистых светлых доломитов (содержание MgO до 22 мас. %), иногда с реликтами фаунистических остатков. С увлечением *P-T* условий метаморфизма происходил процесс дедоломитизации, сопровождающийся рассланцеванием и образованием будинаж-структур. Конечным продуктом дедоломитизации является к/з светлый кальцитовый мрамор (MgO 0.н–1.0 мас. %) полигональнозернистой структуры. На участках движения метаморфогенных флюидов образовался Mg-кальцитовый мрамор с акцессорными флогопитом, зеленым турмалином, флюоритом, пиритом, пирротинном и иногда красным корундом. На раннем регрессивном этапе проявилась вторая волна магнезиального метасоматоза с формированием кальцит-доломитового мрамора.

2. В обрамлении Суундукского массива зональность карбонатных пород не выявлена ни в петрологии мраморов (за исключением мраморизованных известняков, отражающих метаморфическую зональность), ни в распределении РЗЭ. На участке “Суундук” вблизи контакта отмечены слабое обогащение мрамора Cs, Mn, As, Ta, Sn, Ag и обеднение Sr, Mo, V, Cr, Co, Ni, Tl относительно мраморизованных известняков. На участке “Каменка” по одному профилю наблюдаются обогащение Li, Be, Cs, Rb, Tl, Sn, Th и обеднение Bi, а по другому профилю – обогащение Cs, Rb, Cr и обеднение Tl, V, Sn, Pb. В целом можно отметить слабую обогащенность зоны контакта литофильными элементами. Распределение всех этих химических элементов по профилям неравномерное, скачкообразное. Тектоническая зона на участке “Каменка” обогащена Li, Cs, Rb, Mo, Zn, Y, Sc, Zr, обеднена Tl и V.

3. Отсутствие отчетливой зональности в карбонатном обрамлении массива объясняется различными временем и условиями образования мраморов на коллизионном этапе развития Урала и постколлизионной релаксации.

4. Процессы преобразования карбонатных пород в обрамлении гранитогнейсовых массивов Кочкарского и Суундукского антиклинориев в целом совпадают и различаются лишь в деталях, что позволяет говорить об общих закономерностях становления и развития этих коллизионных структур.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Бараш И.Г. (1999) Динамическая интерпретация зональных метаморфических комплексов. *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. Мат-лы XXXII Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 114–117.
- Жабин А.Г. (1971) Сингенез и метаморфизм карбонатов. М.: Наука, 167 с.
- Жабин А.Г. (1979) Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 275 с.
- Кисин А.Ю. (1991) Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: УрО АН СССР, 130 с.
- Кисин А.Ю. (2007) Деформационные макроструктуры в карбонатных породах гранитогнейсовых комплексов Урала. *Литосфера*, (1), 90–108.
- Кисин А.Ю., Коротеев В.А. (2017) Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 346 с.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Томилина А.В., Притчин М.Е. (2016) Рубин-сапфир-шпинелевая минерализация в мраморах Среднего и Южного Урала: геология, минералогия, генезис. *Геология руд. месторождений*, 58(4), 385–402. <https://doi.org/10.7868/s0016777016040031>
- Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А. (2022) Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал). *Зап. Горн. ин-та*, (255), 369–376. <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.46>

- Летников Ф.А., Балышев С.О., Лашкевич В.В. (2000) Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники. *Геотектоника*, (1), 3-22.
- Паталаха Е.И. (1971) О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). *Геотектоника*, (4), 15-25.
- Склярков Е.В., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. (2021) Мраморный меланж: вариации состава и механизмы образования. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(4), 805-825. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0556>
- Страхов Н.М. (1956) О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). *Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 4. Типы доломитовых пород и их генезис*. М.: АН СССР, 5-27.
- Талицкий В.Г. (1991) Структурные уровни деформаций в земной коре. *Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика*. (Отв. ред. А.В. Чекунов). Киев: Наук. думка, 297-301.
- Талицкий В.Г. (1998) Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде. *Геотектоника*, (2), 93-105.
- Талицкий В.Г. (2002) Проблемы моделирования тектонических деформаций и модель структурообразования в геологической среде. *Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология*, (4), 3-12.
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. 2-е. Сер. Южно-Уральская. Л. N-40-XXXVI (Кваркено). Объяснит. зап. М.: ВСЕГЕИ, 226 с.
- Томилина А.В., Кисин А.Ю., Суставов С.Г., Ростова А.В. (2016) Мухинит – первая находка на Урале. *Зап. РМО*, (3), 55-63.
- Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б. (1993) Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион). *Геотектоника*, **27**(4), 30-45.
- (the Southern Urals). *Zap. Gorn. in-ta*, (255), 369-376. (In Russ.) <https://doi.org/10.31897/PMI.2022.46>
- Kisin A.Yu., Murzin V.V., Tomilina A.V., Pritchkin M.E. (2016) Ruby-Sapphire-Spinel Mineralization in Marble of the Middle and Southern Urals: Geology, Mineralogy, and Genesis. *Geology of Ore Deposits*, **58**(4), 385-402 (translated from *Geologiya Rud. Mestorozhdenii*, **58**(4), 344-359).
- Letnikov F.A., Balyshev S.O., Lashkevich V.V. (2000) Interrelation of granitization, metamorphism and tectonics processes. *Geotektonika*, (1), 3-22. (In Russ.)
- Patalakha E.I. (1971) About differential mobility of jointly deformable heterogeneous geological bodies, its causes and consequences (viscous inversion). *Geotektonika*, (4), 15-25. (In Russ.)
- Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Mazukabzov A.M. (2021) Marble mélange: variations of composition and modes of formation. *Geodynamics & Tectonophysics*, **12**(4), 805-825 (translated from *Geodinamika i Tektonofizika*, **12**(4), 805-825). <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0556>
- Strakhov N.M. (1956) About the types and genesis of dolomite rocks (state of knowledge). *Proceedings of the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. Issue 4. Types of dolomite rocks and their genesis*. Moscow, AN SSSR, 5-27. (In Russ.)
- Talitsky V.G. (1991) Structural levels of deformations in the Earth's crust. *Experimental tectonics and field tectonophysics*. (Ed. by A.V. Chekunov). Kiev, Naukova Dumka Publ., 297-301. (In Russ.)
- Talitsky V.G. (1998) Some mechanisms and consequences of deformation volumetric effects in an inhomogeneous environment. *Geotektonika*, (2), 93-105. (In Russ.)
- Talitsky V.G. (2002) Problems of modeling tectonic deformations and a model of structure formation in the geological environment. *Vestn. MGU. Ser. 4. Geol.*, (4), 3-12. (In Russ.)
- Tevelev Al.V., Kosheleva I.A., Tevelev Ark.V. et al. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200 000. 2nd ed. The South Ural series. Sheet N-40-XXXVI (Kvarkeno). Explanatory note. Moscow, VSEGEI, 226 p. (In Russ.)
- Tomilina A.V., Kisin A.Yu., Joints S.G., Rostova A.V. (2016) Mukhinite is the first find in the Urals. *Zap. RMO*, (3), 55-63. (In Russ.)
- Vasiliev N.P., Reznitsky L.Z., Barash I.G. (1999) Dynamic interpretation of zonal metamorphic complexes. *Tectonics, geodynamics and processes of magmatism and metamorphism*. Materials of the XXXII Tectonic Meeting. Vol. 1. Moscow, GEOS Publ., 114-117. (In Russ.)
- Zhabin A.G. (1971) Syngeneses and metamorphism of carbonatites. Moscow, Nauka Publ., 167 p. (In Russ.)
- Zhabin A.G. (1979) Ontogeny of minerals. Aggregates. Moscow, Nauka Publ., 275 p. (In Russ.)

REFERENCES

- Fedorovsky V.S., Dobrzhinetskaya L.F., Molchanova T.V., Likhachev A.B. (1993) A New Type of Melange (Baikal, Ol'khon Region). *Geotektonika*, **27**(4), 30-45. (In Russ.)
- Kisin A.Yu. (1991) Deposits of rubies in marbles (using the example of the Urals). Sverdlovsk, UrO AN SSSR, 130 p. (In Russ.)
- Kisin A.Yu. (2007) Deformation macrostructures in carbonate rocks of granite-gneiss complexes of the Urals. *Lithosphere (Russia)*, (1), 90-108. (In Russ.)
- Kisin A.Yu., Koroteev V.A. (2017) Block folding and ore genesis. Ekaterinburg, IGG UrO RAS Publ., 346 p. (In Russ.)
- Kisin A.Yu., Pritchkin M.E., Ozornin D.A. (2022) Geological and structural position of the Svetlinsky gold deposit

УДК 553.21

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674

Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал)

О. В. Гракова, К. С. Попвасев

Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,
e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 25.12.2023 г., принята к печати 12.03.2024 г.

Объект исследования. РЗЭ-содержащие минералы в метаморфических докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория Приполярного Урала. **Цель.** Установление типохимических особенностей и условий формирования редкоземельных минералов в исследуемых породах. **Материалы и методы.** Химические составы и фотографии минералов были получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max. Содержания породообразующих оксидов определялись весовым химическим методом. Содержания редких и редкоземельных элементов определялись на масс-спектрометре с индуктивной связанной плазмой Agilent 7700x. **Результаты.** В докембрийских породах Приполярного Урала установлены редкоземельные карбонаты и титанониобаты. В слюдяных гранатосодержащих кристаллических сланцах няргинского комплекса впервые установлены анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce), в актинолитсодержащих кварц-альбит-эпидот-хлоритовых сланцах пуйвинской свиты – гидроксилбастнезит-(La). В метариолитах саблегорской свиты изучены типохимические особенности бастнезита-(Ce), кайнозита-(Y) и эшинита-(Y). Анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce) и гидроксилбастнезита-(La) из нижнепротерозойских и верхнерифейских метаморфических пород, вероятно, сформировались при метаморфогенно-гидротермальных процессах в присутствии минералов, содержащих редкоземельные элементы, и при участии растворов углекислого состава. Для метариолитов верхнерифей-вендской саблегорской свиты предложена схема формирования редкоземельных минералов. Эшинит-(Y), вероятно, образовался в результате преобразования риолитов, за счет присутствия в остаточном расплаве повышенных концентраций некоторых редких металлов – Zr, Nb, Y и REE. Бастнезит-(Ce) – в результате метаморфогенно-гидротермальных процессов замещает алланит-(Ce). Кайнозит-(Y) в метариолитах является самым поздним минералом, сформировавшимся за счет перекристаллизации алланита-(Ce) и бастнезита-(Ce) при распаде эшинита-(Y). **Выводы.** В результате изучения РЗЭ-содержащих минералов в докембрийских породах Ляпинского антиклинория показано, что редкоземельные титанониобаты возникли в постмагматическую стадию преобразования метариолитов. Формирование редкоземельных карбонатов может быть связано с метаморфическими и гидротермальными процессами.

Ключевые слова: Приполярный Урал, Ляпинский антиклинорий, докембрий, бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y), эшинит-(Y), анкилит-(Ce), гидроксилбастнезит-(Ce), гидроксилбастнезит-(La)

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках государственных тем НИР ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН: “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы”, 122040600012-2, “Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых”, 122040600011-5

Rare-earth minerals in pre-Cambrian rocks of the Lyapinskii anticlinorium (Subpolar Urals)

Oksana V. Grakova, Konstantin S. Popvasev

N.P. Yushkin Institute of Geology Komi SC, UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167982, Russia,
e-mail: ovgrakova@geo.komisc.ru

Received 25.12.2023, accepted 12.03.2024

Research subject. REE-containing minerals in metamorphic pre-Cambrian rocks of the northern part of the Lyapinskii anticlinorium of the Subpolar Urals. **Aim.** To establish typochemical features and conditions for the formation of rare-earth minerals in the studied rocks. **Materials and methods.** Chemical compositions and photographs of minerals were obtained

Для цитирования: Гракова О.В., Попвасев К.С. (2024) Редкоземельные минералы в докембрийских породах северной части Ляпинского антиклинория (Приполярный Урал). *Литосфера*, 24(4), 661-674. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674>

For citation: Grakova O.V., Popvasev K.S. (2024) Rare-earth minerals in pre-Cambrian rocks of the Lyapinskii anticlinorium (Subpolar Urals). *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 661-674. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-661-674>

© О.В. Гракова, К.С. Попвасев, 2024

using a JSM-6400 scanning electron microscope with a Link energy spectrometer and a Tescan Vega 3 LMH with an Instruments X-Max energy-dispersive attachment. The content of rock-forming oxides was determined by the gravimetric chemical method. The contents of rare and rare-earth elements were determined using an Agilent 7700x inductively coupled plasma mass spectrometer. *Results.* Rare earth carbonates and titanoniobates were identified in the pre-Cambrian rocks of the Subpolar Urals. In the mica garnet-bearing crystalline schists of the Nyartinskii complex, ankylite-(Ce) and hydroxylbastnäsite-(Ce) were identified for the first time, and hydroxylbastnäsite-(La) was identified in the actinolite-bearing quartz-albite-epidote-chlorite schists of the Puyva Formation. In the metarhyolites of the Sablegorskii Formation, the typochemical features of bastnäsite-(Ce), kainosite-(Y), and aeschynite-(Y) were studied. Ankylite-(Ce), hydroxylbastnäsite-(Ce), and hydroxylbastnäsite-(La) from Lower Proterozoic and Upper Riphean metamorphic rocks were probably formed during metamorphogenic-hydrothermal processes in the presence of minerals containing rare-earth elements and with the participation of carbon dioxide solutions. A scheme for the formation of rare-earth minerals was proposed for the metarhyolites of the Upper Riphean-Vendian Sablegorskii Formation. Aeschynite-(Y) was probably formed as a result of the transformation of rhyolites, due to the presence in the residual melt of increased concentrations of some rare metals, i.e., Zr, Nb, Y, and REE. As a result of metamorphogenic-hydrothermal processes, bastnäsite-(Ce) replaces allanite-(Ce). Kainosite-(Y) in metarhyolites is the latest mineral, formed due to the recrystallization of allanite-(Ce) and bastnäsite-(Ce) during the decomposition of aeschynite-(Y). *Conclusions.* The study of REE-containing minerals in Precambrian rocks of the Lyapin anticlinorium found that rare-earth titanoniobates were formed during the post-magmatic stage of metarhyolite transformation. The formation of rare-earth carbonates may be associated with metamorphic and hydrothermal processes.

Keywords: *Subpolar Urals, Lyapin anticlinorium, pre-Cambrian, bastnäsite-(Ce), kainosite-(Y), aeschynite-(Y), ankylite-(Ce), hydroxylbastnäsite-(Ce), hydroxylbastnäsite-(La)*

Funding information

The work was carried out within the framework of the state themes of the Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS "Deep structure, geodynamic evolution, interaction of geospheres, magmatism, metamorphism and isotope geochronology of the Timan-Severouralsk segment of the lithosphere", 122040600012-2, "Development of the mineral resource complex of the Timan-North Ural-Barents Sea region based on effective forecasting, geological modeling, geological and economic assessment of resource potential and new technologies for processing minerals", 122040600011-5

ВВЕДЕНИЕ

Исследование типоморфических и кристаллохимических особенностей редкоземельных минералов из докембрийских пород важно для понимания геологических процессов, протекающих в сильно измененных древних породах. Также оно позволит проследить закономерности формирования проявлений стратегически значимых металлов. Разрез докембрия на Приполярном Урале в пределах северной части Ляпинского антиклинория является опорным для всего Тимано-Североуральского региона. Он наиболее детально изучен в бассейне верховьев р. Кожым и ее притоках. Практически по всей площади осуществлены геологическая съемка и доизучение масштаба 1 : 50 000, неоднократно проводились и проводятся в настоящее время различные поисковые и тематические работы, в том числе нацеленные на детальное послышное изучение разрезов докембрия, сбор и определение ископаемых остатков, датирование отложений, анализ процессов седименто- и литогенеза, магматизма и метаморфизма, минерагенических особенностей.

Однако, несмотря на хорошую изученность, некоторые вопросы остаются недостаточно освещенными. В частности, это касается условий формирования редкоземельной минерализации из разновозрастных стратифицированных подразделений рассматриваемой территории. Ранее на Приполярном Урале, в зоне контакта верхнерифейских и кембрий-ордовикских терригенных пород, а также в кварце-

вых жилах и хлоритоид-диаспор-пирофиллитовых и фуксит-альбит-кварцевых метасоматитах на западном крыле Пелингичейской горстантиклинали среди редкоземельных минералов были обнаружены монацит, ксенотим, таленит-(Nd), иттрокразит (Y), флоренсит, редкоземельные фосфатоарсенаты (Юдович и др., 1998; Козырева и др., 2003, 2004, 2005; Репина, Муфтахов, 2020). Нами были изучены типохимические особенности редкоземельного алюмофосфата, содержащего редкие земли – сванбергит в кварцитопесчаниках обеизской свиты (Никулова и др., 2022). В субщелочных гранитах и мусковит-фенгитовых прожилках в альбитизированных кварц-серицитовых породах среднеордовикского возраста был установлен бастрезит (Удоратина, Капитанова, 2016). В кристаллических сланцах пуйвинской свиты описан бастрезит-(Ce) (Ковальчук, 2015). Кайнозит установлен в золотоносных фукситовых прожилках среди риолитов саблегорской свиты на месторождении Чудное на Приполярном Урале (Онищенко, Кузнецов, 2019; Онищенко, 2020). В последние годы в Центрально-Уральской зоне Южного Урала в метаморфических и магматических докембрийских породах обнаружено большое количество РЗЭ-содержащие минералов, обсуждаются условия их образования и взаимосвязь с процессами метаморфизма и магматизма (Ковалев и др., 2020, 2023).

Для уточнения условий образования REE-минералов нами проведены минералогические исследования в докембрийских породах на Севере

Урала в районе северной части Ляпинского антиклинория. Впервые обнаружены и описаны минералы карбонатов редких земель в нижнепротерозойских метаморфических породах няртинского комплекса – анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce), а также уточнены типохимические особенности редкоземельных титаноиобатов и карбонатов в метаморфических породах пуйвинской и саблегорской свит, предложена схема их формирования.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пробы для исследования были отобраны в ходе полевых работ из естественных обнажений, приуроченных к зонам тектонических нарушений, докембрийских пород в северной части Ляпинского антиклинория на Приполярном Урале. Химические составы и фотографии минералов получены с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6400 с энергетическим спектрометром Link и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионной приставкой Instruments X-Max 50 mm² Oxford instruments при ускоряющем напряжении 20 кВ, размер пучка 180 нм, и области возбуждения до 5 мкм, с использованием программного обеспечения Aztec. Калибровка производилась по кобальту (Co). В качестве дополнительных стандартов применяются 55 стандартов фирмы Micro-Analysis Consultants Ltd. Погрешность измерений, %: SiO₂ – до 0.23, ThO₂ – до 0.21, ZrO₂ – до 0.57, F – до 0.20, P₂O₅ – до 0.33, HfO₂ – до 0.27, Y₂O₃ – до 0.37, Al₂O₃ – до 0.07, FeO – до 0.08, UO₂ – до 0.18, La₂O₃ – до 0.23, CeO₂ – до 0.33, Pr₂O₃ – до 0.29, Nd₂O₃ – до 0.37, Gd₂O₃ – до 0.29, Sn₂O₃ – до 0.35, CaO – до 0.06, S – до 0.04, Y₂O₃ – до 0.54, Sm₂O₃ – до 0.23, Eu₂O₃ – до 0.33, Pu₂O₃ – до 0.33, Er₂O₃ – до 0.31, Yb₂O₃ – до 0.34, Ho₂O₃ – до 0.33. Содержания порообразующих оксидов определялись весовым химическим методом в лаборатории химии минерального сырья, работающей в рамках метрологических норм (заключение № 774). Определения содержаний редких и редкоземельных элементов проводилось на масс-спектрометре с индуктивной связанной плазмой Agilent 7700х. Чтобы перевести пробы в раствор, использован метод многокислотного разложения (смесь кислот в соотношении HNO₃ : HF : HCl = 1 : 5 : 2) в условиях микроволнового нагрева. Разложение велось в микроволновой системе пробоподготовки Sineo MDS-10. Все аналитические работы проведены в ЦКП “Геонаука” ИГ Коми НЦ УрО РАН.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При характеристике геологического строения района мы опираемся на принятую нами схе-

му докембрия (Пыстин и др., 2022), включающую в себя следующие стратифицированные подразделения: нижнепротерозойские – няртинский комплекс (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мрамора, диафоритовые сланцы) и цокурьинскую свиту (сланцы, кварциты, мрамора), верхнерифейские – пуйвинскую (сланцы, кварциты), хобеинскую (конгломераты, кварцито-песчаники, сланцы), мороинскую свиты (сланцы, мрамора, доломиты, кварциты), верхнерифейско-нижневендскую саблегорскую свиту (эффузивы основного, кислого состава) (рис. 1).

В тектоническом плане в пределах площади выделяют три докайнозойских структурных этажа: нижнепротерозойский (карельский), рифейско-вендский (байкальский) и ордовикско-нижнемезозойский (каледоно-герцинский) (Пыстин, 1994). При геологическом доизучении м-ба 1 : 200 000 (Государственная геологическая карта..., 2013) авторами в качестве нижнего структурного этажа выделяется рифейско-раннекембрийский (байкальский). На нем залегают нижнепалеозойские отложения каледоно-герцинского структурного этажа.

По данным Р.Г. Тимониной (1980) и А.М. Пыстина (1994), на рассматриваемой территории отмечается проявление трех этапов метаморфизма в разных *P-T* условиях. В качестве первого этапа выделен метаморфизм амфиболитовой (гранулитовой?) фации нижнепротерозойских образований, второго – повторное изменение ранее метаморфизованных нижнепротерозойских пород и проявление в них метасоматических процессов и прогрессивное преобразование рифейско-вендских отложений (зональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации), третьего – низкотемпературный диафорез нижнепротерозойских и докембрийских толщ, а также прогрессивный метаморфизм ниже-среднепалеозойских образований.

Авторами объяснительной записки к Государственной геологической карте м-ба 1 : 200 000 ранний этап метаморфизма, охватывающий весь дохобеинский разрез, принят не выше уровня эпидот-амфиболитовой фации. Породы хобеинской, мороинской и саблегорской свиты метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев (Государственная геологическая карта..., 2013).

Петрографическое изучение пород показало, что в образце слюдяного гранатсодержащего кристаллического сланца няртинского комплекса устанавливается сланцеватая текстура, мелкозернистая структура. На микроуровне (рис. 2а) образец характеризуется гетеробластовой, лепидопорфирогранобластовой структурой и полосчато-сланцеватой текстурой. Основная ткань породы имеет гранобластовую структуру и представлена кварцем и плагиоклазом на 70%, при преобладании первого. Порода состоит из кварца (40%), кислого плагиоклаза (30), хлорита (10), мусковита (10), биотита (до 5),

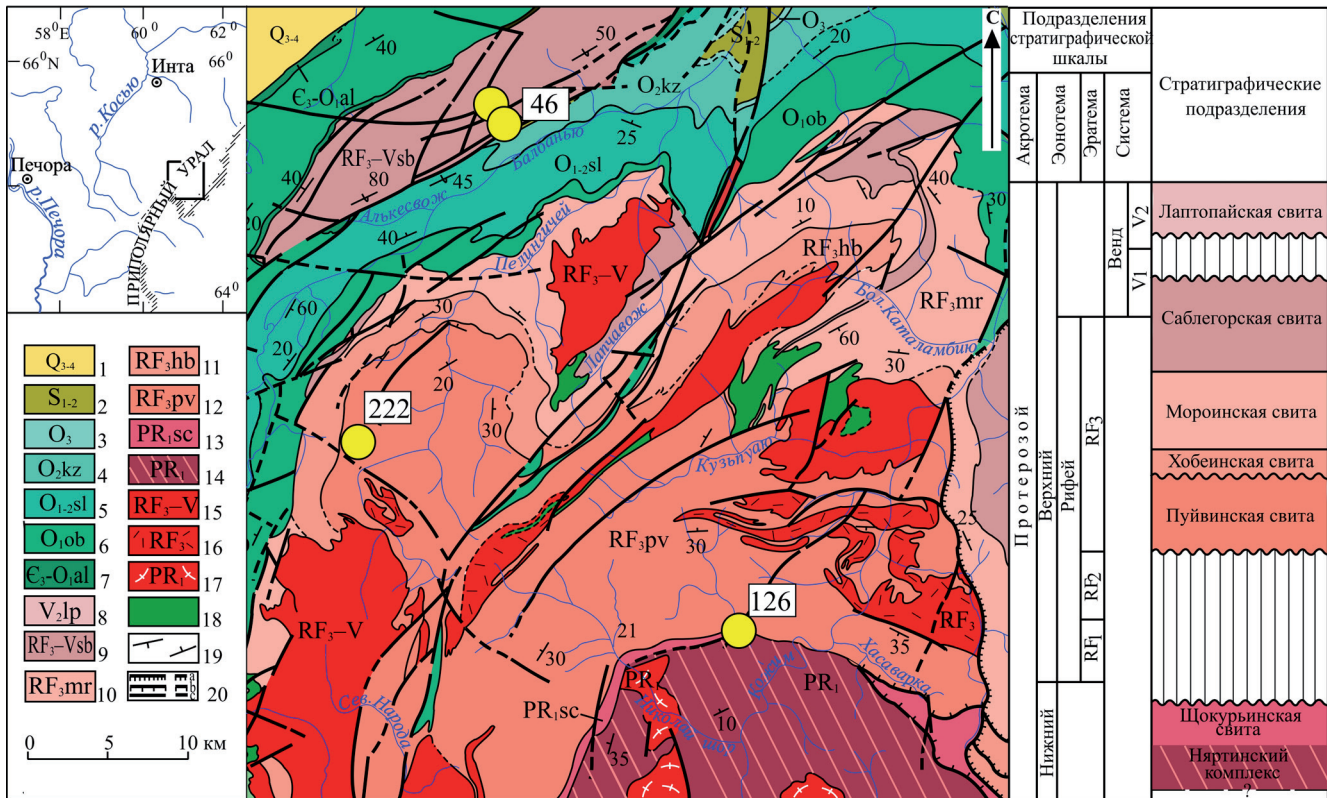


Рис. 1. Геологическая карта и стратиграфическая схема докембрийских образований северной части Приполярного Урала (Пыстин и др., 2022).

1 – верхнечетвертичные-современные отложения (Q_{3-4}); 2 – силурийские отложения (S_{1-2}); 3 – верхнеордовикские отложения (O_3); 4 – кожимская свита (O_2); 5 – салецкая свита (O_{1-2}); 6 – обеизская свита (O_1); 7 – алькесвожская толща (E_3-O_1); 8 – лаптопайская свита (V_2); 9 – саблегорская свита (RF_3-V); 10 – мороинская свита (Rf_3); 11 – хобеинская свита (RF_3); 12 – пуйвинская свита (RF_3); 13 – шокуринская свита (PR_1); 14 – няргинский комплекс (PR_1); 15–17 – гранитоидные комплексы: 15 – сальнеро-манхамбовский (RF_3-V), 16 – кожимский (RF_3), 17 – николайшорский (PR_1); 18 – хаталамбинский габбро-долеритовый комплекс (RF_3-V); 19 – элементы залегания плоскостных структур (слоистости, полосчатости, сланцеватости); 20 – тектонические границы: а – шельяжи и надвиги, б – всбросы и сбросы, в – крутопадающие дизъюнктивы. Желтые круги – места отбора и номер пробы.

Fig. 1. Geological map of the northern part of the Subpolar Urals (Pystin et al., 2022).

1 – Upper Quaternary-Modern sediments (Q_{3-4}); 2 – Silurian sediments (S_{1-2}); 3 – Upper Ordovician sediments (O_3); 4 – Kozhinskii Formation (O_2); 5 – Saledskii Formation (O_{1-2}); 6 – Obyizskii Formation (O_1); 7 – Alkesvozhskii Formation (E_3-O_1); 8 – Laptopaii Formation (V_2); 9 – Sablegorskii Formation (RF_3-V); 10 – Moroinskii Formation (Rf_3); 11 – Khobeinskii Formation (RF_3); 12 – Puivinskii Formation (RF_3); 13 – Shchokuryinskii metamorphic complex (PR_1); 14 – Nikolaishorskii metamorphic complex (PR_1); 15–17 – granitoid complexes: 15 – Salnero-Mankhambovskii (RF_3-V), 16 – Kozhinskii (RF_3), 17 – Nikolaishorskii (PR_1); 18 – Khatalambinskii gabbro-dolerite complex (RF_3-V); 19 – elements of occurrence of planar structures (bedding, banding, schistosity); 20 – tectonic boundaries: a – nodules and thrust faults, б – faults and faults dew, в – steeply dipping disjunctives. Yellow circles indicate sampling locations and sample number.

кальцита (до 5) и граната (до 5%). Акцессорные минералы представлены эпидотом, апатитом. Среди рудных минералов установлен ильменит. Химический состав породы приведен в табл. 1. Для реконструкции первичного состава использована дискриминантная функция $DF(x) = -0.24SiO_2 - 0.16TiO_2 - 0.25Al_2O_3 - 0.28FeO^* - 0.30MgO - 0.48CaO - 0.79Na_2O - 0.46K_2O - 0.10P_2O_5 + 26.64$, где $FeO^* = 0.9Fe_2O_3 + FeO$, (Великославинский и др., 2013). При значениях $DF(x) < 0.3$ протолитом метаморфических пород являются магматические породы, при $DF(x) > -0.8$ – осадочные. Область неопре-

деленности $-0.8 < DF(x) < 0.3$ (Великославинский и др., 2013). Рассчитанное значение дискриминантной функции $DF(x)$ для описываемого образца составляет 1.16, что характеризует породу как параметаморфическую. Для оценки общей концентрации редких и редкоземельных элементов в породе (табл. 2) проведено сравнение с кларковыми содержаниями аналогичных пород (парагнейсов) верхней части континентальной коры (Григорьев, 2009). Относительно кларка отмечается повышенная концентрация только нескольких элементов: Sr, Nb, Ag, Ba (рис. 3а).

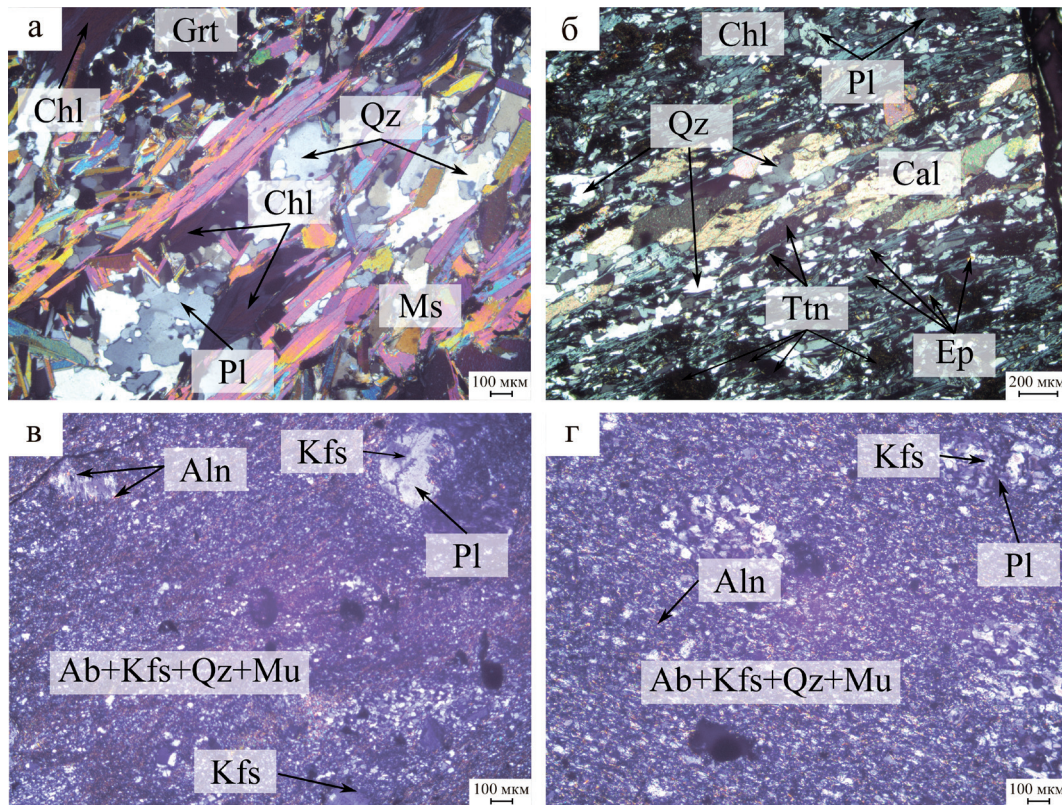


Рис. 2. Микрофотографии шлифов (с анализатором).

а – слюдяной гранатсодержащий кристаллический сланец няртинского комплекса (обр. 126); б – ортосланец пуйвинской свиты (обр. 222); в, г – метариолиты саблегорской свиты (обр. 44, 46). *Ab* – альбит, *Aln* – алланит, *Chl* – хлорит, *Ep* – эпидот, *Grt* – гранат, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Mu* – мусковит, *Ttn* – титанит, *Qz* – кварц.

Fig. 2. Photomicrographs of rock section (with an analyzer).

а – mica garnet-bearing crystalline schist of the Nyartinskii complex (sample 126); б – orthoschist of the Puivinskii Formation (sample 222); в, г – metarhyolites of the Sablegorskii Formation (samples 44, 46). *Ab* – albite, *Aln* – allanite, *Chl* – chlorite, *Ep* – epidote, *Grt* – garnet, *Kfs* – K-feldspar, *Mu* – muscovite, *Ttn* – titanite, *Qz* – quartz.

В составе пуйвинской свиты изучен образец актинолитсодержащего кварц-альбит-эпидот-хлоритового сланца (см. рис. 2б), имеющий сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру. Помимо перечисленных минералов в шлифах установлены кальцит и титанит. Рассчитанное значение $DF(x) = -1.46$ указывает на магматический характер протолита. Согласно петрохимической классификации (рис. 4) $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ (TAS), рассматриваемая порода относится к семейству андезибазальтов, калий-натрового типа щелочности ($Na_2O/K_2O = 1.34$). Сравнение концентраций редких и РЗЭ в актинолитсодержащем кварц-альбит-эпидот-хлоритовом сланце проведено с кларковыми содержаниями в редких и редкоземельных элементах в метаандезитах из верхней части земной коры (Григорьев, 2009). В ортосланце наблюдаются слегка повышенные содержания Zn (120 г/т при кларке 100 г/т), Nb (11 г/т при кларке 8.1 г/т). Концентрация Sm в ортосланце равняется практически двум кларковым содержаниям (5.1 г/т, кларк –

2.6 г/т). В несколько раз превышает кларк метаандезитов Pb (см. рис. 3б).

Геохимические особенности и петрографический состав кислых вулканитов саблегорской свиты хорошо изучены и представлены в монографии А.А. Соболевой (2004). Здесь мы приводим описание кислых вулканитов, приуроченных к зонам тектонических нарушений, в которых нами была установлена РЕЕ-минерализация. В метариолитах саблегорской свиты устанавливается порфировая структура (см. рис. 2в, г). Количество порфировых вкрапленников около 15%. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем, присутствующим в небольших количествах. Для основной массы характерна микропйкилобластовая структура, образованная в ходе перекристаллизации и девитрификации первичной витрофировой структуры. В составе риолитов устанавливаются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, мусковит (серицит). Среди аксессуарных минералов устанавливается алланит. Химические со-

Таблица 1. Химический состав пород, мас. %

Table 1. Chemical composition of the rock, wt %

Компонент	Няртинский комплекс	Пуйвинская свита	Саблегорская свита	
	Обр. 126	Обр. 222	Обр. 44	Обр. 46
SiO ₂	58.36	53.16	73.44	75.54
TiO ₂	1.00	0.77	0.22	0.21
Al ₂ O ₃	20.60	14.00	13.45	11.48
FeO	5.75	2.32	0.91	1.28
Fe ₂ O ₃	1.91	3.68	0.64	1.02
MnO	0.15	0.10	0.022	0.017
MgO	2.33	1.82	0.49	0.33
CaO	1.19	15.67	0.46	0.35
Na ₂ O	0.55	1.82	2.47	1.66
K ₂ O	5.13	1.36	6.35	6.35
P ₂ O ₅	0.09	0.099	0.03	0.051
П.п.п.	2.93	6.11	0.84	0.86
H ₂ O	0.26	0.28	0.10	0.20
CO ₂	0.07	4.30	0.10	0.10
Сумма	100.32	99.67	99.32	99.61
Na ₂ O + K ₂ O	5.68	3.18	8.82	8.01
Na ₂ O/K ₂ O	0.11	1.34	0.39	0.26
DF(x)	1.16	-1.46	-	-

ставы пород приведены в табл. 1. На классификационной диаграмме SiO₂–(Na₂O + K₂O) (TAS) при содержании кремнезема 73.44–75.54 и сумме щелочей 8.01–8.82 вулканиты располагаются в поле трахириолитов (см. рис. 4). По соотношению Na₂O/K₂O породы соответствуют калий-натровому и калиевому типу щелочности. Распределение редких и редкоземельных элементов в двух образцах риолитов неодинаково (см. рис. 3в). Для образца 46 характерно повышенное (более 2 кларков) содержание РЗЭ, Ве, Ge, Th, U, Y, Та, что позволяет связать с его расположением в непосредственной близости от золотопалладиевого месторождения “Чудное” (Онищенко, Кузнецов, 2023). В образце 44 концентрация указанных элементов ниже кларковой.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Слюдяной гранатсодержащий кристаллический сланец няртинского комплекса

Анкилит-(Ce) представлен зернами неправильной формы, выполняющими межзерновое пространство в слюдяных гранатсодержащих кристаллических сланцах няртинского комплекса. Размеры зерен около 50 мкм. Встречается в ассоциации с альбитом, хлоритом, цирконом и другими минералами (рис. 5а). В химическом составе анкилита отмечается повышенное содержание редкоземельных элементов (табл. 3). Отношение формульных коэффициентов La/Ce составляет 0.56–0.67.

Гидроксилбастнезит-(Ce) присутствует в виде включений в эпидоте, устанавливается в мусковите в виде агрегатов с неясными краями, а иногда в виде отдельных зерен вместе с хлоритом, мусковитом, биотитом и другими минералами (см. рис. 5б–з). Размеры зерен варьируют от 20 до 50 мкм. Химический состав гидроксилбастнезита-(Ce) приведен в табл. 3. В составе гидроксилбастнезита-(Ce) обнаружены примеси FeO, Y₂O₃, ThO₂ (см. табл. 3). Отношение формульных коэффициентов La/Ce составляет 0.41–0.56.

Актинолитсодержащий кварц-альбит-эпидот-хлоритовый сланец пуйвинской свиты

Гидроксилбастнезит-(La) представлен зернами неправильной формы размером 35–40 мкм, выполняющая пространство между кальцитом и хлоритом (см. рис. 5и). Ассоциирует с кварцем, альбитом, титанитом и сульфидами железа. В составе гидроксилбастнезита-(La) присутствуют примеси FeO и Y₂O₃ (см. табл. 3). Отношение формульных коэффициентов La/Ce составляет 1.21.

Метариолит саблегорской свиты

Бастнезит-(Ce) обнаружен в виде зерен неправильной формы и их небольшими скоплениями, размеры зерен 25–30 мкм, он замещает алланит-(Ce) (рис. 6а, б). Состав алланита-(Ce), мас. %: SiO₂ – 30.07–31.45; CaO – 8.55–11.11; Al₂O₃ – 12.06–16.70; Fe₂O₃ – 13.60–17.30; LaO₃ – 5.14–7.27; Ce₂O₃ – 11.86–12.48; Pr₂O₃ – 0.89–1.32; Nd₂O₃ – 3.96–6.09; Sm₂O₃ – 0.66–1.08; Gd₂O₃ – 0.91. Минерал ассоци-

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в породах, г/т

Table 2. Content of impurity elements of the rock, ppm

Компонент	Няртинский комплекс	Пуйвинская свита	Саблегорская свита		Параметаморфит*	Метаандезит*	Метариолит*
	Обр. 126	Обр. 222	Обр. 44	Обр. 46			
Li	27.0	17.0	21.0	15.0	36.0	26.0	26.0
Be	1.9	1.7	2.6	5.4	2.4	2.7	3.0
Sc	6.5	8.1	4.5	7.8	14.4	11.0	9.0
V	40.0	82.0	4.9	11.0	170.0	110.0	42.0
Cr	5.3	51.0	3.9	10.0	129.0	47.0	33.0
Co	11.0	12.0	0.9	1.6	18.0	17.0	9.0
Ni	2.7	19.0	3.6	4.4	73.0	40.0	27.0
Cu	6.2	4.4	10.0	23.0	50.0	39.0	28.0
Zn	84.0	120.0	26.0	58.0	91.0	100.0	35.0
Ga	19.0	18.0	17.0	18.0	17.0	20.0	23.0
Ge	3.9	3.3	1.2	2.4	1.4	0.5	0.5
Rb	62.0	48.0	120.0	196.0	98.0	60.0	130.0
Sr	486.0	304.0	10.0	37.0	260.0	0.031	0.02
Y	19.0	21.0	15.0	70.0	23.0	24.0	53.0
Zr	56.0	30.0	147.0	165.0	150.0	160.0	170.0
Nb	22.0	11.0	29.0	36.0	14.0	8.1	14.0
Mo	Н.п.о.	0.39	0.49	0.87	1.86	2.2	1.2
Ag	0.2	0.1	0.48	0.53	0.13	0.11	0.11
Cd	1.2	1.2	3.0	4.4	0.86	0.3	0.3
Cs	4.4	1.3	2.8	3.1	3.6	4.0	7.0
Ba	510.0	193.0	243.0	179.0	430.0	240.0	690.0
La	17.0	28.0	10.0	62.0	31.0	34.0	20.0
Ce	39.0	61.0	24.0	134.0	71.0	69.0	43.0
Pr	4.8	7.1	3.4	16.0	10.0	Не опр.	3.1
Nd	20.0	27.0	13.0	58.0	34.0	Не опр.	11.0
Sm	4.2	5.1	3.1	13.0	6.0	2.6	2.7
Eu	2.0	1.3	0.35	0.5	1.3	1.5	1.3
Gd	4.9	6.0	3.4	14.0	7.0	Не опр.	3.9
Tb	0.75	0.9	0.63	2.4	0.87	1.5	0.68
Dy	3.6	4.3	3.5	13.0	5.5	Не опр.	Не опр.
Ho	0.71	0.8	0.72	2.6	1.6	Не опр.	Не опр.
Er	2.0	2.5	2.3	8.1	3.0	Не опр.	Не опр.
Tm	0.25	0.34	0.37	1.2	0.48	Не опр.	Не опр.
Yb	1.6	2.1	2.7	7.8	2.4	3.5	3.8
Lu	0.3	0.32	0.41	1.2	0.5	0.51	Не опр.
Hf	2.3	1.1	5.6	6.3	5.2	Не опр.	7.6
Ta	1.4	0.8	2.1	2.6	1.0	1.3	1.2
W	0.88	0.51	1.9	2.1	2.5	Не опр.	Не опр.
Pb	7.0	42.0	7.3	61.0	20.0	12.0	31.0
Bi	0.42	0.14	0.12	1.9	0.54	0.15	0.15
Th	2.0	8.3	6.6	18.0	8.7	6.0	9.5
U	1.0	2.7	1.7	3.5	2.2	Не опр.	Не опр.

*Кларки элементов-примесей в горных породах верхней части земной коры по типам пород (Григорьев, 2009).
Примечание. Н.п.о. – ниже предела обнаружения. Не. опр. – не определено.

*Clarks of trace elements in rocks of the upper part of the earth's crust by rock type (Grigoriev, 2009).
Note. Н.п.о. – below the detection limit. Не. опр. – undefined.

ирует с мусковитом, альбитом, калиевым полевым шпатом, титанитом. В химическом составе бастнезита-(Ce) отмечена примесь FeO. Отношение формульных коэффициентов La/Ce составляет 0.58–0.61.

Кайнозит-(Y) встречается в виде агрегатов с неясными краями, такие же очертания имеет и алланит-(Ce), встреченный в этой же пробе. Размеры зерен минералов 45–50 мкм (см. рис. бв, г). Алланит имеет следующий химический состав,

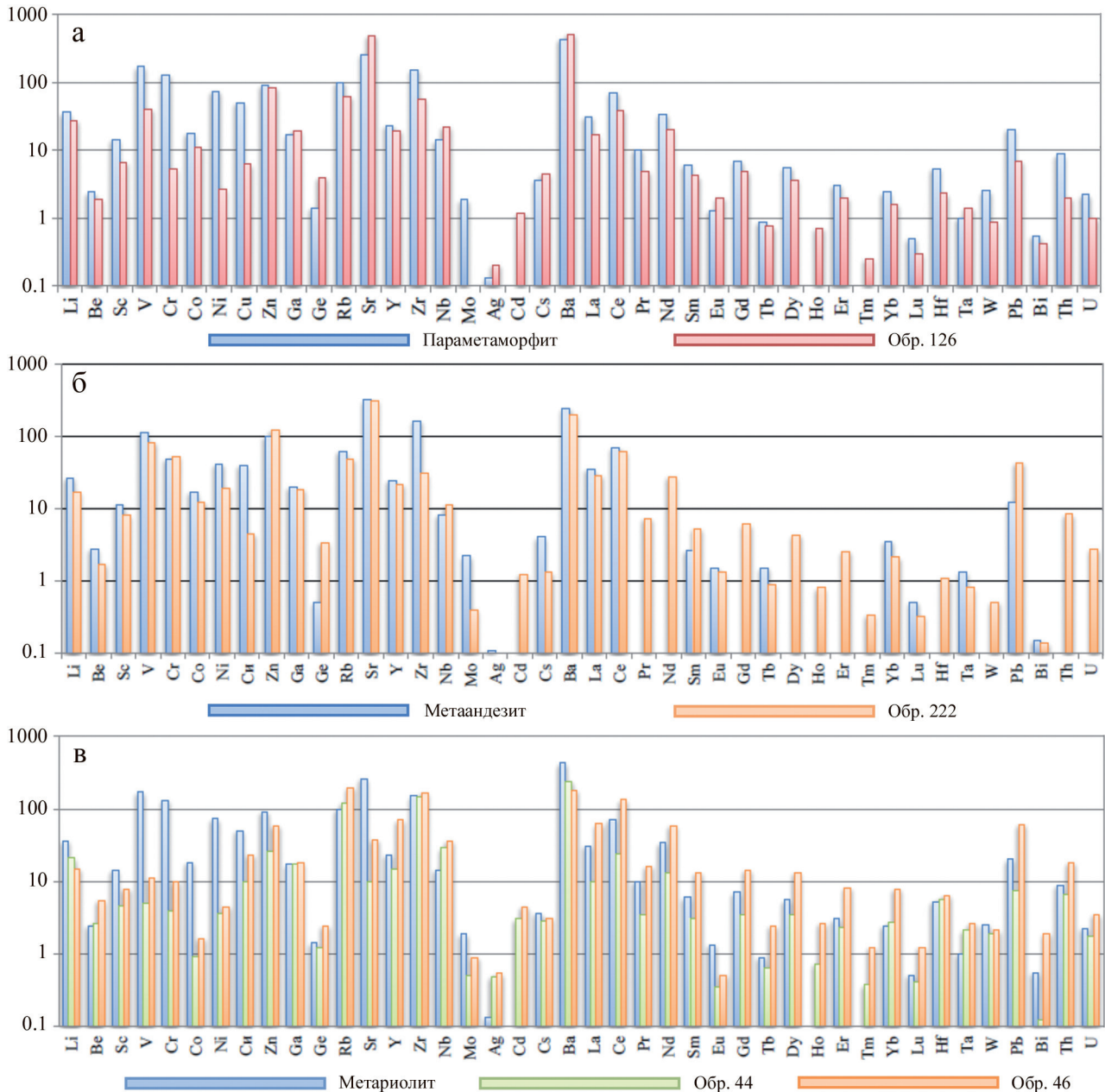


Рис. 3. Концентрации редких и редкоземельных элементов в образцах и их сравнение с кларковыми содержаниями аналогичных пород верхней части континентальной коры (Григорьев, 2009).

а – обр. 126, б – обр. 222, в – обр. 44, 46.

Fig. 3. Concentrations of rare and rare earth elements in samples and their comparison with clark contents of similar rocks of the upper part of the continental crust (Grigoriev, 2009).

а – sample 126, б – sample 222, в – sample 44, 46.

мас. %: SiO_2 – 31.19; CaO – 10.42; Al_2O_3 – 14.82; Fe_2O_3 – 15.50; LaO_3 – 4.87; Ce_2O_3 – 14.06; Pr_2O_3 – 1.21; Nd_2O_3 – 3.70. По химическому составу видно, что в составе кайнозита-(Y), как и алланита-(Ce), преобладают легкие лантаноиды. Можно предположить, что кайнозит-(Y) в процессе метаморфизма замещает алланит-(Ce), учитывая их схожий об-

щий вид и присутствие в их составах легких REE элементов (см. табл. 3).

Эшнит-(Y) представлен зернами неправильной формы размером 10–15 мкм (см. рис. 6д, е). В составе минерала содержится преимущественно тяжелые лантаноиды, U и Th, что может указывать на митамиктность минерала (см. табл. 3).

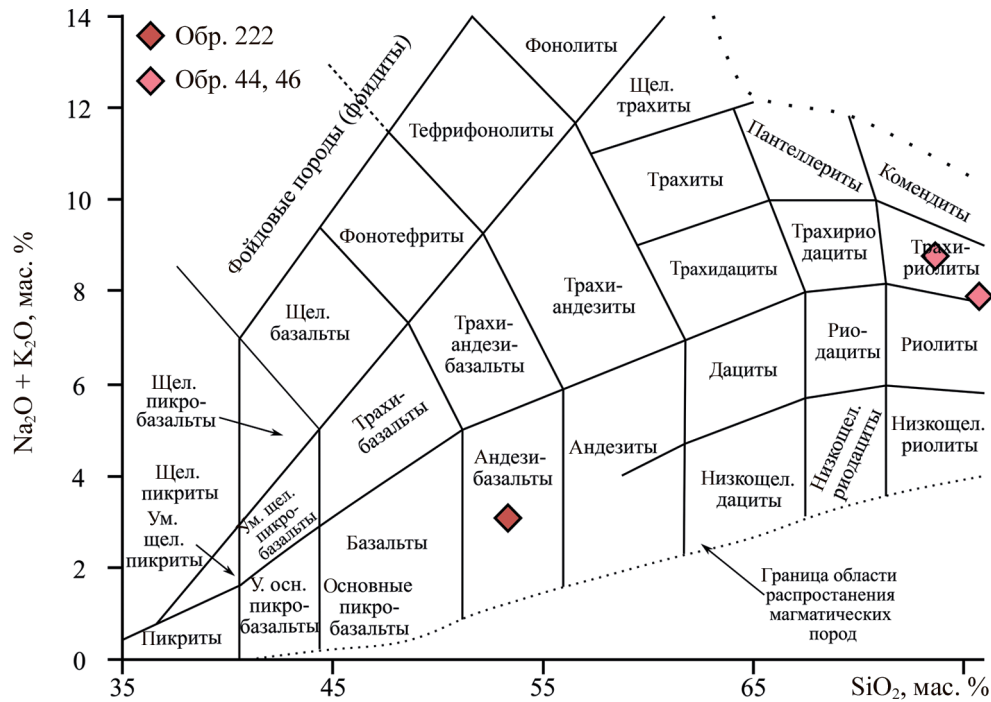


Рис. 4. Диаграмма сумма щелочей SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (TAS).

Fig. 4. Diagram of the sum of alkalis SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (TAS).

REE-содержащие минералы в риолитах саблегорской свиты ассоциируют с калиевым полевым шпатом, мусковитом и кварцем.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос о генетической природе редкоземельной минерализации метаморфогенного типа остается предметом дискуссий (Ковалев и др., 2020; ссылки в этой работе). Процесс образования эпидота, алланита и других минералов, содержащих редкие земли, из слабоустойчивого при гранитизации, но устойчивого при метаморфизме монацита был описан в литературе (Finger et al., 1998). На Южном Урале в кислых разновидностях пород среднерифейской машакской свиты установлены ниобозинит-(Y), эшинит-(Y), таленит-(Dy), таленит-(Nd), синхизит-(Ce). Образование РЗЭ-содержащих минералов, по мнению авторов, происходило в ходе единого процесса, а один из этапов редкоземельного минералообразования связывается с динамотермальным метаморфизмом в вендское время (Ковалев и др., 2023).

В гранатсодержащем кристаллическом сланце няртинского комплекса установлены анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезита-(Ce). Анкилит-(Ce) – водосодержащий карбонат редких земель. Общая формула минерала имеет вид – $(\text{Sr}_{0.59-0.62}\text{Ce}_{0.55-0.58}\text{La}_{0.31-0.39}\text{Ca}_{0.19-0.26}\text{Nd}_{0.16-0.24}\text{Pr}_{0.06})_{\Sigma} = 2.00(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Гидроксилбастнезит-(Ce) – редкоземельный карбо-

нат, содержащий гидроксильную группу и фтор с преобладающим содержанием церия. Общая формула минерала: $(\text{Ce}_{0.32-0.46}\text{La}_{0.16-0.22}\text{Nd}_{0.14-0.17}\text{Ca}_{0.03-0.15}\text{Si}_{0.02-0.07}\text{Fe}_{0.02-0.05}\text{Th}_{0.01-0.05}\text{Pr}_{0.03-0.04}\text{Y}_{0.01-0.04}\text{Sm}_{0.02-0.03}\text{Gd}_{0.01-0.02})_{\Sigma} = 0.98-1.01(\text{CO}_3)((\text{OH})_{0.75-0.92}(\text{F})_{0.08-0.25})$. В ортосланцах пуйвинской свиты обнаружен гидроксилбастнезит-(La) – редкоземельный карбонат, содержащий гидроксильную группу и фтор с преобладающим содержанием лантана. Формула минерала имеет следующий вид: $(\text{La}_{0.35}\text{Ce}_{0.29}\text{Nd}_{0.13}\text{Fe}_{0.09}\text{Y}_{0.06}\text{Pr}_{0.04}\text{Ca}_{0.04}\text{Sm}_{0.01})_{\Sigma} = 0.90(\text{CO}_3)\text{F}_{0.42}(\text{OH})_{0.58}$.

Типохимическое изучение редкоземельной минерализации из нижнепротерозойских и верхнерифейских метаморфических пород северной части Ляпинского антиклинория позволяет предположить, что образование редкоземельных карбонатов проходило в одно и то же время при метаморфических и гидротермальных преобразованиях в присутствии минералов, содержащих редкие земли (алланит, апатит и др.), и при участии растворов углекислого состава.

В метариолитах саблегорской свиты установлены алланит-(Ce), бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y). Бастнезит-(Ce) – безводный фторсодержащий карбонат редких земель. Общая формула минерала: $(\text{Ce}_{0.41-0.43}\text{La}_{0.25}\text{Nd}_{0.20}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.04}\text{Gd}_{0.03}\text{Ca}_{0.01}\text{Fe}_{0.01})_{\Sigma} = 0.92(\text{CO}_3)\text{F}$. Кайнозит-(Y) – углеродсодержащий силикат Ca-Y-REE. Формула кайнозита-(Y) имеет следующий вид: $(\text{Y}_{1.52}\text{Ca}_{0.88}\text{Nd}_{0.34}\text{Gd}_{0.20}\text{Ce}_{0.19}\text{Sm}_{0.18}\text{Dy}_{0.12}\text{Pr}_{0.06}\text{La}_{0.02})_{\Sigma} 3.51(\text{Si}_{3.59}\text{Fe}_{0.41})_{\Sigma} = 4\text{O}_{12.49}$

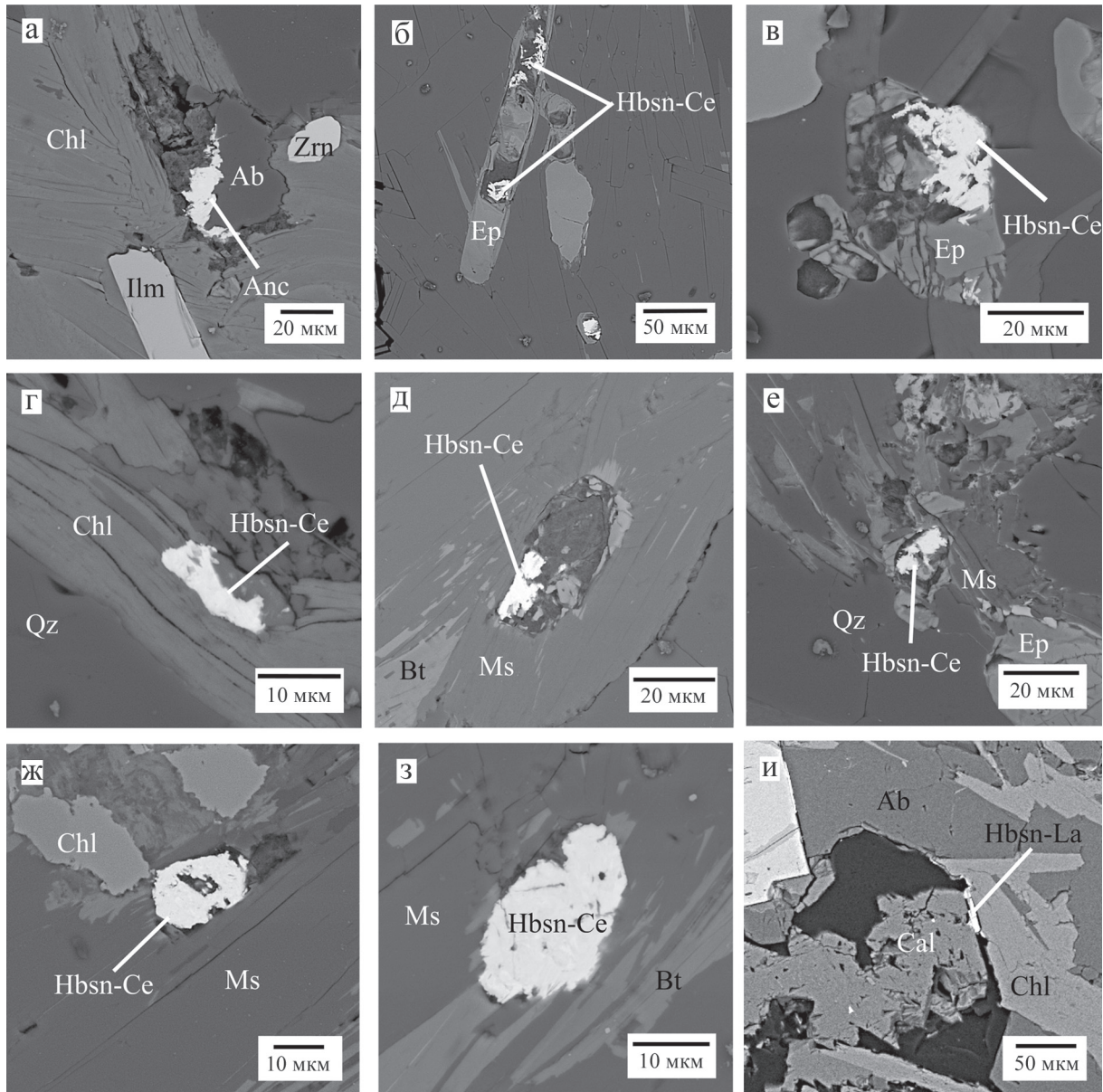


Рис. 5. Морфологические особенности редкоземельных минералов из слюдяного гранатсодержащего кристаллического сланца няртинского комплекса (а–з) и ортосланца пуйвинской свиты (и).

Anc – анкилит-(Ce), *Hbsn-Ce* – гидроксилбастнезит-(Ce), *Hbsn-La* – гидроксилбастнезит-(La), *Ep* – эпидот, *Qz* – кварц, *Chl* – хлорит, *Ab* – альбит, *Ms* – мусковит, *Bt* – биотит, *Cal* – кальцит, *Zrn* – циркон, *Ilm* – ильменит.

Fig. 5. Morphological features of rare earth minerals from mica garnet-bearing crystalline schist of the Nyartinskii complex (a–z) and orthoschist of the Puyvinskii Formation (и).

Anc – ancylite-(Ce), *Hbsn-Ce* – hydroxylbastnäsite-(Ce), *Hbsn-La* – hydroxylbastnäsite-(La), *Ep* – epidote, *Qz* – quartz, *Chl* – chlorite, *Ab* – albite, *Ms* – muscovite, *Bt* – biotite, *Cal* – calcite, *Zrn* – zircon, *Ilm* – ilmenite.

(CO₃)·H₂O. Эшинит-(Y) – Y-REE титанониобат. Общая формула минерала: (Y_{0.57–0.64}Dy_{0.06–0.07}Gd_{0.04–0.05}Er_{0.04–0.05}Yb_{0.03–0.04}Th_{0.01–0.03}U_{0.02–0.03}Sr_{0.03}Sm_{0.02}Ho_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01})Σ0.85–93(Ti_{1.09–1.27}Nb_{0.58–0.63}Fe_{0.03}Si_{0.11–0.29})Σ2 [O_{5.59–5.75}(OH)_{0.03}].

Для метариолитов верхнерифейско-вендской саблегорской свиты мы предлагаем следующую

схему формирования редкоземельных минералов (рис. 7). В метаморфизованных риолитах саблегорской свиты алланит-(Ce) наряду с монацитом, ксенотимом и другими РЗЭ-содержащими минералами является одним из концентраторов и поставщиков РЗЭ-элементов из магматических пород. Учитывая, что бастнезит-(Ce) отличается устойчивостью

Таблица 3. Химический состав РЗЭ минералов, мас. %
Table 3. Chemical composition of REE minerals, wt %

№ п/п	SiO ₂	CaO	FeO	Al ₂ O ₃	MnO	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	ThO ₂	F	CO ₂ *	H ₂ O*	Σ		
1	—	2.98	—	—	—	—	—	—	14.50	32.60	2.70	7.22	—	—	—	—	—	20.53	4.20	91.63	
2	—	2.76	—	—	—	—	—	—	14.70	32.50	2.20	7.10	—	—	—	—	—	22.01	4.09	89.76	
<i>Анхитит-(Ce)</i>																					
<i>Гидроксидбастнезит-(Ce)</i>																					
3	—	2.73	1.10	—	—	—	—	0.50	13.60	24.40	2.70	11.20	2.00	1.10	4.10	1.56	—	19.02	6.30	90.32	
4	—	2.81	0.60	—	—	—	—	0.90	12.50	27.90	3.30	11.70	1.90	1.30	2.70	1.91	—	19.43	6.14	93.08	
5	—	1.89	1.30	—	—	—	—	1.00	14.47	29.13	2.67	11.92	2.11	1.49	—	1.87	—	19.12	6.05	93.02	
6	—	1.62	2.02	—	—	—	—	0.80	14.08	29.53	3.11	11.69	2.62	1.61	1.83	1.11	—	20.10	7.17	97.29	
7	—	2.00	0.68	—	—	—	—	2.34	14.16	27.76	3.19	12.32	2.11	1.77	1.51	1.12	—	19.71	7.00	95.68	
<i>Гидроксидбастнезит-(La)</i>																					
8	—	0.85	2.53	—	—	—	—	2.54	22.34	18.78	2.39	8.66	0.85	—	—	3.16	—	17.39	4.12	86.78	
<i>Бастнезит-(Ce)</i>																					
9	—	—	—	—	—	—	—	—	17.21	29.62	3.30	14.30	2.78	2.40	—	4.53	—	18.50	—	92.64	
10	—	0.31	0.46	—	—	—	—	—	18.64	30.16	3.56	15.19	2.89	2.18	—	4.8	—	19.79	—	97.80	
<i>Кайнозит-(Y)</i>																					
11	27.2	6.14	4.08	—	—	—	—	21.30	0.47	3.97	1.17	7.05	3.83	4.50	—	—	—	5.57	2.28	90.99	
<i>Эшинит-(Y)</i>																					
12	2.69	0.14	0.73	—	—	—	—	—	—	—	—	0.63	0.97	2.50	2.52	—	—	—	0.16	95.80	
13	5.26	0.24	0.81	—	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.97	1.95	1.77	—	—	—	0.18	91.15	
14	2.04	0.23	0.79	—	—	—	—	—	—	—	—	0.73	0.90	2.30	0.85	1.24	—	—	0.15	93.51	
<i>Алланит-(Ce)</i>																					
15	31.19	10.42	15.50	14.82	0.81	—	—	—	4.87	14.06	1.21	3.70	—	—	—	—	—	—	—	3.04	99.62
16	30.07	8.55	17.27	13.38	0.94	—	—	—	6.74	12.43	1.05	5.17	—	—	—	—	—	—	—	3.01	98.61
17	31.45	11.11	13.61	16.74	0.68	—	—	—	5.14	11.86	0.89	3.96	0.66	—	—	—	—	—	—	3.10	98.54
18	31.74	11.72	13.02	17.27	0.65	—	—	—	4.30	11.48	1.15	3.76	—	—	—	—	—	—	—	3.12	98.21

1 – (Sr_{0.02}Ce_{0.58}La_{0.39}Ca_{0.19}Nd_{0.16}Pr_{0.06}22.00(CO₂)₂(OH) · H₂O; 2 – (Sr_{0.59}Ce_{0.55}La_{0.31}Ca_{0.26}Nd_{0.24}Pr_{0.06}22.01(CO₂)₂(OH) · H₂O; 3 – (Ce_{0.34}La_{0.19}Nd_{0.15}Ca_{0.11}Fe_{0.04}Pr_{0.04}Th_{0.03}Sm_{0.03}Gd_{0.01}Y_{0.01})_{20.85}(CO₂)₃F_{0.19}(OH)_{0.81}; 4 – (Ce_{0.39}La_{0.17}Nd_{0.16}Ca_{0.11}Pr_{0.05}Fe_{0.02}Y_{0.02}Th_{0.02}Sm_{0.02}Gd_{0.02}20.89(CO₂)₃F_{0.23}(OH)_{0.77}; 5 – (Ce_{0.41}La_{0.20}Nd_{0.16}Ca_{0.08}Fe_{0.04}Pr_{0.04}Sm_{0.03}Y_{0.02}Gd_{0.02}20.91(CO₂)₃F_{0.23}(OH)_{0.77}; 6 – (Ce_{0.39}La_{0.19}Nd_{0.15}Ca_{0.06}Pr_{0.04}Sm_{0.03}Gd_{0.02}Y_{0.02}Th_{0.01})_{20.86}(CO₂)₃F_{0.13}(OH)_{0.87}; 7 – (Ce_{0.38}La_{0.19}Nd_{0.16}Ca_{0.08}Y_{0.05}Pr_{0.04}Sm_{0.03}Gd_{0.02}Fe_{0.02}Th_{0.01})_{20.90}(CO₂)₃F_{0.13}(OH)_{0.87}; 8 – (La_{0.35}Ce_{0.29}Nd_{0.13}Fe_{0.09}Y_{0.06}Pr_{0.04}Ca_{0.04}Sm_{0.01})_{20.90}(CO₂)₃F_{0.42}(OH)_{0.58}; 9 – (Ce_{0.43}La_{0.23}Nd_{0.20}Pr_{0.05}Sm_{0.04}Gd_{0.03}Si_{0.03}Y_{0.03}Fe_{0.03}Ca_{0.01}Fe_{0.01}20.93(CO₂)₃F; 10 – (Ce_{0.41}La_{0.25}Nd_{0.20}Pr_{0.05}Sm_{0.04}Gd_{0.03}Ca_{0.01}Fe_{0.01}20.93(CO₂)₃F; 11 – (Y_{1.52}Ca_{0.88}Nd_{0.34}Gd_{0.26}Ce_{0.19}Sm_{0.18}Dy_{0.12}Pr_{0.06}La_{0.02})_{23.51}(Si_{1.59}Fe_{0.41})₂₄O_{12.49}(CO₂) · H₂O; 12 – (Y_{0.61}Dy_{0.07}Gd_{0.05}Er_{0.04}Sr_{0.03}Yb_{0.03}Th_{0.03}U_{0.03}Sm_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01}20.93(Ti_{1.19}Nb_{0.63}Fe_{0.03}Si_{0.15})₂₃[O_{5.75}(OH)_{0.03}]; 13 – (Y_{0.57}Dy_{0.06}Gd_{0.04}Er_{0.04}Yb_{0.04}Th_{0.02}U_{0.05}Sm_{0.02}Ho_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01}20.85(Ti_{1.09}Nb_{0.59}Fe_{0.05}Si_{0.29})₂₃[O_{5.59}(OH)_{0.03}]; 14 – (Y_{0.64}Dy_{0.07}Er_{0.05}Gd_{0.04}Yb_{0.04}Sm_{0.02}Ca_{0.01}Nd_{0.01}Th_{0.01}U_{0.01})_{20.90}(Ti_{1.27}Nb_{0.58}Fe_{0.03}Si_{0.11})₂₂[O_{5.67}(OH)_{0.03}]; 15 – (Ca_{1.08}Ce_{0.50}La_{0.17}Nd_{0.13}Mn_{0.07}Pr_{0.04}21.98(Al_{1.68}Fe_{1.32})₂₃(OH); 16 – (Ca_{0.89}Ce_{0.44}La_{0.24}Nd_{0.18}Mn_{0.08}Pr_{0.04}Th_{0.01}21.87(Al_{1.52}Fe_{1.49})₂₃(OH); 17 – (Ca_{1.13}Ce_{0.41}La_{0.18}Nd_{0.13}Mn_{0.05}Pr_{0.03}Sm_{0.02}Th_{0.01})_{21.96}(Al_{1.86}Fe_{1.14})₂₃(OH); 18 – (Ca_{1.18}Ce_{0.40}La_{0.13}Nd_{0.13}Mn_{0.05}Pr_{0.04})_{21.95}(Al_{1.91}Fe_{1.09})₂₃(OH); 19 – (Ca_{1.18}Ce_{0.40}La_{0.13}Nd_{0.13}Mn_{0.05}Pr_{0.04})_{21.95}(Al_{1.91}Fe_{1.09})₂₃(OH).

Примечание. 1–7 – метаморфиты няргинского комплекса, 8 – ортосланцы пуйвинской свиты, 9–18 – метариолиты саблоторекской свиты. *Содержание H₂O и CO₂ – расчетные данные. Прочерк – ниже предела обнаружения. В анализе 1 содержится SrO – 6.90 мас. %, анализе 2 – SrO – 6.40, анализе 11 – Dy₂O₃ – 2.70, анализе 12 – Dy₂O₃ – 3.82, Er₂O₃ – 2.51, SrO – 0.90, UO₃ – 2.83 и Yb₂O₃ – 1.89, анализе 13 – Dy₂O₃ – 3.59, Er₂O₃ – 2.26, Ho₂O₃ – 0.93, UO₃ – 1.73 и Yb₂O₃ – 2.34, анализе 14 – Dy₂O₃ – 4.01, Er₂O₃ – 2.66, UO₃ – 1.24 и Yb₂O₃ – 2.57 мас. %. Формулы (расчет на фиксированную сумму катионов металлов) рассчитаны по (Булах и др., 2014).

Note. 1–7 – metamorphites of the Nyarginii complex, 8 – orthoschists of the Puyvinskii Formation, 9–18 – metarhyolites of the Sablоторекской Formation. *H₂O and CO₂ content – calculated data. A dash means below the detection limit. Analysis 1 contains SrO – 6.90 wt %, analysis 2 – SrO – 6.40, analysis 11 – Dy₂O₃ – 2.70, analysis 12 – Dy₂O₃ – 3.82, Er₂O₃ – 2.51, SrO – 0.90, UO₃ – 2.83 and Yb₂O₃ – 1.89, analysis 13 – Dy₂O₃ – 3.59, Er₂O₃ – 2.26, Ho₂O₃ – 0.93, UO₃ – 1.73 and Yb₂O₃ – 2.34, analysis 14 – Dy₂O₃ – 4.01, Er₂O₃ – 2.66, UO₃ – 1.24 and Yb₂O₃ – 2.57 wt %. Formulas (calculation for a fixed amount of metal cations) are calculated according to (Bulakh et al., 2014).

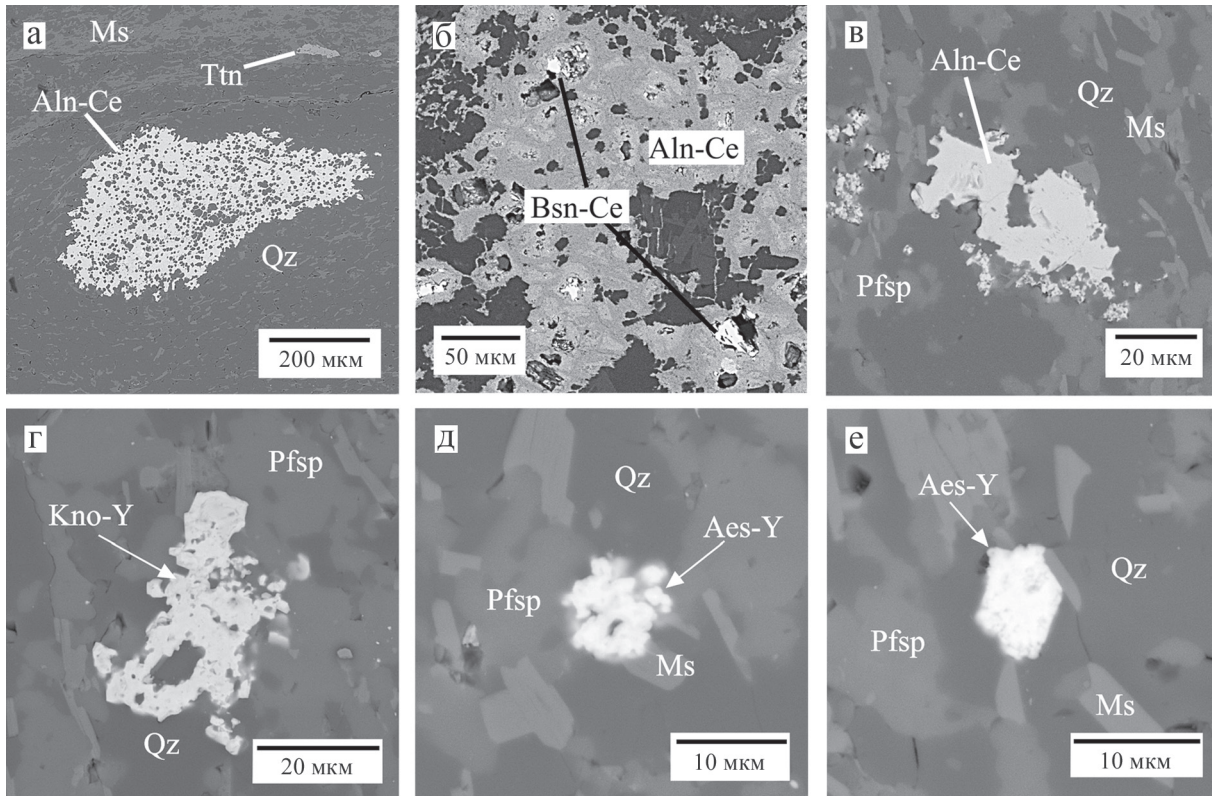


Рис. 6. Морфологические особенности редкоземельных минералов из метариолитов сбалегорской свиты.

Bsn-Ce – бастнезит-(Ce), *Kno-Y* – кайнозит-(Y), *Aes-Y* – эшинит-(Y), *Aln-Ce* – алланит-(Ce), *Qz* – кварц, *Pfsp* – калиевый полевой шпат, *Ms* – мусковит, *Ttn* – титанит.

Fig. 6. Morphological features of rare earth minerals from metarhyolites of the Sbalegorskii Formation.

Bsn-Ce – bastnäsite-(Ce), *Kno-Y* – kainosite-(Y), *Aes-Y* – aeschynite-(Y), *Aln-Ce* – allanite-(Ce), *Qz* – quartz, *Pfsp* – potassium feldspar, *Ms* – muscovite, *Ttn* – titanite.

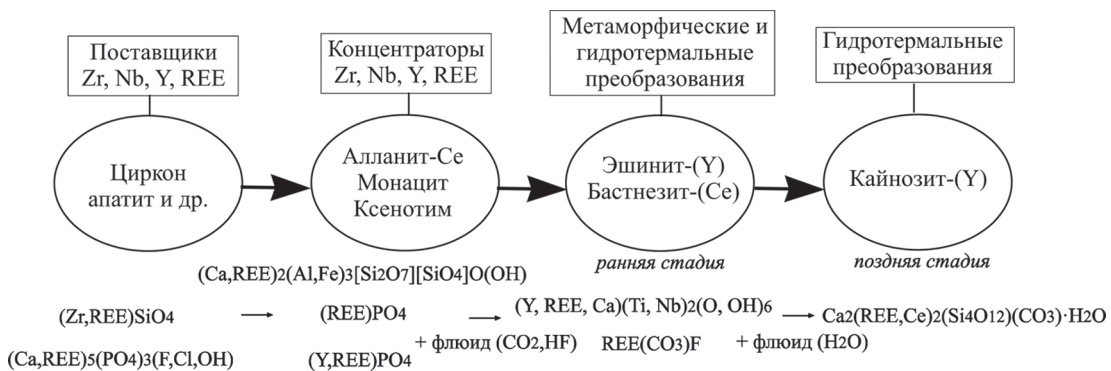


Рис. 7. Схема формирования редкоземельных минералов в метариолитах сбалегорской свиты.

Fig. 7. Scheme of the formation of rare earth minerals in metarhyolites of the Sbalegorskii Formation.

на самых низких ступенях метаморфизма, он мог образоваться на поздних стадиях в результате аутометаморфизма и низкотемпературной гидротермальной переработки магматических пород. Подобный процесс формирования бастнезита был описан Е.Н. Кайгородовой с соавторами в рио-

литах хуламского комплекса (Северный Кавказ) (2021). Редкоземельные титанониобаты, в том числе эшинит-(Y), вероятно, образовались в постмагматическую стадию преобразования риолитов в присутствии в остаточном расплаве повышенных концентраций некоторых редких металлов – Zr, Nb,

Y и REE, поставщиками которых являлись циркон, апатит, монацит и др. Кайнозит-(Y) из метариолитов саблегорской свиты выступает самым поздним минералом. Его появление могло происходить за счет перекристаллизации алланита-(Ce) в результате распада эшинита-(Y) при участии гидротермальных растворов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В докембрийских породах Приполярного Урала установлены редкоземельные карбонаты и титанониобаты. В метаморфических породах няргинского комплекса изучены анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce), пуйвинской свиты – гидроксилбастнезит-(La), саблегорской свиты – бастнезит-(Ce), кайнозит-(Y) и эшинит-(Y).

Анкилит-(Ce) и гидроксилбастнезит-(Ce) из нижнепротерозойских пород образовались в ходе единого процесса на поздних метаморфогенно-гидротермальных этапах за счет присутствия минералов, содержащих редкоземельные элементы, и при участии растворов углекислого состава. Гидроксилбастнезит-(La) из верхнерифейской пуйвинской свиты образован в схожих условиях при поздних гидротермальных преобразованиях.

Для метариолитов верхнерифейско-вендской саблегорской свиты предложена следующая схема формирования редкоземельных минералов. Редкоземельный титанониобат – эшинит-(Y) возник в результате постмагматического преобразования риолитов, за счет присутствия в остаточном расплаве повышенных концентраций некоторых редких металлов – Zr, Nb, Y и REE. Примерно в это же время в результате автометаморфизма по алланиту-(Ce) формируется бастнезит-(Ce). Кайнозит-(Y) в метариолитах является самым поздним минералом, сформировавшимся за счет перекристаллизации алланита-(Ce) и бастнезита-(Ce) при распаде эшинита-(Y) в присутствии гидротермальных растворов.

Исследуемый район является перспективным для дальнейшего изучения и обнаружения новых редкоземельных минералов и представляет большой интерес в качестве нового направления в металлогенической редкоземельной специализации метаморфических пород на Приполярном Урале.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. (2014) Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: СПбГУ, 133 с.
Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П. (2013) Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа. *Докл. РАН*, **453**(3), 310-313.
Государственная геологическая карта Российской Федерации. (2013) Масштаб 1 : 200 000. Сер. Северо-Ураль-

ская. Л. Q-41-XXV. Объясн. зап. (Ред. М.А. Шишкин). М.: ВСЕГЕИ, 252 с.
Григорьев Н.А. (2009) Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 382 с.
Кайгородова Е.Н., Набелкин О.А., Карташов П.М., Лебедев В.А. (2021) Редкоземельная и ниобиевая минерализация в трахитах и риолитах хуламскоговулканоплутонического комплекса, Северный Кавказ. *Минералогия*, **7**(4), 31-45.
Ковальчук Н.С. (2015) Редкоземельная минерализация в метаморфических сланцах пуйвинской свиты (RF₂), Приполярный Урал. *Вестн. Коми НЦ*, (10), 38-44.
Козырева И.В., Юдович Я.Э., Швецова И.В., Кетрис М.П., Ефанова Л.И. (2003) Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 102 с.
Козырева И.В., Швецова И.В., Попова Т.Н. (2004) Находка Nd-таленита на Приполярном Урале. *Вестн. Коми НЦ*, (6), 2-3.
Козырева И.В., Швецова И.В., Галускина И.О. (2005) Первая находка иттрокразита на Приполярном Урале. *Вестн. Коми НЦ*, (12), 3-4.
Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С. (2020) Минералого-геохимические аспекты поведения редкоземельных элементов при метаморфизме (на примере верхнедокембрийских структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория, Южный Урал). *Георесурсы*, **22**(2), 56-66. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.2.56-66>
Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А. (2023) Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(5), 910-929. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
Никулова Н.Ю., Сокерина Н.В., Гракова О.В., Козырева И.В., Филиппов В.Н. (2022) Аллюмосульфатфосфаты из кварцитопесчаников и кварцевых жил г. Черной (Приполярный Урал). *Зан. РМО*, **151**(3), 86-95. <https://doi.org/10.31857/S0869605522030078>
Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2019) Палладий-золото-сульфидная минерализация в андезитах на месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Вестн. Коми НЦ*, (6), 20-27. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
Онищенко С.А., Кузнецов С.К. (2023) Самородное золото Au-Pd месторождения Чудное (Приполярный Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **64**(2), 233-254. <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>
Онищенко С.А. (2020) Цинкохромит на золоторудном месторождении Чудное (Приполярный Урал). *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2020)*. Сыктывкар: Геопринт, 223-224.
Пыстин А.М. (1994) Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 208 с.
Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала. *Литосфера*, **22**(6), 741-760. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
Репина С.А., Муфтахов В.А. (2020) Природа осцилли-

- онной зональности и механизмы роста кристаллов в сростке флоренсита и ксенотима. *Зан. РМО*, **149**(5), 29-58. <https://doi.org/10.31857/S0869605520050068>
- Соболева А.А. (2004) Вулканиды и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 147 с.
- Тимонина Р.Г. (1980) Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 100 с.
- Удоратина О.В., Капитанова В.А. (2016) Геохронология пород субстрата и руд редкометалльно-редкоземельных месторождений и рудопроявлений на Севере Урала и Тимане. *Изв. Коми НЦ*, **4**(28), 85-100.
- Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В., Козырева И.В., Котельникова Е.А. (1998) Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар: Геопринт, 97 с.
- Finger F., Broska I., Roberts M.P., Schermaier A. (1998) Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Amer. Miner.*, **83**, 248-258.

REFERENCES

- Bulakh A.G., Zolotarev A.A., Krivovichev V.G. (2014) Structure, isomorphism, formulas, classification of minerals. St.Petersburg, SPbGU, 133 p. (In Russ.)
- Finger F., Broska I., Roberts M.P., Schermaier A. (1998) Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. *Amer. Miner.*, **83**, 248-258.
- Grigoriev N.A. (2009) Chemical element distribution in the upper continental crust. Ekaterinburg, UrO RAN, 382 p. (In Russ.)
- Kaygorodova E.N., Nabelkin O.A., Kartashov P.M., Lebedev V.A. (2021) Rare earth and niobium mineralization in trachytes and rhyolites of the Khulam volcano-plutonic complex, Northern Caucasus. *Mineralogiya*, **7**(4), 31-45. (In Russ.)
- Kovalchuk N.S. (2015) Rare earth mineralization in metamorphic shales of the Puyva Formation (RF2), Subpolar Urals. *Vestn. Komi NTs*, (10), 38-44. (In Russ.)
- Kozyreva I.V., Yudovich Ya.E., Shvetsova I.V., Ketris M.P., Efanova L.I. (2003) Aluminous and ferruginous rocks of the Subpolar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 102 p. (In Russ.)
- Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Popova T.N. (2004) Finding of Nd-thalena in the Subpolar Urals. *Vestn. Komi NTs*, (6), 2-3. (In Russ.)
- Kozyreva I.V., Shvetsova I.V., Galuskina I.O. (2005) The first discovery of ytrocraite in the Subpolar Urals. *Vestn. Komi NTs*, (12), 3-4. (In Russ.)
- Kovalev S.G., Maslov A.V., Kovalev S.S. (2020) Mineralogical and geochemical aspects of the behavior of rare earth elements during metamorphism (using the example of the Upper Precambrian structural-material complexes of the Bashkir meganticlinorium, Southern Urals). *Georesursy*, **22**(2), 56-66. (In Russ.) <https://doi.org/10.18599/grs.2020.2.56-66>
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A. (2023) First data on rare earth mineralization in acidic rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(5), 910-929. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-5-910-929>
- Nikulova N.Yu., Sokerina N.V., Grakova O.V., Kozyreva I.V., Filippov V.N. (2022) Aluminosulfate-phosphates from quartzite sandstones and quartz veins in the city of Chernaya (Subpolar Urals). *Zap. RMO*, **151**(3), 86-95. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605522030078>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2019) Palladium-gold sulfide mineralization in andesites at the Chudnoe deposit (Subpolar Urals). *Vestn. Komi NTs*, (6), 20-27. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-6-20-27>
- Onishchenko S.A., Kuznetsov S.K. (2023) Native gold Au-Pd from the Chudnoe deposit (Subpolar Urals, Russia). *Geologiya i Geofizika*, **64**(2), 233-254. (In Russ.) <https://doi.org/10.15372/GiG2022122>
- Onishchenko S.A. (2020) Zinc-chromite at the Chudnoe gold deposit (Subpolar Urals). *Modern problems of theoretical, experimental and applied mineralogy (Yushkin readings – 2020)*. Syktyvkar, Geoprint Publ., 223-224. (In Russ.)
- Pystin A.M. (1994) Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Pystin A.M., Grakova O.V., Pystina Yu.I., Kushmanova E.V., Popvasev K.S., Potapov I.L., Khubanov V.B. (2022) U-Pb (LA-SF-ICP-MS) age and probable sources of detrital zircons from Upper Precambrian terrigenous sediments of the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, **6**(22), 741-760. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760>
- Repina S.A., Muftakhov V.A. (2020) The nature of oscillatory zoning and mechanisms of crystal growth in the intergrowth of florencite and xenotime. *Zap. RMO*, **149**(5), 29-58. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869605520050068>
- Soboleva A.A. (2004) Volcanics and associated granitoids of the Subpolar Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 147 p. (In Russ.)
- State geological map of the Russian Federation. (2013) Scale 1 : 200 000. Severo-Uralskaya series. Sheet Q-41-XXV. Explanatory letter. (Ed. by M.A. Shishkin). Moscow, VSEGEI, 252 p. (In Russ.)
- Timonina R.G. (1980) Petrology of metamorphic rocks of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 100 p. (In Russ.)
- Udoratina O.V., Kapitanova V.A. (2016) Geochronology of substrate rocks and ores of rare metal-rare earth deposits and ore occurrences in the north of the Urals and Timan. *Izv. Komi NTs*, **4**(28), 85-100. (In Russ.)
- Velikoslavinsky S.D., Glebovitsky V.A., Krylov D.P. (2013) Separation of silicate sedimentary and igneous rocks by the content of major elements using discriminant analysis. *Dokl. RAN*, **453**(3), 310-313. (In Russ.)
- Yudovich Ya.E., Efanova L.I., Shvetsova I.V., Kozyreva I.V., Kotelnikova E.A. (1998) Interformation contact zone in the lake's crust Grubependites. Syktyvkar, Geoprint Publ., 97 p. (In Russ.)

УДК 550.93:552.321.1.(470.5)

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-4-675-685

Новые данные о возрасте циркона гранитов Адуйского массива

С. В. Прибавкин, М. Д. Вишнякова

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: pribavkins@igg.uran.ru; VishniakovaMD@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 21.06.2023 г., принята к печати 30.10.2023 г.

Объект исследования. Циркон гранитов западной контактной части Адуйского массива (Средний Урал). **Цель.** Получение новых U-Pb датировок и уточнение геохронологической модели формирования Адуйского гранитного массива. **Методы.** U-Pb датирование циркона на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Определение петрогенных и рассеянных элементов на рентгенофлуоресцентных спектрометрах СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 и масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN-9000. **Результаты.** Установлено, что по химическому составу жильные граниты в западной приконтактной зоне принадлежат породам гранит-лейкогранитовой формации, вмещающим массив. Вмещающие их гнейсы обладают чертами сходства с гранитоидами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитовой формации. Показано, что цирконы ортогнейсов имеют простое строение, близкое Th/U отношение (0.6) при широких вариациях содержания урана и тория. Их конкордантный возраст колеблется в интервале 290–270 млн лет. Такой широкий возрастной диапазон может быть связан с потерей свинца при метаморфизме. Циркон гранитов иной. Он состоит из ядер, часто обломочного облика, обрастающих каймой высокоуранового циркона. Ядра зерен циркона из ранних (пегматоидных) гранитов аналогичны зернам циркона из вмещающих ортогнейсов и могут интерпретироваться как захваченные из них. Ядра цирконовых зерен в поздних гранитах отличаются очень низким Th/U отношением (0.1) и широкими вариациями содержания U, их датировки образуют единый возрастной кластер со средним конкордантным возрастом 270 млн лет. Каймы, для которых характерны высокие концентрации U и низкие Th/U отношения, маркируют время формирования гранитов в интервале 265–250 млн лет. **Выводы.** Интерпретация новых и ранее опубликованных возрастных данных заключается в выделении длительного этапа метаморфизма и мигматизации вмещающих пород в диапазоне от 290 до 270 млн лет, предшествующего гранитообразованию. Завершение гранитообразования с формированием главных фаз Адуйского массива отвечало временному интервалу 265–250 млн лет.

Ключевые слова: геохронология, циркон, U-Pb возраст, Адуйский массив, Средний Урал

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН, темы № 123011800009-9 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680

New data on the zircon age of Adui pluton granites

Sergey V. Pribavkin, Maria D. Vishnyakova

A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mails: pribavkins@igg.uran.ru; VishniakovaMD@igg.uran.ru

Received 21.06.2023, accepted 30.10.2023

Research subject. Zircon of granites in the western contact part of the Adui massif (Middle Urals). **Aim.** To obtain new U-Pb dating and to clarify the geochronological model of the Adui granite massif. **Methods.** U-Pb dating of zircon was established using a SHRIMP-II high-resolution secondary ion microprobe (VSEGEI Research Center, St. Petersburg). The major and trace elements were determined using SRM-18, SRM-25, and VRA-30 X-ray fluorescence spectrometers and an ELAN-9000 mass spectrometer with inductively coupled plasma. **Results.** In terms of chemical composition, the vein granites in the western contact zone belong to the rocks of the granite-leucogranite formation that make up the massif. Their hosting gneisses possess features similar to the granitoids of the gabbro-tonalite-granodiorite-granite formation. Zircons from orthogneisses were found to have a simple structure and a close Th/U ratio (0.6) with wide variations in uranium and thorium contents. Their concordant age ranges from 290–270 million years. Such a wide age range may be due to the loss of lead during metamorphism. The zircon of granites is different. It consists of cores, often clastic in appearance,

Для цитирования: Прибавкин С.В., Вишнякова М.Д. (2024) Новые данные о возрасте циркона гранитов Адуйского массива. *Литосфера*, 24(4), 675–685. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-675-685>

For citation: Pribavkin S.V., Vishnyakova M.D. (2024) New data on the zircon age of Adui pluton granites. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 675–685. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-675-685>

© С.В. Прибавкин, М.Д. Вишнякова, 2024

overgrown with a rim of high-uranium zircon. Zircon grain cores from early (pegmatoid) granites are similar to those from host orthogneiss and can be interpreted as captured from them. The cores of zircon grains in late granites are characterized by a rather low Th/U ratio (0.1) and wide variations in U contents; their dates form a single age cluster with an average concordant age of 270 Ma. The rims, which are characterized by high U concentrations and low Th/U ratios, mark the period of granite formation in the range of 265–250 million years. *Conclusions.* The interpretation of new and previously published age data consists in identifying a prolong stage of metamorphism and migmatization of the host rocks in the range from 290 to 270 million years, preceding granite formation. The completion of granite formation with the formation of the main phases of the Adui massif corresponded to a time interval of 265–250 million years.

Keywords: *geochronology, zircon, U-Pb age, Adui massif, Middle Urals*

Funding information

The research was carried out within the framework of the State assignment of the Institute of Geology and Geography, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, topic No. 123011800009-9, using the equipment of the "Geoanalitik" Center for Shared Use of the Institute of Geology and Geochemistry (IGG), Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Retrofitting and comprehensive development of the Geoanalitik Center for Shared Use is carried out with the financial support of a grant from the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, Agreement No. 075-15-2021-680

ВВЕДЕНИЕ

Адуйский массив является одним из крупнейших гранитных плутонов Среднего Урала, занимающая площадь около 550 км². Он расположен в 80 км на северо-восток от Екатеринбурга. С ним связаны месторождения Be, Ta, Nb, U, Th, керамических пегматитов, камнесамоцветного сырья (Золоев и др., 1990; Ферштатер, 2013; и др.). Несмотря на длительную историю изучения массива, остается ряд неразрешенных вопросов, касающихся состава протолита, условий плавления, сегрегации и кристаллизации гранитных расплавов, механизмов переноса и концентрации редких металлов. Актуальным является вопрос длительности процессов гранитообразования, начиная с мигматизации и анатексиса пород корового субстрата, заканчивая формированием больших объемов гранитов и многочисленных пегматитовых жил.

За последние десятилетия работы по определению времени формирования Адуйского гранитного массива предпринимались неоднократно. Их наиболее важным результатом стало установление характерной зональности циркона гранитов центральной и восточной частей массива, выраженной в наличии светлых ядер и темных кайм на катодолюминесцентных изображениях (Краснобаев и др., 2006; Ферштатер, 2013), позволившей выделить два пика магматической активности около 290 и 260–250 млн лет. В результате была предложена двухстадийная модель, согласно которой большая часть конкордантных датировок циркона отвечает времени раннего этапа мигматизации и плавления еще горячих позднепалеозойских гранодиоритов и тоналитов Каменского массива с максимумом 290 млн лет, а диапазон цирконовых возрастов 260–250 млн лет интерпретируется как время плавления допалеозойского метаморфического складчатого основания, на разогрев которого до темпера-

тур гранитообразования потребовалось 30–35 млн лет. Позднее подтверждением возможности такой двухстадийной модели стали результаты датирования каменноугольных диоритов, гранодиоритов (342–335 млн лет) и продуктов их плавления – гранитов, пегматоидных гранитов (308–283, 270 млн лет) в западной, переходной от гнейсов к гранитам, части Адуйского массива, выделенной в качестве Крутихинского массива (Вишнякова и др., 2018).

Задачей исследования являются датирование наиболее молодых гранитов западной части Адуйского массива и интерпретация ранее полученных геохронологических данных с целью уточнения времени становления массива. Для этого были датированы цирконы из гранитов, прорывающих как каменноугольные гранитоиды метаморфического основания, так и продукты их плавления (?) – пегматоидные граниты в западном контакте Адуя, вскрытом карьером в районе месторождения строительного камня Крутиха-2 (57°21.253' с. ш., 61°08.142' в. д., рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АДУЙСКОГО МАССИВА

Адуйский массив вытянут в меридиональном направлении на 39 км. Его форма пластообразная, с падением на восток. Он сложен калинатровыми адаметеллитами, гранитами, лейкогранитами пермского возраста (Ферштатер, 2013), залегающими между докембрийскими кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами Мурзинско-Адуйского блока (МAB), выходящими на поверхность к западу от массива, и вулканогенно-осадочными комплексами PZ₁₋₂, расположенными восточнее (см. рис. 1). По мнению Г.Б. Ферштатера (2013), массив можно рассматривать как межформационный. Его строение многофазное. Согласно В.П. Олерскому с соавторами (1984), на западе преобладают породы

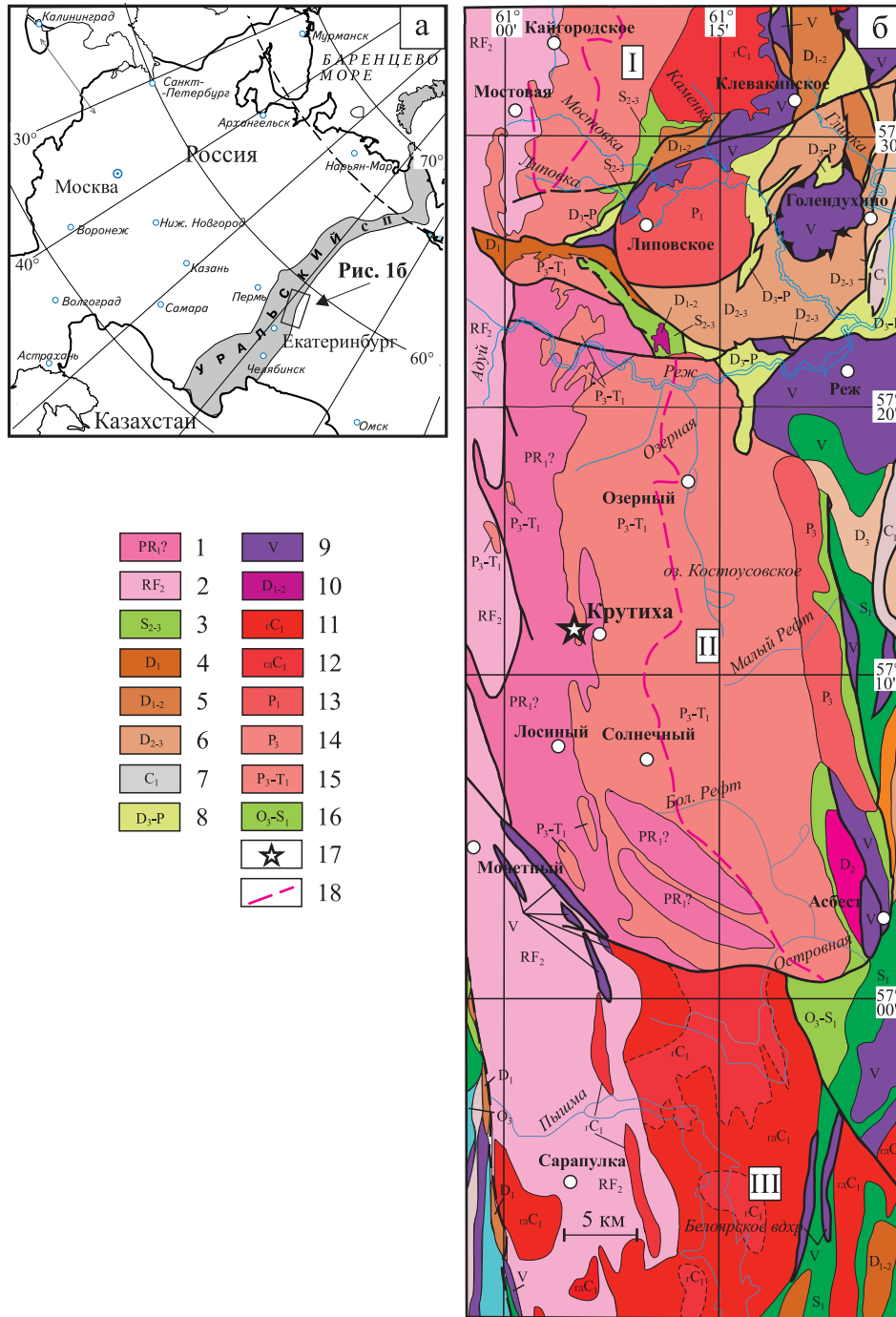


Рис. 1. Карта-врезка территории Уральского складчатого пояса (а), геологическая позиция Адуйского гранитного массива в составе Мурзинско-Адуйского метаморфического блока (Казаков, 2014, с изменениями) (б).

а – территория Уральского складчатого пояса обозначена серым цветом; площадь основного рисунка выделена черным прямоугольником.

б – метаморфические и магматические ассоциации: 1 – мигматит-гнейсовая (PR₁?); 2 – кристаллических сланцев, пара- и ортогнейсов (RF₂); 3 – терригенно-кремнистая (S₂₋₃); 4 – терригенно-карбонатная (D₁); 5 – карбонатно-терригенно-базальт-андезит-риолитовая (D₁₋₂); 6 – кремнисто-базальт-андезитбазальтовая (D₂₋₃); 7 – карбонатно-терригенно-базальт-риолитовая (C₁); 8 – меланж полимиктовый (D_{3-P}); 9 – дунит-гарцбургит-габбровая (v); 10 – диорит-плагиогранитовая (D₁₋₂); 11 – гранодиорит-гранитовая (гC₁); 12 – гранодиориты, тоналиты (гдC₁); 13 – монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовая (P₁); 14 – субщелочные (монцодиорит-гранитные и гранитные) комплексы (P₃); 15 – гранитовая, гранит-лейкогранитовая (P_{3-T1}); 16 – metabазальты афировые, мелкопорфировые, метаандезитовые, углеродисто-кварцевые сланцы (O_{3-S1}); 17 – карьер Крутиха-2, место отбора проб (обр. 34, 38, 62 и 39); 18 – штриховая линия, разделяющая примерные области развития гранитов ватихского и мурзинского комплексов, Адуйского и Мурзинского массивов. Массивы: I – Мурзинский, II – Адуйский, III – Каменский.

Fig. 1. Inset map of the territory of the Ural Folded Belt (a), geological position of the Aduisky granite massif within the the Murzinsko-Aduisky metamorphic block (Kazakov, 2014, with changes) (б).

a – the territory of the Ural Folded Belt is shown in gray; the area of the main picture is shown with a black rectangle.
б – metamorphic and magmatic associations: 1 – migmatite-gneiss (PR₁?); 2 – crystalline schists, para- and orthogneisses (RF₂); 3 – terrigenous-siliceous (S₂₋₃); 4 – terrigenous-carbonate (D₁); 5 – carbonate-terrigenous-basalt-andesite-rhyolite (D₁₋₂); 6 – siliceous-basalt-andesite-basalt (D₂₋₃); 7 – carbonate-terrigenous-basalt-rhyolitic (C₁); 8 – polymictic melange (D₃-P); 9 – dunite-harzburgite-gabbro (v); 10 – diorite-plagiogranite (D₁₋₂); 11 – granodiorite-granite (gC₁); 12 – granodiorites, tonalites (gdC₁); 13 – monzodiorite-granosyenite-leucogranite (P₁); 14 – subalkaline (monzodiorite-granite and granite) complexes (P₃); 15 – granite, granite-leucogranite (P₃-T₁); 16 – metabasalts aphyric, fine porphyritic, metaandesitic, carbonaceous-quartz schists (O₃-S₁); 17 – quarry Krutikha-2, sampling site (samples 34, 38, 62 and 39); 18 – dotted line separating the approximate areas of development of granites of the vatih and murzinsky complexes, Aduisky and Murzinsky massifs. Massifs: I – Murzinsky, II – Aduisky, III – Kamensky.

I фазы, представленные гнейсовидными адамеллитами, биотитовыми гранитами; на востоке доминируют массивные биотитовые, двуслюдяные граниты II фазы. Возможно выделение большего количества фаз, на что указывают материалы геологическочных работ М.С. Рапопорта, И.А. Медякова (1974), И.И. Казакова с соавторами (2014). Восточный контакт массива с породами палеозоя резкий, секущий. Западный контакт с вмещающими гнейсами имеет извилистые границы, осложненные перемежаемостью гнейсов с телами гранитов I фазы Адуйского массива, наличием скринов и линз гнейсов среди гранитов.

Западный контакт изучен нами в карьере месторождения Крутиха-2 (см. рис. 1). Ранее здесь было предложено выделять Крутихинский массив (Вишнякова и др., 2018), сложенный мигматизированными гранодиоритами каменноугольного возраста, прорванными продуктами их плавления – пегматоидными гранитами и лейкогранитами. Поскольку контуры данного массива не были установлены, а генетическая связь между гранодиоритами и секущими их гранитами требует доказательств, мы вернулись к интерпретации Крутихинского массива как краевой, экзоконтактной части Адуа, сложенной ортогнейсами, прорванными обильными телами гранитов, доля которых достигает 40–60% объема.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение циркона включало дробление пробы до фракции менее 0.5 мм, промывку дробленого материала в воде до серого шлиха, магнитную сепарацию, разделение немагнитной фракции в тяжелых жидкостях по удельному весу, ручной отбор зерен под биноклем. U-Pb датирование цирконов выполнено с помощью прецизионного вторично-ионного микроанализатора высокого разрешения SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по методике (Williams, 1998), аналитик Н.В. Родионов. Концентрации петрогенных элементов определены на рентгенофлуоресцентных спектрометрах СРМ-18, СРМ-25, VRA-30 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева), а рассеянных – на масс-спектрометре ICP-MS ELAN-9000 фирмы

Perkin Elmer (аналитики Д.В. Киселева, Н.В. Черденченко, Л.К. Дерюгина). Изучение состава породообразующих минералов из главных разновидностей пород массива выполнено на микроанализаторе Cameca SX100 и электронном сканирующем микроскопе JSM 6390LV в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД

Наиболее древними породами в изученной нами зоне западного контакта Адуйского массива являются средне-крупнозернистые биотит-рогово-обманковые диоритогнейсы (обр. 34), переходящие в биотитовые гранодиоритогнейсы. Они содержат тела средне-мелкозернистых биотитовых гранитов гнейсовидного облика (гранитогнейсов) с элементами шлировых текстур (обр. 38). Простирающие гнейсоватости северо-западное, падение крутое юго-восточное, совпадающее с ориентировкой деформационно-структурных элементов в МАБ. В составе диоритогнейсов преобладает плагиоклаз An₃₁₋₄₃, биотит (MgO/(MgO + FeO) или Mg# – 0.53–0.67 мол. %), кварц, иногда встречаются роговая обманка (Mg# – 0.59–0.64) и ортоклаз, в акцессорных количествах присутствуют апатит, титанит, циркон, магнетит. Гранитогнейсы состоят из кварца, плагиоклаза An₁₇₋₂₁ (иногда антипертитового строения), ортоклаза (реже ортоклаз-пертита), биотита (Mg# – 0.45–0.51), присутствуют циркон, апатит, титанит, редко мусковит, монацит, псевдобрукит, ильменит. С химическим составом породообразующих минералов этих и приведенных далее разновидностей пород можно ознакомиться в работе (Вишнякова и др., 2018).

Прорывающие гнейсы пегматоидные граниты (обр. 62 – пегматоидная разновидность, обогащенная калишпатом) имеют массивный или такситовый облик, варьируют от средне- до гигантозернистых разновидностей. Они образуют систему крутопадающих тел дайкообразной формы, вытянутых в меридиональном направлении вдоль контакта массива, пересекая гнейсоватость под острыми углами. Их количество возрастает на восток по мере приближения к массиву. В составе доминирует плагио-

клас (An_{14-16} , иногда антипертитового строения), ортоклас-пертит, кварц, биотит ($Mg\# - 0.46-0.48$); присутствуют мусковит, апатит, титанит, циркон, монацит, магнетит.

Тела мелкозернистых гранитов (обр. 39) секут все предыдущие разности пород. Они имеют гипидиоморфно-зернистую структуру, массивную текстуру, сложены слабо зональным плагиоклазом An_{16-24} , ортоклазом (иногда ортоклас-микрклином), кварцем, биотитом ($Mg\# - 0.35-0.47$). На границах зерен плагиоклаза и щелочно-полевого шпата часто образуются мирмекиты. В небольшом количестве отмечаются мусковит, магнетит, псевдобрукит, апатит, циркон, монацит; титанит в гранитах в отличие от диорито-, гранито-гнейсов и пегматитов – отсутствует (Вишнякова и др., 2018). Заметим, что отсутствие титанита ранее было использовано при геологической съемке в качестве минералогического маркера принадлежности гранитов ко второй фазе массива (Олерский и др., 1984).

Все перечисленные породы гранитоидного состава, включая ортогнейсы, принадлежат известково-щелочным сериям умеренной и нормальной щелочности и относятся к умеренно- или высококалиевым (рис. 2). Их химический состав приведен в работе (Вишнякова и др., 2018). Позиция фигуративных точек пород на классификационных диаграммах позволяет выделить две главные серии. Первая – это диорито- и гранодиоритогнейсы (обр. 34 и др.), подобные гранитоидам Каменского массива, расположенного к югу от Адуйского. Их петротипом является тоналит-гранодиоритовая серия Верхисетского массива (C_1-C_3). Они испытали метаморфизм и анатексис, послужив в том числе источником вещества для адуйских гранитов (Ферштатер, 2013). Вторая серия – жильные граниты (обр. 39 и др.), сопоставимые с гранитами центральной и восточной частей Адуйского массива. Они принадлежат Мурзинско-Адуйской адаметлит-гранит-лейкогранитной серии (P_1-T_1) и могут быть использованы для оценки возраста этих пород. Принадлежность гранито-гнейсов и пегматоидных гранитов к определенным формационным типам гранитоидов не столь однозначна. Например, гранито-гнейсы (обр. 38) имеют черты сходства с гранитоидами Степнинской и Шиловско-Коновской группы массивов монцитит-гранит-лейкогранитовой серии (P_1-T_1).

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА

Большинство кристаллов циркона в граните (обр. 39) бесцветные прозрачные, реже встречаются окрашенные в желто-коричневатые цвета полупрозрачные разности. Они имеют бипирамидально-призматический облик (отношение длины к шири-

не 2:1 – 4:1) и характерное внутреннее строение, обусловленное наличием низкоурановых светлых на катодолюминесцентных изображениях ядер и высокоурановых темных кайм, обладающих тонкой ритмичной зональностью. Наблюдаются редкие минеральные включения неправильной формы. Важнейшей особенностью некоторых ядер является их обломочный облик без признаков абразии (см. кристаллы 3, 6 обр. 39 на рис. 3а). На одном зерне отмечены следы растворения/плавления минерального включения в форме луковицы, впоследствии регенерированного цирконом каймы. С учетом отсутствия выраженных явлений катаклаза пород данное обстоятельство служит доказательством ксеногенного характера ядер и, соответственно, магматического генезиса кайм.

Темные в КЛ каймы присутствуют в абсолютном большинстве зерен. Им, как и ядрам, свойственна тонкая ритмичная зональность. Характер контакта между ядром и каймой даже в случае, когда ядро имеет обломочный облик, указывает на дорастание ядер. Различия физических свойств между ядром и каймой подчеркивают трещины, преимущественно локализующиеся в ядрах кристаллов.

Для ядер характерно низкое отношение Th/U в диапазоне 0.09–0.24 (рис. 3д). В каймах оно еще ниже – 0.04–0.01. Отметим, что столь низкое отношение Th/U служит признаком гидротермального происхождения циркона (Rubatto, 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Kaulina et al., 2020). Тем не менее данный критерий не всегда может быть использован для генетической интерпретации.

Результаты датирования приведены в табл. 1 и на рис. 3. Конкордантный возраст ядер составляет 270.4 ± 1.1 млн лет; датировки богатых ураном кайм – 261–248 млн лет (рис. 3е).

Ранее в работе (Вишнякова и др., 2017) были рассмотрены кристаллы циркона из диоритогнейса (обр. 34), гранито-гнейса (обр. 38) и пегматоидного гранита (обр. 62). Их внешний облик в названных породах близок. Преобладают удлиненные призматические зерна, отношение длины к ширине в которых составляет 2:1 – 5:1. Зональность хорошо выражена (рис. 3б–г), имеет осцилляторный характер с зонами, параллельными призме и дипирамидам, и только в обр. 34 резко доминируют зоны, параллельные призме. Отношение Th/U в цирконе обр. 34 колеблется в пределах 0.72–0.24; обр. 38 – 0.73–0.16; обр. 62 – 0.86–0.02. Однако если удалить из выборки зерна с высокой величиной дискордантности >5 , оставшиеся зерна будут иметь очень узкий диапазон отношения Th/U в районе 0.6 (рис. 3д), более точно характеризую состав первичного циркона и его среды кристаллизации.

Большинство зерен циркона обр. 62 окружены тонкими очень темными в КЛ каймами, присутствуют и полностью темные зерна с ритмичной

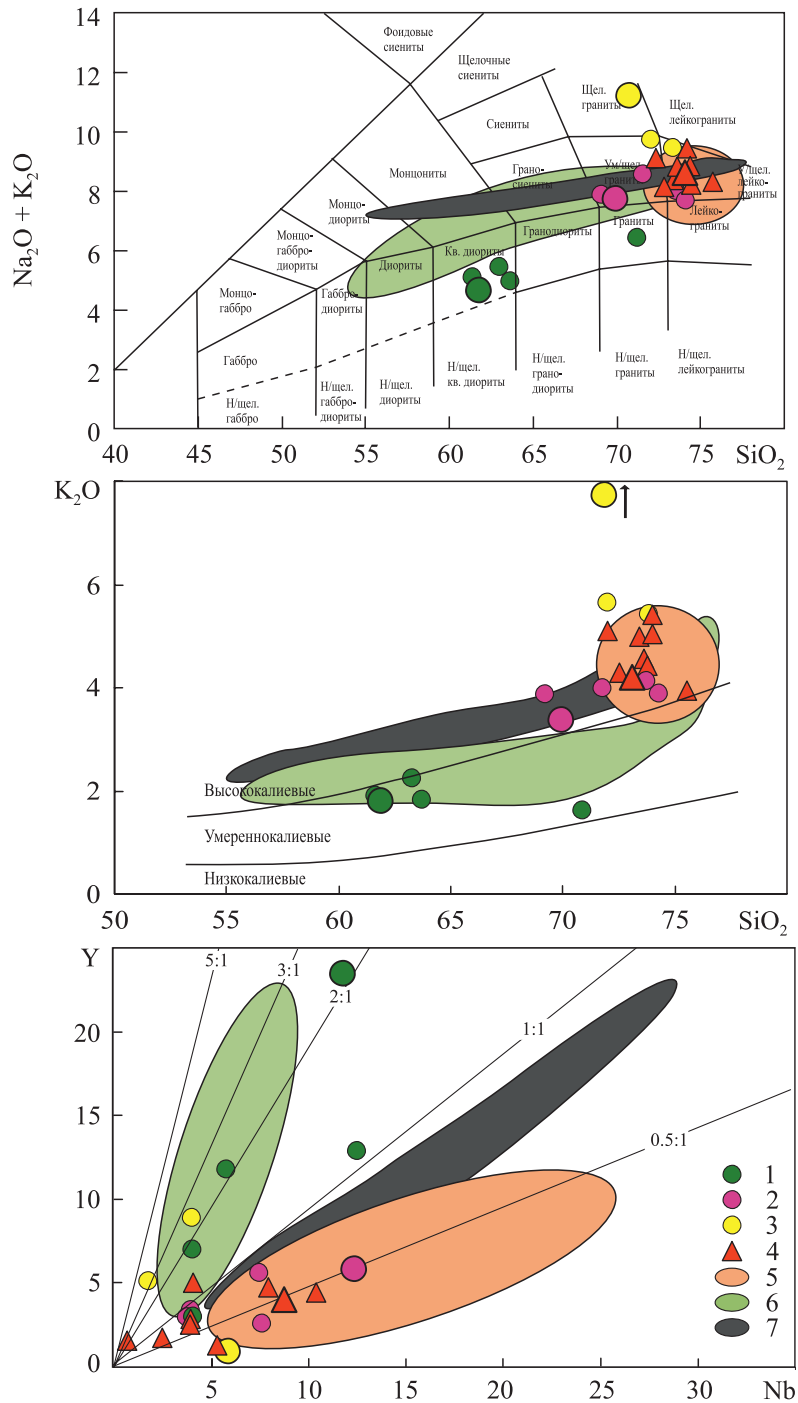


Рис. 2. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ и $\text{Y}-\text{Nb}$ для гранитоидов западной части Адуйского массива.

1 – диоритогнейсы; 2 – гранитогнейсы; 3 – пегматоидные граниты; 4 – лейкограниты; 5 – гранитоиды адамеллит-гранит-лейкогранитной формации, слагающие Адуйский и Мурзинский массивы (Ферштатер, 2013); 6 – граниты тоналит-гранодиорит-гранитной формации Каменского и Верхисетского массивов (Ферштатер, 2013); 7 – гранит-лейкогранитовая формация Шиловско-Коневской группы и Степнинского массива (Каллистов, Осипова, 2019). Крупными значками показаны составы пород, из которых были выделены и проанализированы цирконы.

Fig. 2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ and $\text{Y}-\text{Nb}$ diagrams for granitoids of the western part of the Aduisky massif.

Symbols: 1 – diorite-gneisses; 2 – granite-gneisses; 3 – pegmatoid granites; 4 – leucogranites; 5 – granitoids of adamellite-granite-leucogranite formation, composing the Aduisky and Murzinsky massifs (Fershtater, 2013); 6 – granites of tonalite-granodiorite-granite formation Kamensky and Verkhisetsky massifs (Fershtater, 2013); 7 – granite-leucogranite formation of the Shilovsky-Konevsky group and Stepninsky massif (Kallistov, Osipova, 2019). Large icons show the compositions of rocks from which zircon was isolated and analyzed.

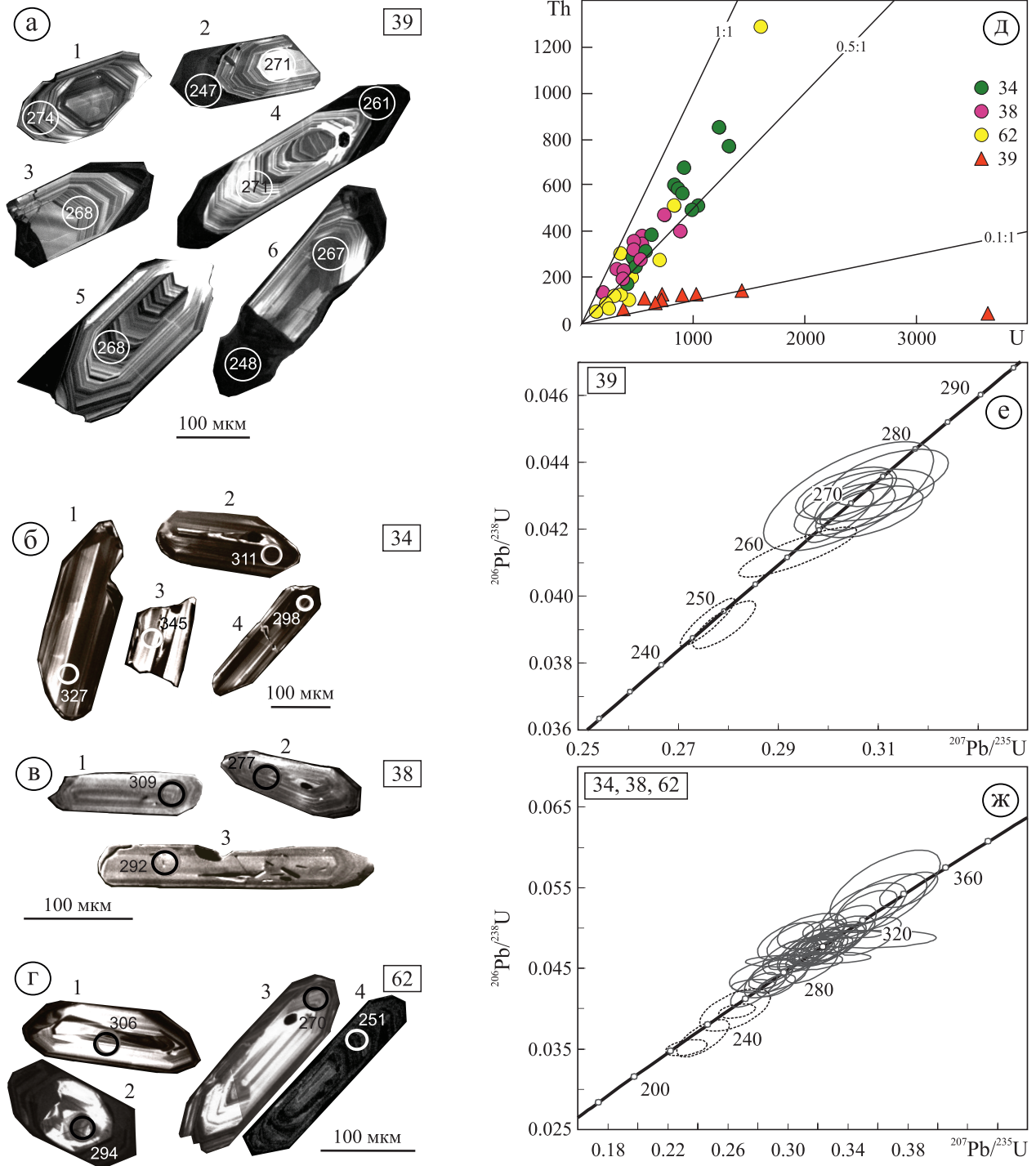


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения зерен циркона (обр. 39, 34, 38, 62) и диаграммы Th–U, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Кружками на микрофотографиях показаны кратеры, в которых производились измерения; цифры соответствуют измеренному возрасту. Овалы на конкордиях представляют циркон ядер (сплошные линии) и кайм (пунктирные линии) (Вишнякова и др., 2017). На диаграмму Th–U нанесены составы, имеющие величину дискордантности менее 5.

Fig. 3. Cathodoluminescence images of zircon grains (samples 39, 34, 38, 62) and Th–U diagrams, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

The circles in the microphotographs show the craters in which the measurements were made; the numbers correspond to the measured age. Ovals on concordias represent zircon cores (solid lines) and rims (dotted lines) (Vishnyakova et al., 2017). Compositions with a discordance value of less than 5 are plotted on the Th–U diagram.

Таблица 1. U-Pb возраст ядер 1–9 и кайм 10–12 зерен циркона в граните (обр. 39)**Table 1.** U-Pb age of cores 1–9 and rims 10–12 of zircon grains in granite (sample 39)

Содержание, г/г			Изотопные отношения ± % (1σ)			Возраст ± 1σ, млн лет		D, %
U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
573.62	94.61	21.50	0.1704	0.0436 ± 1.3	0.0520 ± 2.10	274.8 ± 3.5	285 ± 49	3.6
380.26	51.60	14.10	0.1402	0.0430 ± 2.5	0.0513 ± 2.80	271.5 ± 6.6	254 ± 64	-6.3
684.63	79.23	25.40	0.1196	0.0431 ± 1.2	0.0511 ± 1.80	271.9 ± 3.3	245 ± 42	-9.8
1445.83	136.15	53.30	0.0973	0.0429 ± 1.2	0.0515 ± 1.10	270.9 ± 3.2	265 ± 26	-2.1
720.96	115.98	26.40	0.1662	0.0426 ± 1.2	0.0517 ± 1.80	268.8 ± 3.3	270 ± 40	0.6
2112.76	516.35	77.00	0.2525	0.0424 ± 1.2	0.0517 ± 0.97	267.7 ± 3.2	272 ± 22	1.6
702.46	86.77	25.80	0.1276	0.0428 ± 1.2	0.0522 ± 1.60	269.9 ± 3.3	293 ± 36	8.5
1036.33	112.60	38.70	0.1123	0.0430 ± 1.2	0.0519 ± 2.50	271.6 ± 3.2	281 ± 58	3.5
900.61	113.69	33.00	0.1304	0.0425 ± 1.2	0.0526 ± 1.90	268.4 ± 3.2	310 ± 43	15.5
3634.24	23.42	122.00	0.0067	0.0392 ± 1.2	0.0517 ± 0.89	247.6 ± 2.9	272 ± 20	10.0
5230.91	183.87	186.00	0.0363	0.0413 ± 1.2	0.0516 ± 0.74	261.0 ± 3.0	266 ± 17	2.0
5567.77	34.60	188.00	0.0064	0.0392 ± 1.2	0.0510 ± 0.58	248.0 ± 2.9	241 ± 13	-2.8

Примечание. Погрешности составляют ±1σ. Данные возраста приведены с коррекцией на ²⁰⁴Pb. Pb* – радиогенный свинец. D – дискордантность. Ошибка калибровки стандарта 0.34%. Дискордантность рассчитана по формуле $D = (\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1) \times 100\%$.

Note. The errors are ±1σ. Age data are corrected for ²⁰⁴Pb. Pb* – radiogenic lead. D – discordance. Standard calibration error 0.34%. Discordance is calculated using the formula $D = (\text{Age } (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) / \text{Age } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1) \times 100\%$.

зональностью, ранее ускользнувшие от внимания в указанной работе. Они содержат 1500–17000 г/г U и имеют отношение Th/U менее 0.05. По этим признакам такой циркон подобен каймам из обр. 39. Подобие заключается и в том, что ядра могут иметь обломочный облик, например зерно 2 на рис. 3г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Последовательность событий, приведших к образованию Адуйского массива, ранее была продемонстрирована на примере его западной части, представленной перемежаемостью гранитов и ортогнейсов (Вишнякова и др., 2018). Так, в аподиоритовом ортогнейсе (обр. 34) были выявлены возрастные группы циркона – 335.0 ± 12.7 , 306.4 ± 7 и 283.2 ± 7.3 млн лет, в гнейсовидном граните (обр. 38) – 342 ± 9 , 307.8 ± 5.2 и 286.1 ± 8.1 , в пегматоидном граните (обр. 62) – 329.6 ± 9.3 , 303.9 ± 5.8 , 292.4 ± 2.6 и 270.3 ± 5.6 млн лет. Предполагается, что данные группы отражают стадии магматической кристаллизации, мигматизации, частичного плавления и кристаллизации анатектического расплава. Однако наблюдаемое на катодолюминесцентных изображениях строение зерен циркона из гнейсов, как и ядер цирконовых зерен из пегматоидных гранитов, не позволяет однозначно выделить данные группы (или популяции), соотносимые с обозначенными возрастными кластерами. Широкий разброс возрастов, по-видимому, можно объяснить не отдельными популяциями, а потерей свинца (“сползанием по конкордии” от 345 до 270 млн лет, рис. 3ж) цирконами протолита в процес-

се его метаморфизма до момента массового плавления и гранитообразования в МАБ.

Датировки ядер зерен циркона из гранитов (обр. 39) образуют единый возрастной кластер 270.4 ± 1.1 млн лет, совпадающий со временем преобразования циркона в ортогнейсах. Соответственно, можно предположить этот возрастной рубеж в качестве завершающего этапа высокоградного (в параметрах верхов амфиболитовой фации) метаморфизма и начала массового гранитообразования в метаморфическом блоке.

В пегматоидном граните ядра зерен циркона имеют те же строение, состав (отношение Th/U) и возраст, что и циркон вмещающих гнейсов, но встречаются каймы и отдельные зерна высокоуранового циркона (обр. 62, зерна 4 на рис. 3г), которые могут быть соотнесены с процессом образования этого гранита. Они имеют датировки моложе 270 млн лет, не учтенные ранее в качестве самостоятельной группы по причине высокой дискордантности значений возраста (Вишнякова и др., 2018). Подобные высокоурановые цирконы с датировками 260–250 млн лет характеризуют граниты центральной и восточной частей Адуйского массива, жильные граниты из гнейсов в основании Мурзинского массива и сам Мурзинский массив (Краснобаев и др., 2006; Шардакова и др., 2021), давая подсказку о времени главного этапа гранитообразования в МАБ.

Новые возрастные данные, полученные для кайм зерен циркона в граните (обр. 39), показывают их близость каймам циркона пегматоидных гранитов (обр. 62) и гранитов центральной и восточной частей массива (Краснобаев и др., 2006). Та-

кой циркон находится в равновесии с монацитом, имеет высокое содержание U и очень низкое отношение Th/U. Следовательно, его возраст можно уверенно отождествлять со временем кристаллизации массива в интервале 265–250 млн лет. Этот возрастной интервал подтверждается датировками гранитов другими изотопными методами: U-Pb и химическим U-Th-Pb датированием монацита, Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar (Попов и др., 2003; Ферштатер и др., 2003; Mao et al., 2003; Вотяков и др., 2010; Хиллер и др., 2015; Замятин и др., 2017; Смирнов и др., 2022). Ему не противоречат и Re-Os оценки времени формирования молибденового оруденения (273 ± 5 и 282 ± 6 млн лет), связанного с Малышевским массивом (Mao et al., 2003), на который аду́йские граниты оказали термальное воздействие.

Низкое отношение Th/U в ядрах циркона обр. 39 относительно аналогичных ядер в пегматоидных гранитах обр. 62 может указывать на иной состав протолита этих гранитов. Аргументом в пользу различных источников гранитов может служить высокое первичное изотопное отношение стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₂₇₀ = 0.713 в обр. 39, отличное от такового в пегматоидных гранитах – 0.708 (Вишнякова и др., 2018). На различие в составе коровых протолитов Аду́йского массива обратил внимание В.С. Попов с соавторами (2003), показав гетерогенность его изотопных резервуаров. В качестве таковых были предложены разновозрастные докембрийские сиалические породы МАБ. Вклад палеозойских гранитоидов как источника вещества для Аду́йского и Мурзинского массивов также рассматривается в работах (Ферштатер, 2013; Ферштатер и др., 2019). Такие породы в западном контакте Аду́йского массива представлены диорито- и гранитогнейсами с низким первичным отношением изотопов стронция – 0.704–0.706, и именно они могли являться источником, в частности, пегматоидных гранитов.

ВЫВОДЫ

Жильные граниты в метаморфическом обрамлении Аду́йского массива по петро- и геохимическим характеристикам сопоставимы с гранитами главных фаз. Они, как и граниты, слагающие массив, содержат кристаллы циркона гетерогенного происхождения. Такие цирконы имеют светлые в КЛ ядра, часто обломочного облика без признаков абразии. Отношение Th/U в ядрах варьирует (0.6–0.1) в зависимости от состава протолита гранитов Аду́йского массива, в роли которого могли выступать допалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы и палеозойские гранитоиды. Темные в КЛ каймы, как и ядра, обладают тонкой ритмичной зональностью. Отношение Th/U в каймах менее 0.05.

Датировки циркона ортогнейсов и ядер из гранитов варьируют в диапазоне от 290 до 270 млн лет, отражая длительный процесс метаморфизма

пород различного возраста, состава и генезиса. Датировки кайм определяют кристаллизацию высококальциевых гранитов Аду́йского массива в интервале 265–250 млн лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вишнякова М.Д., Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2017) U-Pb возраст циркона из пород Крутихинского массива – возможного протолита части гранитов Аду́йского массива (Средний Урал). *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 164, 260-263.
- Вишнякова М.Д., Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. (2018) Процессы мигматизации и гранитообразования в западном экзоконтакте Аду́йского массива (Средний Урал). *Вестн. Перм. ун-та*, 17(3), 208-227. <https://doi.org/10.17072/psu.geol.17.3.208>
- Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Шапова Ю.В., Поротников А.В. (2010) Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: методические аспекты. *Литосфера*, (4), 94-115.
- Замятин Д.А., Вотяков С.Л., Ферштатер Г.Б., Вишнякова М.Д. (2017) Химическое U-Th-Pb-датирование и структурное разупорядочение монацита-(Ce) из гранитоидов Аду́йского массива, Средний Урал. *Докл. АН*, 476(1), 83-87. <https://doi.org/10.7868/S0869565217250181>
- Золоев К.К., Контарь Е.С., Левин В.Я., Лисицын А.И., Мормиль С.И., Попов Б.А., Рапопорт М.С., Шуб В.С. (1990) Глубинное строение и металлогения подвижных поясов. М.: Недра, 191 с.
- Казаков И.И., Стороженко Е.В., Харитонов И.Н., Стефановский В.В., Кошевой Ю.Н. (2014) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Карта доплиоценовых образований. Среднеуральская серия. Л. О-41-XXVI (Асбест).
- Каллистов Г.А., Осипова Т.А. (2019) К характеристике геохимических особенностей гранитоидов Шиловко-Коновской группы массивов (Средний Урал), продуктивных на вольфрамовое оруденение грейзенового типа. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, 12(300), 4-11.
- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. (2006) Полигенные цирконы Аду́йского батолита (Средний Урал). *Докл. АН*, 410(2), 244-249.
- Олерский В.П., Машаров А.А., Грабежева Т.Г. (1984) Групповое геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Аду́йской площади. Л. О-41-87-В (ю. п.), О-41-99-А, Б, В, О-41-111-А, В в Режевском, Березовском и Белоярском районах Свердловской области. Отчет Западно Аду́йской ГСП за 1979–1984 гг. Свердловск, ТГФ.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю., Беляцкий Б.В. (2003) Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Аду́йского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd изотопные данные. *Литосфера*, (4), 3-18.
- Рапопорт М.С., Медяков И.А. (1974) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Л. О-41-99-Г, О-41-111-Б, О-41-111-Г. Отчет Белоярского геологического отряда о геологическом доизучении за 1970–1974 гг. ТФГИ по УрФО № 34418.

- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В., Захаров А.В., Ерохин Ю.В. (2022) ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование пегматитов Мурзинско-Адуйского района (Средний Урал): результаты и их геологическая интерпретация. *Литосфера*, **22**(5), 612-623. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-612-623>
- Ферштатер Г.Б. (2013) Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 365 с.
- Ферштатер Г.Б., Гердес А., Смирнов В.Н. (2003) Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 150, 146-150.
- Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Монтеро П., Беа Ф., Бородина Н.С., Вишнякова М.Д., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В. (2019) Возраст и изотопно-геохимические особенности мурзинско-адуйского метаморфического комплекса в связи с проблемой формирования Мурзинского межформационного гранитного плутона. *Геология и геофизика*, **60**(3), 342-365. <https://doi.org/10.15372/GiG2019039>
- Хиллер В.В., Попов М.П., Ерохин Ю.В., Захаров А.В. (2015) Th-U-Pb возраст редкометалльных гранитных пегматитов в восточном экзоконтакте Адуйского массива (Средний Урал). *Вестн. ВГУ. Сер.: Геология*, (4), 61-65.
- Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Краснобаев А.А., Бородина Н.С., Червяковская М.В. (2021) Цирконы из пород Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса (Средний Урал): геохимия, термометрия, полихронность, генетические следствия. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 332-349. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527>
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon*. (Ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin). Berlin; Boston: De Gruyter, 27-62. <https://doi.org/10.1515/9781501509322-005>
- Kaulina T., Lyalina L., Kamenetsky V., Il'chenko V., Bocharov V., Gannibal M. (2020) Composition and Structure of Zircon from Hydrothermal Uranium Occurrences of the Litsa Ore Area (Kola Region, Russia). *Geosciences*, **10**(8), 278. <https://doi.org/10.3390/geosciences10080278>
- Mao J., Du A., Seltmann R., Yu J. (2003) Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia. *Mineral. Depos.*, **38**, 251-257. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0331-2>
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>
- Fershtater G.B. (2013) Paleozoic intrusive magmatism of the Middle and Southern Urals. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 365 p. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Gerdes A., Smirnov V.N. (2003) Age and formation history of the Adui granite massif. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 150, 146-150. (In Russ.)
- Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Montero P., Bea F., Borodina N.S., Vishnyakova M.D., Soloshenko N.G., Streletskaia M.V. (2019) Age and Isotope-Geochemical Features of the Murzinka-Adui Metamorphic Complex in Connection with the Problem of Formation of the Murzinka Interformational Granite Pluton. *Russ. Geol. Geophys.*, **60**(3), 287-308 (translated from *Geol. Geofiz.*, **60**(3), 342-365). <https://doi.org/10.15372/RGG2019039>
- Hiller V.V., Popov M.P., Erokhin Yu.V., Zakharov A.V. (2015) Th-U-Pb age of rare-metal granitic pegmatites in the eastern exocontact of the Adui massif (Middle Urals). *Vestn. VSU. Ser.: Geology*, (4), 61-65. (In Russ.)
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Zircon*. (Ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin). Berlin; Boston: De Gruyter, 27-62. <https://doi.org/10.1515/9781501509322-005>
- Kallistov G.A., Osipova T.A. (2019) On the characterization of the geochemical features of granitoids of the Shilovo-Konevsky group of massifs (Middle Urals), productive for greisen-type tungsten mineralization. *Vestn. IG Komi NTs URO RAN*, **12**(300), 4-11. (In Russ.)
- Kaulina T., Lyalina L., Kamenetsky V., Il'chenko V., Bocharov V., Gannibal M. (2020) Composition and Structure of Zircon from Hydrothermal Uranium Occurrences of the Litsa Ore Area (Kola Region, Russia). *Geosciences*, **10**(8), 278. <https://doi.org/10.3390/geosciences10080278>
- Kazakov I.I., Storozhenko E.V., Haritonov I.N., Stefanovskij V.V., Koshevoj Yu.N. (2014) State geological map of the Russian Federation, scale 1 : 200 000. 2nd ed. Map of pre-Pliocene formations. Sredneurskaya series. Sheet O-41-XXVI (Asbest). (In Russ.)
- Krasnobaev A.A., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2006) Polygenic zircons of the Adui batholith (Middle Urals). *Dokl. AN*, **410**(2), 244-249. (In Russ.)
- Mao J., Du A., Seltmann R., Yu J. (2003) Re-Os ages for the Shameika porphyry Mo deposit and the Lipovy Log rare metal pegmatite, central Urals, Russia. *Mineral. Depos.*, **38**, 251-257. <https://doi.org/10.1007/s00126-002-0331-2>
- Olerskii V.P., Masharov A.A., Grabezheva T.G. (1984) Group geological additional study on a scale of 1 : 50 000 of the Aduiskaya area. Sheets O-41-87-B (s.p.), O-41-99-A, B, C, O-41-111-A, B in the Rezhvsky, Berzovskiy and Beloyarskiy districts of the Sverdlovsk region. Report of the West Aduy GSP for 1979-1984. Sverdlovsk, TGF. (In Russ.)
- Popov V.S., Bogatov V.I., Petrova A.Yu., Belyatsky B.V. (2003) Age and possible sources of granites of the Murzinsko-Adui block, Middle Urals: Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Lithosphere (Russia)*, (4), 3-18. (In Russ.)
- Rapoport M.S., Medyakov I.A. (1974) Geological map of the Urals, scale 1 : 50 000. Sheets O-41-99-G, O-41-111-B, O-41-111-G. Report of the Beloyarsk geological survey team on additional geological research for 1970-1974. TFGI in the Urals Federal District no. 34418. (In Russ., unpublished).
- Rubatto D. (2002) Zircon Trace Element Geochemistry: Partitioning with Garnet and the Link between U-Pb Ages and Metamorphism. *Chem. Geol.*, **184**(1-2), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Shardakova G.Yu., Pribavkin S.V., Krasnobaev A.A., Borodina N.S., Chervyakovskaya M.V. (2021) Zircons from rocks of the Murzinka-Adui metamorphic complex: Geo-

REFERENCES

- chemistry, thermometry, polychronism, and genetic consequences. *Geodynamics & Tectonophysics*, **12**(2), 332-349. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0527>
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V., Zakharov A.V., Erokhin Yu.V. (2022) ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of pegmatites in the Murzinsko-Adui region (Middle Urals): Results and their geological interpretation. *Lithosphere (Russia)*, **22**(5), 612-623. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-5-612-623>
- Vishnyakova M.D., Borodina N.S., Fershtater G.B., Bea F., Montero P. (2017) U-Pb age of zircon from rocks of the Krutikhinsky massif – a possible protolith of part of the granites of the Adui massif (Middle Urals). Tr. IGG UrO RAN, vyp. 164, 260-263. (In Russ.)
- Vishnyakova M.D., Borodina N.S., Fershtater G.B., Soloshenko N.G., Streletskaya M.V. (2018) Processes of migmatization and granite formation in the western exocontact of the Adui massif (Middle Urals). *Vestn. Perm. Un-ta*, **17**(3), 208-227. (In Russ.) <https://doi.org/10.17072/psu.geol.17.3.208>
- Votyakov S.L., Hiller V.V., Shchapova Yu.V., Porotnikov A.V. (2010) Chemical electron-probe dating of minerals-concentrators of radioactive elements: methodological aspects. *Lithosphere (Russia)*, (4), 94-115. (In Russ.)
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.*, **7**, 1-35. <https://doi.org/10.5382/Rev.07.01>
- Zamyatin D.A., Votyakov S.L., Fershtater G.B., Vishnyakova M.D. (2017) Chemical U-Th-Pb dating and structural disordering of monazite-(Ce) from granitoids of the Adui massif, Middle Urals. *Dokl. AN*, **476**(1), 83-87. (In Russ.) <https://doi.org/10.7868/S0869565217250181>
- Zoloev K.K., Kontar' E.S., Levin V.Ya., Lisitsyn A.I., Mormil' S.I., Popov B.A., Rapoport M.S., Shub V.S. (1990) Deep structure and metallogeny of mobile belts. Moscow, Nedra Publ., 191 p.

УДК 551.1/4, 571.15, 552.12, 552.512

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-4-686-709

Геологическое положение и вещественный состав песчаников лиственной и марчетинской свит засурьинской серии Горного Алтая

А. К. Крутикова^{1,2}, И. Ю. Сафонова^{1,3}, О. Т. Обут^{1,4}, А. А. Перфилова^{1,2},
И. А. Савинский¹, Н. В. Сенников^{1,4}, Б. Ган⁵

¹Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 1, e-mail: a.krutikova20@gmail.com

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3

³Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15

⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск,
пр-т Академика Коптюга, 3

⁵Юго-Западный университет Цзяотун, факультет наук о Земле и инженерной экологии, 611756, г. Чэнду, Китай

Поступила в редакцию 03.05.2023 г., принята к печати 07.12.2023 г.

Объект исследования. Песчаники лиственной и марчетинской свит засурьинской серии Горного Алтая. **Цель.** Реконструкция состава материнских пород и геодинамической позиции бассейна осадконакопления песчаников засурьинской серии. **Материалы и методы.** Исследовалось стратиграфическое положение граувакк в разрезах. Выполнены петрографические исследования, использованы концентрации породообразующих оксидов, полученных методом рентгенофлуоресцентного анализа. Проведена обработка и интерпретация полученных данных, построены классификационные диаграммы. **Результаты.** Описано геологическое положение песчаников лиственной (участок Молчаниха) и марчетинской (участок Марчета) свит, свидетельствующее об их принадлежности к аккреционному комплексу. Построены абрисы и вертикальные разрезы. По петрографическим и геохимическим данным песчаники соответствуют осадкам первого цикла седиментации – грауваккам. Среди материнских пород песчаников лиственной свиты преобладали гранитоиды и терригенные породы, второстепенные породы – вулканиды основного-среднего состава. Доминирующим материалом в области сноса для песчаников марчетинской свиты являлись вулканиды основного и среднего состава. **Выводы.** Интерпретация полученных геологических и геохимических данных показала, что граувакки лиственной и марчетинской свит образовались при разрушении внутриокеанической дуги, при этом песчаники лиственной свиты накапливались в задуговом бассейне, а песчаники марчетинской – в преддуговом.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, Горный Алтай, засурьинская серия, поздний кембрий – ранний ордовик, граувакки

Источник финансирования

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022) и государственного задания Министерства науки и образования РФ (проекты 122041400044-2, ИГМ СО РАН и FSUS-2020-0039, НГУ)

Geological position and composition of sandstones in the Listvennyy and Marcheta Formations of the Zasur'ya Series, Gorny Altai

Anastasia K. Krutikova^{1,2}, Inna Yu. Safonova^{1,3}, Olga T. Obut^{1,4}, Alina A. Perfilova^{1,2},
Ilya A. Savinskiy¹, Nikolay V. Sennikov^{1,4}, Baoping Gan⁵

¹Novosibirsk State University, 1 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia, e-mail: a.krutikova20@gmail.com

²V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

³A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia

⁴A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia

⁵Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China

Received 03.05.2023, accepted 07.12.2023

Для цитирования: Крутикова А.К., Сафонова И.Ю., Обут О.Т., Перфилова А.А., Савинский И.А., Сенников Н.В., Ган Б. (2024) Геологическое положение и вещественный состав песчаников лиственной и марчетинской свит засурьинской серии Горного Алтая. *Литосфера*, 24(4), 686–709. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-686-709>

For citation: Krutikova A.K., Safonova I.Yu., Obut O.T., Perfilova A.A., Savinskiy I.A., Sennikov N.V., Gan B. (2024) Geological position and composition of sandstones in the Listvennyy and Marcheta Formations of the Zasur'ya Series, Gorny Altai. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 686–709. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-686-709>

© А.К. Крутикова, И.Ю. Сафонова, О.Т. Обут, А.А. Перфилова, И.А. Савинский, Н.В. Сенников, Б. Ган, 2024

Research subject. Sandstones in the Listvenny and Marcheta Formations of the Zasur'ya Series, Gorny Altai. **Aim.** Reconstruction of the parent rocks and geodynamic position of the sedimentation basin of sandstones of the Zasur'ya Series. **Materials and Methods.** The stratigraphic position of greywackes was studied. Petrographic descriptions were carried out using whole-rock compositions obtained by X-ray fluorescence (XFR) analysis. The obtained data were analyzed; classification diagrams were compiled. **Results.** The geological position of the sandstones of the Listvenny Fm. (Molchanikha Locality) and Marcheta Fm. (Marcheta Locality) shows their sediments as part of an accretionary complex. Planar and vertical cross-sections for both localities were constructed. According to petrographic and geochemical data, the sandstones correspond to greywackes, i.e., first-cycle sedimentation rocks. The provenance of the Listvenny sandstones was dominated by intermediate and felsic rocks. The provenance of the Marcheta sandstones was dominated by mafic to intermediate igneous rocks. **Conclusions.** According to the studied geological and geochemical data, the greywackes of the Listvenny and Marcheta fms. were formed by destruction of an intra-oceanic arc. The sandstones of the Listvenny Fm. accumulated in a back-arc basin, and the sandstones of the Marcheta Fm. accumulated in a forearc basin.

Keywords: Central Asian Orogenic Belt, Gorny Altai, Zasur'ya Series, late Cambrian – early Ordovician, greywackes

Funding information

The study was supported by the Russian Science Foundation (project No. 21-77-20022) and the state order of the Ministry of Science and Education of the Russian Federation (projects 122041400044-2, IGM SB RAN and FSUS-2020-0039, NSU)

ВВЕДЕНИЕ

Субдукция океанической коры и образование магматических и осадочных комплексов на конвергентных окраинах тихоокеанского типа являются важнейшими процессами в геологической истории Земли. С ними связан надсубдукционный магматизм внутриокеанических и континентальных дуг. Разрушение островодужных магматических пород и снос эродированного материала в преддуговой бассейн и глубоководный желоб, в меньшей степени – в задуговой бассейн, приводит к формированию характерных обломочных пород – граувакк, в том числе и в составе турбидитовой ассоциации. Позже, в ходе океанической субдукции, такие песчаники могут входить в состав аккреционных комплексов (Isozaki et al., 1990; Wakita, Metcalfe, 2005; Kemkin et al., 2016; Safonova et al., 2021, 2022). По составу песчаники, связанные с разрушением внутриокеанических дуг, практически идентичны магматическим породам дуг, представленных в области сноса. При этом при субдукции и закрытии океана магматические дуги могут быть частично или даже полностью утрачены из геологической летописи вследствие поверхностной или субдукционной эрозии (Сафонова, Ханчук, 2021). В отличие от них большая часть песчаников и ассоциирующих с ними осадочных пород остается на поверхности, позволяя нам определить природу бывшей магматической дуги. Например, если в состав песчаников входят обломки пород, соответствующих основным и средним магматическим сериям, то исходная дуга, вероятно, была внутриокеанической. Другой пример: если петрографический состав песчаников указывает на доминирование в области сноса андезитов и более кислых разностей, то разрушалась, скорее всего, континентальная дуга или активная континентальная окраина (Dickinson, Suczek, 1979; Bhatia, Crook, 1986; и др.).

Во внутриконтинентальных орогенах, таких как Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) – крупнейший фанерозойский аккреционный ороген мира, образованный в ходе эволюции и закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) (Зоненшайн и др., 1990; Dobretsov et al., 1995; Buslov et al., 2001; Windley et al., 2007; Safonova et al., 2011; Kröner et al., 2014; и др.), песчаники входят в состав всех аккреционных комплексов (Перфилова и др., 2022а, б; Safonova et al., 2021, 2022; Konopelko et al., 2021; и др.) или образуют мощные турбидитовые толщи глубоководных бассейнов (Kruk et al., 2017). Для северо-западной части Горного Алтая таких данных о вещественном составе ранее не получено.

В данной статье представлены первые данные по песчаникам засурьинской серии Горного Алтая (лиственная и марчетинская свиты). Актуальность изучения геологического положения и состава песчаников засурьинской серии обусловлена необходимостью уточнения взаимоотношений песчаников с глубоководными кремнистыми осадками – ленточными кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, определения состава и геодинамических обстановок формирования пород в питающей провинции, а также бассейнов осадконакопления.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РЕГИОНА

Образования засурьинской серии распространены в пределах Чарыш-Теректинской зоны северо-западной части Горного Алтая (рис. 1), находящегося в западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО). В свою очередь, АССО расположена в северо-западной части ЦАСП (Зоненшайн и др., 1990; Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Safonova, 2009). Многими исследователями АССО рассматривается как аккреционно-

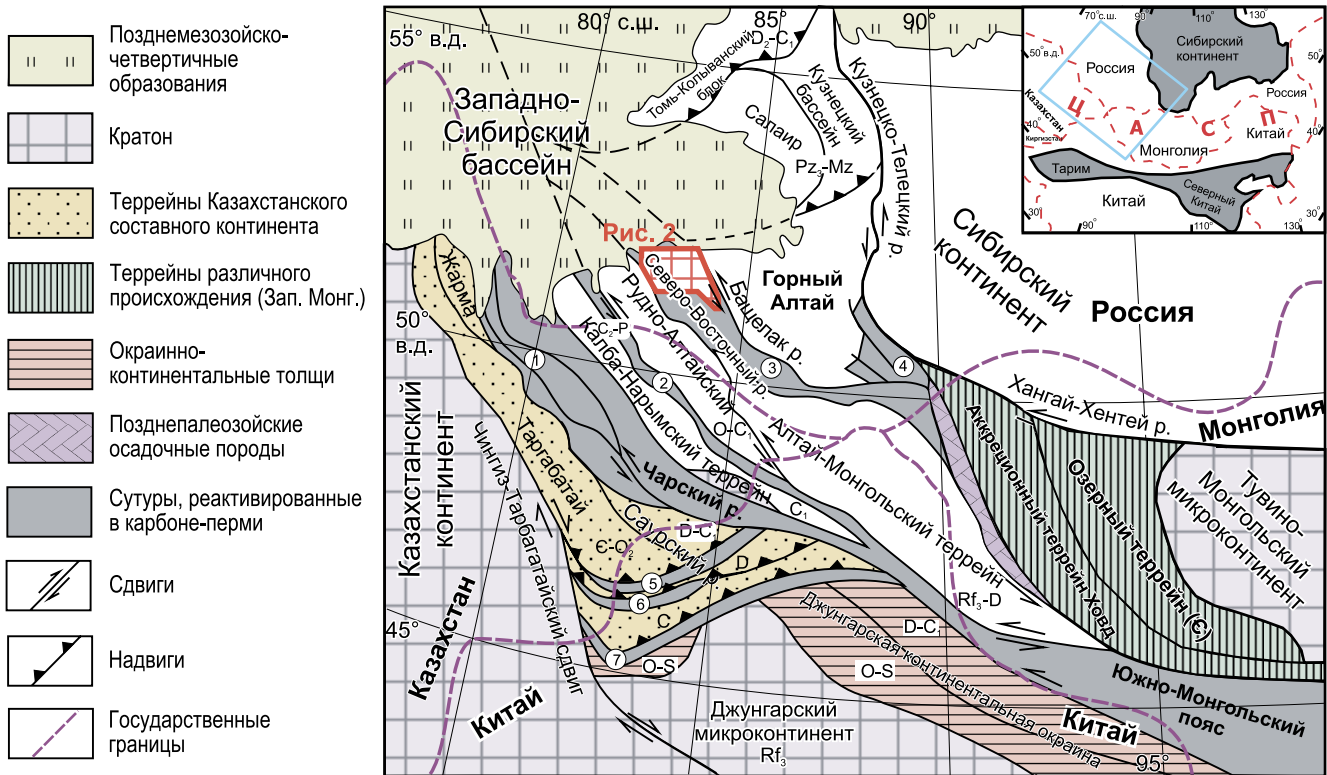


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Алтае-Саянской складчатой области.

Цифрами в кружках отмечены сутурные зоны, по (Buslov et al., 2001): 1 – Чарская, 2 – Иртышская, 3 – Чарыш-Теректинская, 4 – Курайская, 5 – Барлик-Хонгулен, 6 – Майли, 7 – Далабутэ; р. – разлом.

Fig. 1. Tectonic scheme of the western Altai-Sayan folded area.

The numbers in the circles indicate the suture zones, according to (Buslov et al., 2001): 1 – Chara, 2 – Irtysh, 3 – Charysh-Terekta, 4 – Kurai, 5 – Barlik-Khongulen, 6 – Mailskaya, 7 – Dalabute; p. – fault.

коллизийный пояс, сформированный в зоне сочленения Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов (Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2001; Dobretsov et al., 2003; Safonova et al., 2004, 2011; Safonova, Santosh, 2014; и др.). ACCO характеризуется мозаичной структурой, в которой выделяются фрагменты океанической коры в составе аккреционных комплексов, островодужные террейны неопротерозой–раннепалеозойского возраста и древние микроконтиненты (см. рис. 1). Различные террейны ACCO разделены разновозрастными сдвигами, сформированными в результате закрытия ПАО и последующих коллизийных и орогенных процессов (Buslov et al., 2001; Буслов и др., 2003). В эволюции структур ACCO отражены два крупных коллизийных этапа: позднедевонско-раннекаменноугольный и позднекаменноугольно-пермский, соответственно связанные со столкновением Алтае-Монгольского террейна с Сибирским континентом, а затем Казахстанского и Сибирского континентов (Буслов, 1998). В результа-

те коллизии в зоне столкновения Сибирского и Казахстанского континентов активизировались левосторонние сдвиги с амплитудой в сотни километров, которые завершили формирование сутурных зон: Чарской, Иртышской, Чарыш-Теректинской, Курайской, Барлик-Хонгулен, Майли и Далабутэ (см. рис. 1) (Буслов и др., 2003).

Чарыш-Теректинская сутурная зона является одной из главных тектонических структур северо-западного Горного Алтая. Она находится в зоне сочленения Горно-Алтайского, Рудно-Алтайского и Алтае-Монгольского террейнов (см. рис. 1), простираясь на 740 км при ширине до 120 км. От Горно-Алтайского террейна она отделена Башчелакским разломом, а от Рудно-Алтайского и Алтае-Монгольского – Северо-Восточным разломом (см. рис. 1). Чарыш-Теректинская зона включает в себя фрагменты океанической коры ПАО раннепалеозойского возраста (Буслов и др., 1999, 2000; Buslov et al., 2001; Сенников и др., 2001, 2003; Safonova et al., 2011). Образования засурьинской серии образуются в ходе раннепалеозойской эволюции ПАО.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ ЗАСУРЬИНСКОЙ СЕРИИ

В середине прошлого века в северо-западной части Горного Алтая засурьинская серия выделялась в качестве подсвиты в составе пестроцветной свиты (Тихонов, 1956). Позже при крупномасштабной геологической съемке региона (1979–1990 гг.) установлена сильная дислоцированность всех толщ, что сделало невозможным определение четких взаимоотношений выделенных ранее стратиграфических подразделений и, следовательно, их геологического возраста. Позднекембрийско-раннеордовикский возраст пород засурьинской свиты установлен на основании микропалеонтологических данных из кремней и кремнистых аргиллитов как аксайский-флоский века (Ивата и др., 1997). Учитывая сложное строение и значительную продолжительность формирования отложений свиты, Н.В. Сенников с коллегами предложили использовать это подразделение в ранге серии с делением его на три самостоятельные свиты (снизу вверх): листовенную, талицкую и марчетинскую (Сенников и др., 2001). По микропалеонтологическим находкам определены возрасты всех свит засурьинской серии (Сенников и др., 2003, 2011), но их точные возрастные границы остаются неизвестными, так как не все из верхних и нижних горизонтов свит надежно охарактеризованы микрофауной. Более того, микрофаунистические остатки найдены только в глубоководных кремнистых осадочных породах (кремни и кремнистые аргиллиты), хотя в состав засурьинской серии входят также алевролиты, песчаники и эффузивные породы.

С точки зрения литологического состава и возраста пород в северо-западной части Чарыш-Теректинской зоны выделено три структурно-фациальные зоны (с запада на восток): Чарышско-Инская, Талицкая и Ануйско-Чуйская (рис. 2) (Ивата и др., 1997; Сенников и др., 2001, 2003, 2011, 2018). Чарышско-Инская зона представляет собой терригенно-флишoidalный комплекс, включающий в себя черносланцевые образования маралихинской свиты (С?), зеленоцветные терригенные отложения чарышской свиты (С₂), базальты, кремнистые и терригенные отложения листовенной свиты (С₃) засурьинской серии (Сенников и др., 2011). Пестроцветные песчаники, реже алевролиты, гравелиты, конгломераты относятся к суеткинской свите (О₁, тремадокский ярус). Начиная с середины флоского яруса разрез ордовика представлен непрерывной последовательностью терригенных, реже терригенно-карбонатных и карбонатных (в том числе рифогенных) образований воскресенской, бугрышихинской, ханхаринской, техтеньской свит, низов свиты Вторых Утесов, охарактеризованных комплексами пелагических и бентосных групп фауны (Сенников и др., 2018). Талицкая зона сло-

жена отложениями нижнего ордовика, входящими в состав талицкой (тремадокский ярус) и марчетинской (флоский ярус) свит засурьинской серии. В состав Ануйско-Чуйской зоны входят ордовикские отложения, сходные с таковыми Чарышско-Инской единицы. Но отложения, условно отнесенные к тремадокскому ярусу (О₁), представлены пестроцветными песчаниками, реже алевролитами, гравелитами, конгломератами суеткинской и текелинской свит, палеонтологически не охарактеризованы. В северной части зоны выделяются базальты, кремни и сероцветные песчаники марчетинской свиты (О₁) и грубообломочная булухтинская свита катийского яруса (О₃) (Сенников и др., 2018). Отложения засурьинской серии представлены во всех трех зонах (см. рис. 2) и имеют тектонические контакты со смежными геологическими структурами иного возраста и происхождения (Буслов и др., 1999, 2000). Ранее изучены магматические породы (Буслов и др., 1999; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011) и биостратиграфия глубоководных осадочных пород (кремней, кремнистых аргиллитов) (Ивата и др., 1997; Сенников и др., 2001, 2003) засурьинской серии.

Нижняя листовенная свита состоит из базальтов, кремней, кремнистых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Стратиграфически выше базальтов залегают пачки красноцветных кремней, которые перекрываются красными и серыми аргиллитами и алевролитами, переслаивающимися с песчаниками серо-зеленого цвета (рис. 3) (Сенников и др., 2011; Safonova et al., 2011). В кремнях фиксируется микрослоистость (от 0.01–0.02 до 1–2 мм; ленточные кремни), образующаяся за счет красного и коричневого оттенков пород. Границы как между слоями кремней, так и между их слоями и микрослоями относительно четкие, субпараллельные, свидетельствующие об отсутствии волнового воздействия и придонных течений. Оползневые текстуры, конседиментационная асимметричная микроскладчатость (Z-складки) и полусферические отдельные диаметром 10–20 см в кремнях и кремнистых аргиллитах предполагают оползание полулитофицированного осадка по склонам океанических островов (Сенников и др., 2003; Safonova et al., 2011).

Согласно (Ивата и др., 1997; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011), по геохимическим критериям базальты относятся к типу MORB (middle oceanic ridge basalt/базальты срединно-океанических хребтов) и OIB (oceanic island basalt/базальты океанических островов). Лиственная свита палеонтологически охарактеризована конодонтами и радиолариями аксайского и батырбайского веков позднего кембрия, найденными в красноцветных кремнях (Сенников и др., 2003). Нами проанализированы детритовые цирконы из образца песчаника с участка Молчаниха (см. рис. 2). Распреде-

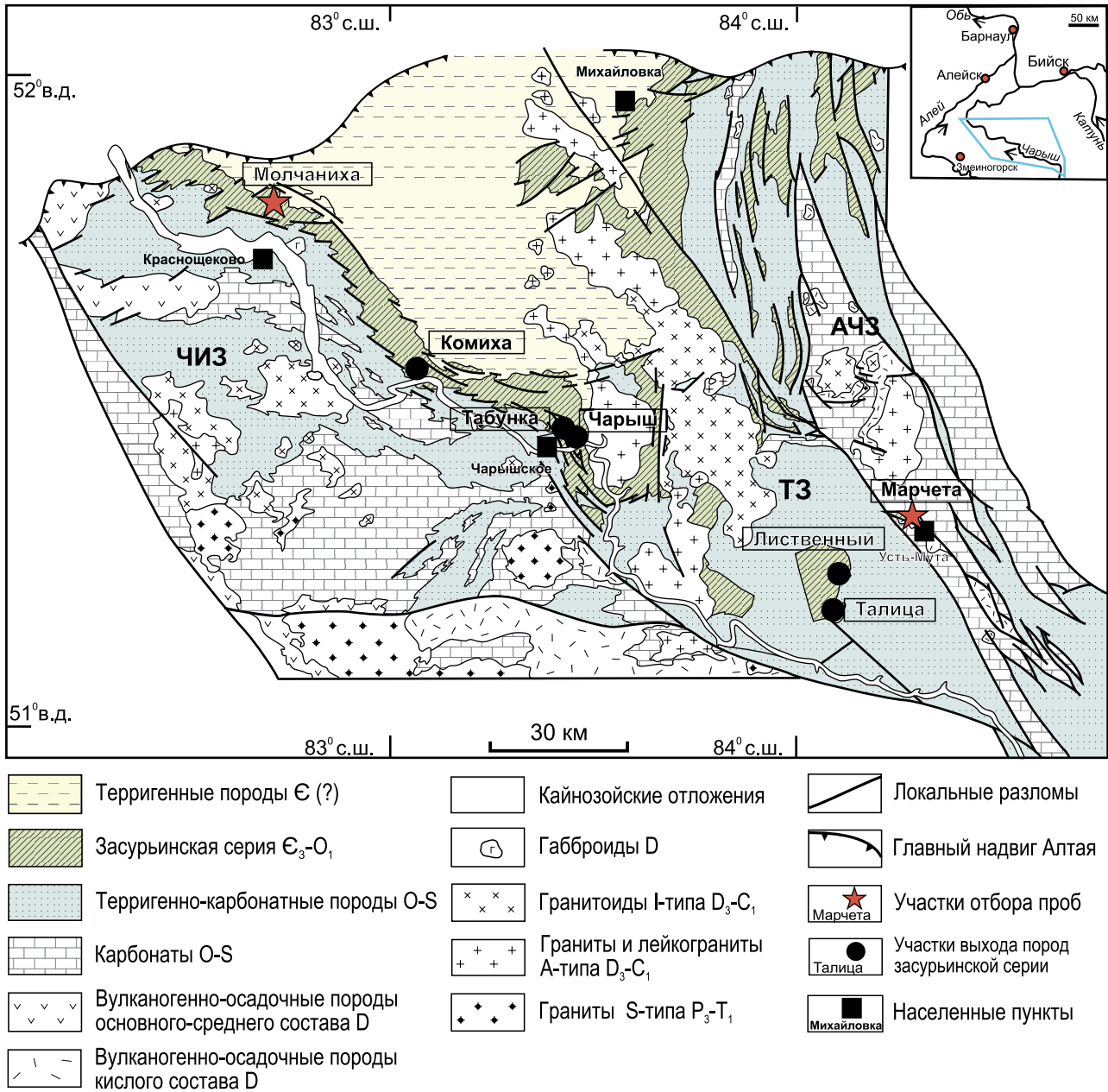


Рис. 2. Геологическая схема северной части Чарыш-Теректинской сдвиговой зоны.

Показаны взаимоотношения образований океанического происхождения засурьинской серии и шельфовых осадочных толщ и интрузивных комплексов структурно-фациальных зон северо-западного Горного Алтая: Чарышско-Инской (ЧИЗ), Талицкой (ТЗ) и Ануйско-Чуйской (АЧЗ), по (Сенников и др., 2003).

Fig. 2. Geological scheme of the northern Charysh-Terekta suture-shear zone.

The relationships between oceanic units of the Zasukh Series and shelf sedimentary rocks and magmatic complexes of other structural-formation zones of north-western Gorny Altai are shown: Charysh-Inya (ЧИЗ), Talitsa (ТЗ), Anui-Chua (АЧЗ), according to (Sennikov et al., 2003).

ние U-Pb возрастов имеет унимодальный характер с пиком на уровне 488 млн лет. Присутствуют единичные зерна с докембрийскими возрастами. Максимальный возраст осадконакопления (MDA, maximum deposition age), который оценивается по самым молодым возрастным группам цирконов из

песчаников, составляет примерно 465 ± 5 млн лет (Крутикова и др., 2023). Талицкая свита относится к средней части засурьинской серии и представляет собой чередование пачек серых, зеленых и редко пестрых аргиллитов, алевролитов и песчаников (см. рис. 3).

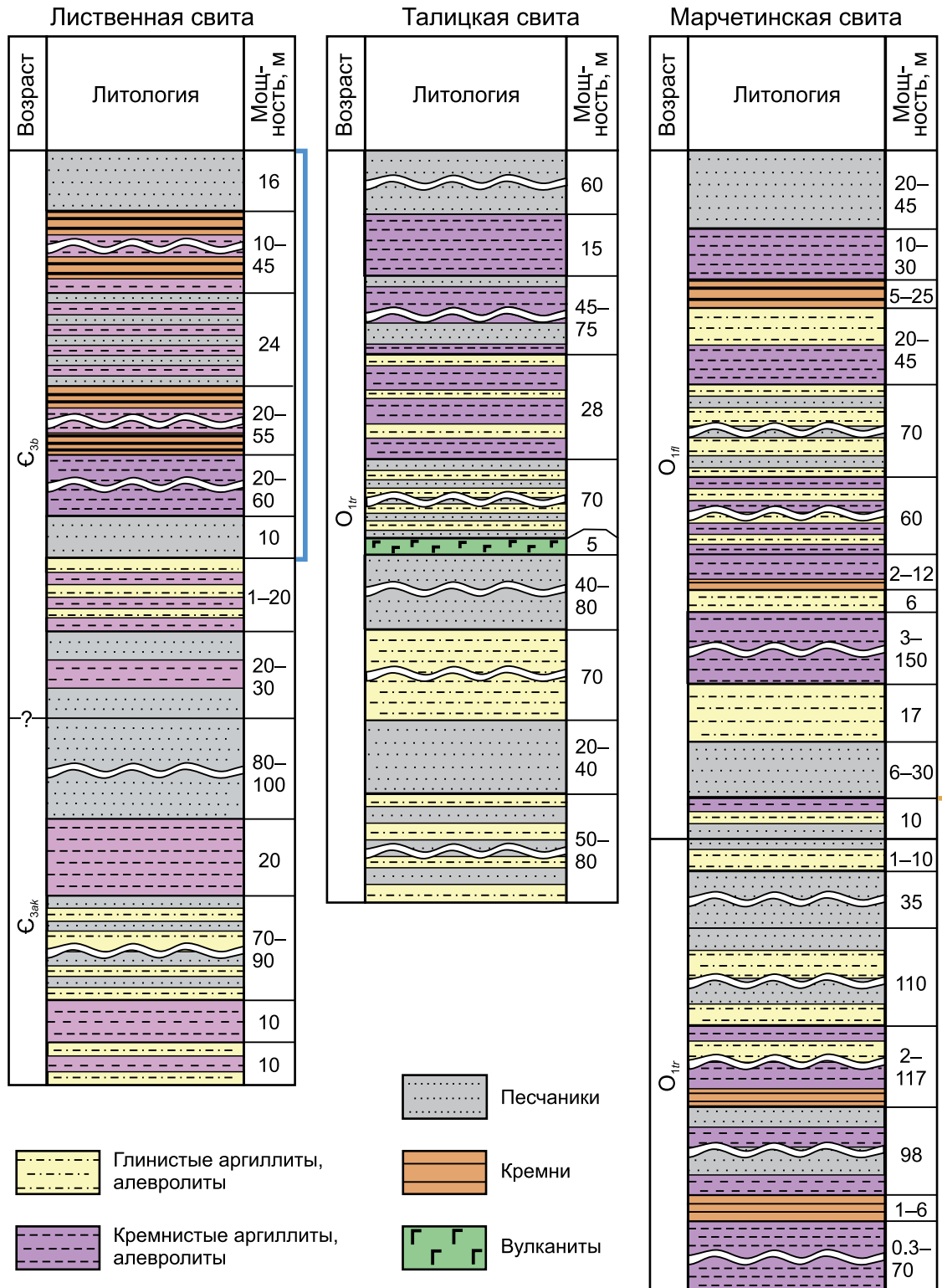


Рис. 3. Обобщенные стратиграфические колонки пород засурьинской серии, составлены по материалам (Сенников и др., 2011).

Линиями отмечено стратиграфическое положение участков: синяя – участок Молчаниха, оранжевая – участок Марчета.

Fig. 3. Generalized stratigraphic columns of the Zasur'ya Series, based on (Sennikov et al., 2011).

The blue and orange lines indicate the stratigraphic position of the sections under study at the Molchanikha and Marcheta localities, respectively.

В подчиненном количестве находятся базальты, которые также соответствуют типу OIB (Ивата и др., 1997; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011). Раннеордовикский возраст свиты определен по радиоляриям и конодонтам тремадокского века в кремнистых аргиллитах из верхней части свиты (Сенников и др., 2011). Марчетинская свита состоит из кремней, аргиллитов, алевролитов, песчаников и редких прослоев туфопесчаников (см. рис. 3) (Ивата и др., 1997; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011). В осадочных породах также присутствуют следы подводно-оползневых явлений (Сенников и др., 2001; Safonova et al., 2011). Возраст свиты определен по находкам конодонтов и радиолярий как тремадокский–флоский века нижнего ордовика (Сенников и др., 2011, 2015; Obut, 2023). Для образца песчаника марчетинской свиты с участка Марчета также получено унимодальное распределение U-Pb возрастов с пиком на уровне 485 млн лет, но без докембрийских зерен. MDA составляет 464 ± 5 млн лет (Крутикова и др., 2023).

Осадочные породы всех трех свит представляют собой образования, соответствующие последовательности стратиграфии океанической плиты (СОП) от базальтов океанического дна и океанических поднятий до пелагических осадков (ленточные, радиоляриевые кремни), гемипелагических отложений (кремнистые аргиллиты, алевролиты, сланцы) и, наконец, обломочных пород глубоководного желоба (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты) (Izosaki et al., 1990; Wakita, Metcalfe, 2005; Safonova, 2009; Maruyama et al., 2010; Wakita, 2012; Kusky et al., 2013; Safonova, Santosh, 2014; и др.). Магматические и осадочные образования СОП соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере движения океанической плиты от места зарождения океани-

ческой коры в зоне срединно-океанического хребта до ее поглощения в зоне субдукции. И если океаническое происхождение базальтов и кремнистых осадков (пелагических и гемипелагических) засурьинской серии уже давно и надежно обосновано (Ивата и др., 1997; Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011; Сенников и др., 2011, 2015; Obut, 2023), то вещественный состав песчаников и условия их осадконакопления оставались неизученными. В работе представлены первые результаты изучения песчаников листовенной и марчетинской свит засурьинской серии (табл. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении песчаников засурьинской серии особое внимание уделено полевым работам, в ходе которых уточнялись их взаимоотношения с другими образованиями засурьинской серии на основе детальных описаний разрезов и картирования. В рамках изучения их петрографического состава проведен подсчет зерен в шлифах в количестве не менее 300 зерен/обломков для каждого образца классическим методом вдоль параллельных линий (Ingersoll et al., 1984; Weltje, 2002). Учитывались зерна моно- и поликристаллического кварца (Qm , Qp), плагиоклаза (Pl), калиевого полевого шпата (Kfs), обломки вулканических (Lv), осадочных (Ls) и метаморфических (Lm) пород. К монокристаллическим разновидностям кварца относятся зерна, состоящие из одного кристалла, к поликристаллическим – агрегаты кристаллов (Pettijohn et al., 1972). Количество каждого вида обломков переводилось на процентное содержание, рассчитывались суммы зерен кварца ($Qt = Qm + Qp$), полевых шпатов ($F = Kfs + Pl$) и фрагментов обломков пород ($R = Qp + Ls + Lv + Lm$).

Таблица 1. Общая характеристика песчаников листовенной и марчетинской свит

Table 1. Description of sandstones of the Listvenny and Marcheta formations

Участок (свита)	Образец	Литология	Координаты	
			Широта, N	Долгота, E
Молчаниха (лиственная)	SSS-4-1	Мелко- и среднезернистые песчаники	51°44'54.0"	82°47'29.5"
	SSS-4-2	То же	51°44'54.0"	82°47'29.5"
	MOL-20-01	Средне- и крупнозернистые песчаники	51°45'00.6"	82°47'35.5"
	MOL-20-02	Мелко- и среднезернистые песчаники	51°45'00.6"	82°47'35.5"
	MOL-20-03	То же	51°45'05.9"	82°47'33.9"
	Zs-06-21	—	51°44'55.1"	82°47'29.7"
	Zs-07-21	—	51°45'00.5"	82°47'36.1"
Марчета (марчетинская)	MR-20-01	Мелко- и среднезернистые песчаники	51°14'59.1"	84°43'3.3"
	MR-20-02/2	Крупнозернистые песчаники	51°15'00.6"	84°42'59.7"
	MR-20-04	Средне- и крупнозернистые песчаники	51°15'07.4"	84°42'44.7"
	Zs-14-21	Среднезернистые песчаники	51°14'59.8"	84°43'02.8"
	Zs-15-21	То же	51°15'00.2"	84°43'10.5"
	MR-21-01	Крупнозернистые песчаники	51°15'23.7"	84°43'38.6"
	MR-21-03	Мелко- и среднезернистые песчаники	51°15'24.6"	84°43'38.5"

Анализ вещественного состава песчаников выполнен в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ЦКП МИИ) ИГМ СО РАН. Концентрации породообразующих оксидов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (общ.), MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , п.п.п. – потери при прокаливании, сумма) определены методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на рентгеновском спектрометре ARL-9900 XL, Швейцария (аналитик Н.Г. Карманова). Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по третьему классу точности с нижними границами определяемых содержаний 0.1–0.00n % (ОСТ 41-08-205-99). Потери при прокаливании и содержания CaO в образцах незначительны, поэтому дополнительные пересчеты не были выполнены.

Для классификации песчаников по их вещественному составу и определения геодинамических обстановок формирования пород в области сноса использовались как наиболее популярные, традиционные и неоднократно показавшие свою надежность диаграммы на основе петрографических данных (Шутов, 1967; Dickinson et al., 1983) и геохимических данных (Pettijohn et al., 1972; Nesbitt, Young, 1982; Cox, Lowe, 1995), так и новые диаграммы (Garzanti, 2019). Ранее эти диаграммы многократно использованы соавторами при публикации результатов изучения граувакк из аналогичных структур других регионов ЦАСП (Konopelko et al., 2021; Safonova et al., 2021, 2022; Перфилова и др., 2022а, б). Для оценки степени выветривания пород в области сноса и зрелости осадков использовались геохимические индексы CIA (Chemical Index of Alteration, химический индекс выветривания) (Nesbitt, Young, 1982) и ICV (Index of Chemical Variability, индекс вариабельности состава) (Cox, Lowe, 1995). Для пород с низкой степенью выветривания характерны значения $\text{CIA} < 70$, тогда как значения $\text{CIA} > 70$ указывают на значительное выветривание в области сноса. Значение индекса зрелости осадков $\text{ICV} > 1$ предполагает высокое содержание неглинистых силикатных минералов в отложениях, тогда как значения $\text{ICV} < 1$ указывает на высокое содержание глинистых минералов. Также использовались петрохимические модули для оценки наличия обломков вулканических пород основного состава (Юдович, Кетрис, 2000).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УЧАСТКОВ МОЛЧАНИХА И МАРЧЕТА

Участок Молчаниха

Участок Молчаниха расположен в 10 км на С-СВ от пос. Краснощеково на левом борту р. Молчаниха (см. рис. 2, 4а). В пределах участка распространены образования листовенной свиты: ленточные и

массивные кремни, кремнистые аргиллиты и песчаники, визуально похожие на граувакки – серые или зеленые, плохо сортированные, с плохо окатанными обломками (см. табл. 1, рис. 5, 6). Разрез начинается с мелко- и среднезернистых темно-серых песчаников, которые перекрыты мощными толщами коричневых и серо-зеленых сильно рассланцованных кремнистых аргиллитов (см. рис. 5). В средней части разреза находятся массивные, местами ленточные, темно-красные кремни (см. рис. 4б). Микропалеонтологические находки конодонтов и радиолярий определяют возраст свиты как батырбайский век позднего кембрия (Сенников и др., 2011). В верхней части разреза доминируют коричневые и красные массивные кремни и зеленые, местами красные, кремнистые аргиллиты (см. рис. 4в). Далее наблюдается ритмичное чередование темно-серых плохо сортированных среднезернистых песчаников с блочной отдельностью и сильно рассланцованных аргиллитов (см. рис. 4г). Толщи аргиллитов сильно деформированы в результате левостороннего сдвига (см. рис. 4д), трещины заполнены кварцем и оксидами железа. Завершают разрез серые мелкозернистые песчаники (см. рис. 5). Все пачки кремней, аргиллитов и песчаников крутопадающие с азимутом падения на Ю-ЮВ и чередуются между собой. Контакты между пачками визуально скрыты в местах задернованных понижений рельефа, поэтому мы их рассматриваем в качестве тектонических и проводим границы между пачками условно посередине таких понижений рельефа. Изученные песчаники отобраны из нижних и верхних частей разреза (см. рис. 5, 6).

Участок Марчета

Участок Марчета расположен в районе пос. Усть-Мута (см. рис. 2). Изучен разрез марчетинской свиты на левом борту р. Марчета (рис. 7а). Образования свиты представлены кремнями, аргиллитами, алевролитами и песчаниками (см. табл. 1, рис. 8, 9). Разрез начинается с ленточных кремней (см. рис. 7б) и тонкослоистых кремнистых аргиллитов светло-коричневого цвета (см. рис. 7в, 8, 9). Выше по разрезу они сменяются коричнево-серыми и зеленоватыми кремнистыми и глинистыми аргиллитами (см. рис. 8). Далее наблюдается толща темно-красных массивных кремней с обильными вкрапленниками гематита, образующих холмы высотой до 6 м и шириной 40–50 м. Прямые контакты с вмещающими алевролитами хорошо прослеживаются. Выше по разрезу фиксируются мелкозернистые песчаники со слоистой текстурой (см. рис. 7г, 8), а более крупнозернистые разновидности имеют массивную текстуру с блочной отдельностью. Отмечено ритмичное переслаивание глинистых аргиллитов и песчаников. Аргиллиты и мелкозернистые песчаники с текстурами оползания осадка, в

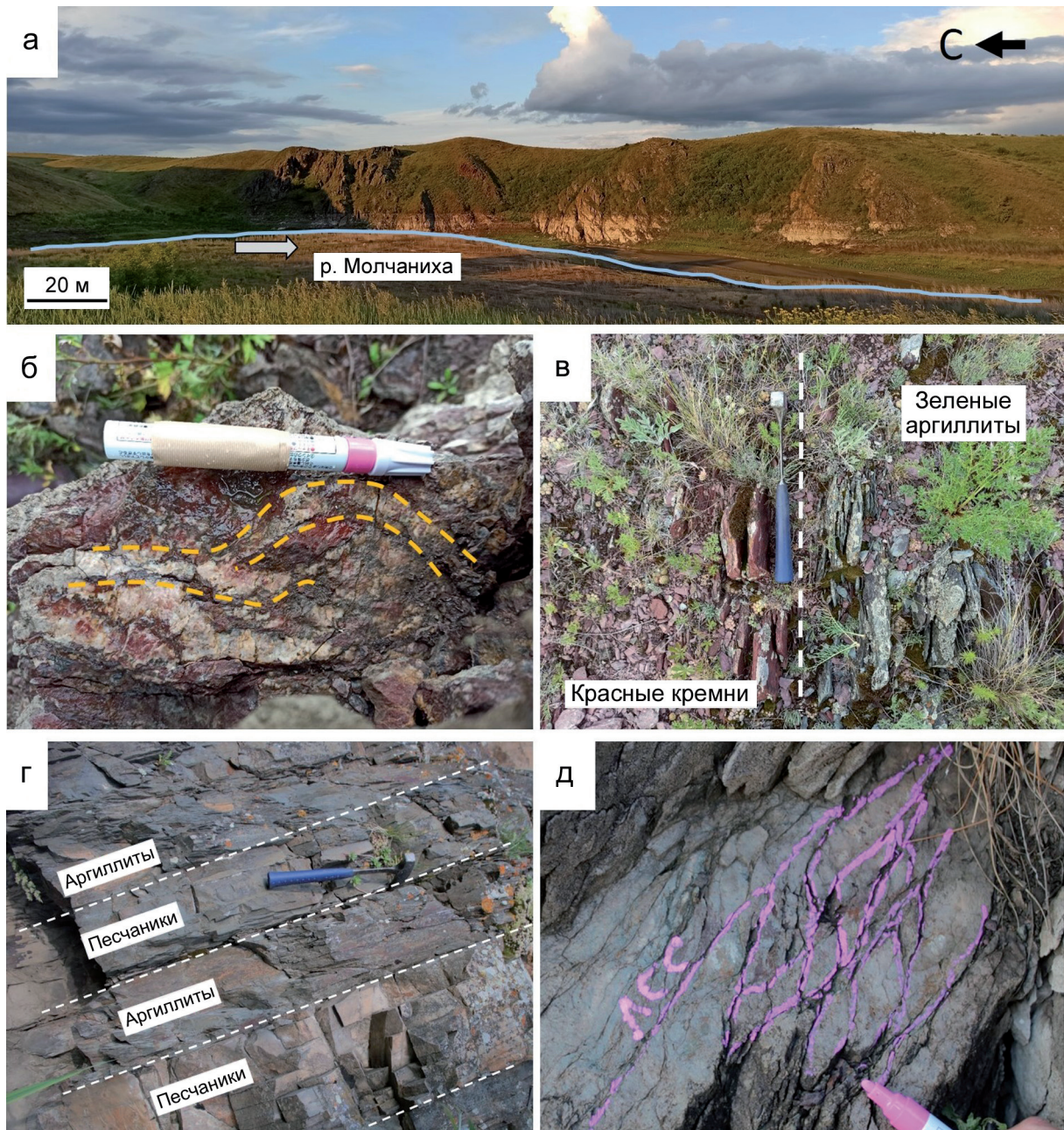


Рис. 4. Полевые фотографии участка Молчаниха.

а – общий вид; б – ленточные кремни; в – контакт красных кремней и зеленых аргиллитов; г – песчаники, переслаивающиеся с кремнистыми аргиллитами; д – деформации в кремнистых аргиллитах (левосторонний сдвиг).

Fig. 4. Field photos of the Molchanikha Locality.

а – overview; б – ribbon chert; в – contact between red-brown chert and green mudstone; г – rhythmically bedded sandstones and mudstones; д – sinistral strike-slip deformations in siliceous mudstones.

более крупнозернистых разностях зафиксированы класты аргиллитов (см. рис. 7г). Такие текстуры и взаимоотношение литотипов характерны для турбидитов. Серо-зеленые разнозернистые песчаники отличаются низкой степенью сортировки материала, а зеленые аргиллиты сильно расланцованы.

В кремнистых аргиллитах наблюдаются складки оползания. На более крупных обнажениях хорошо видны дуплекс-структуры, сформированные в результате правостороннего сдвига (см. рис. 7д). Далее по разрезу обнажаются темно-красные кремнистые аргиллиты, возраст которых определен по ко-

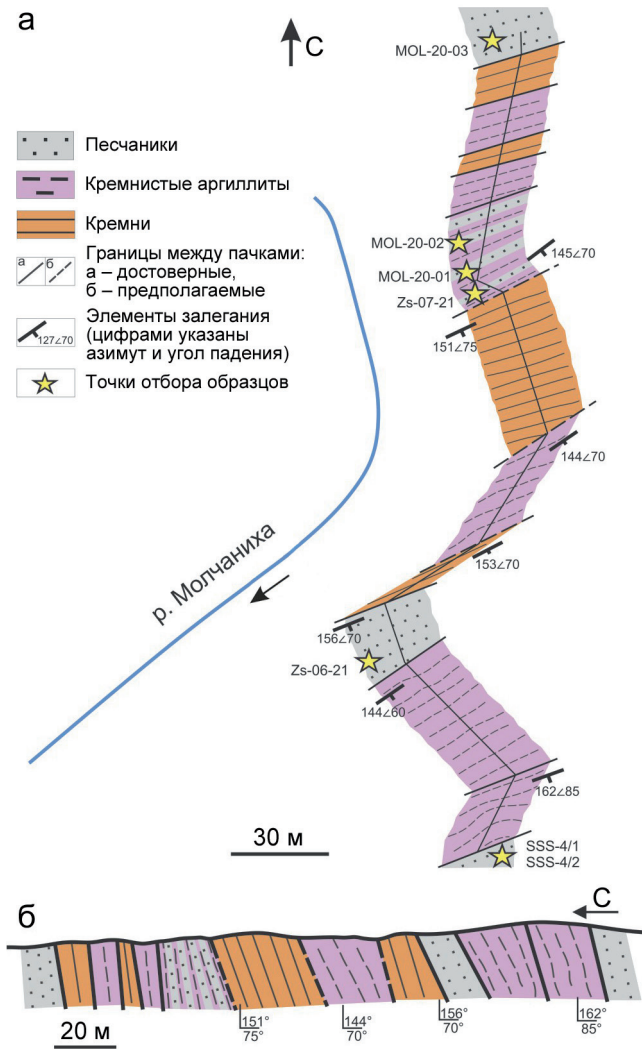


Рис. 5. Геологические схемы для участка Молчаниха.

а – абрис с точками отбора образцов, б – вертикальный разрез.

Fig. 5. Geological schemes for the Molchanikha Locality.

а – planar cross-section with sampling points, б – vertical cross-section.

нодонтам и радиолариям в интервале тремадокского и флоского веков раннего ордовика (см. рис. 9) (Сенников и др., 2011; Obut, 2023). Темно-красные кремнистые аргиллиты сменяются серыми глинистыми аргиллитами, азимут простирания которых меняется от 80 до 0° (см. рис. 8а). Резкое изменение элементов залегания и геоморфологические особенности рельефа предполагают наличие разломной зоны (см. рис. 8а).

Выше разлома наблюдается переслаивание мелкозернистых песчаников и сильно рассланцованных зеленых аргиллитов, которые примыкают к

тектоническому контакту с углом падения слоев 65° и азимутом падения 245° (см. рис. 8а). Разрез завершает толща глинистых алевролитов светло-зеленого цвета. Азимут падения толщ – на ЮВ, углы падения меняются от 45–50° до практически вертикальных (80–85°) (см. рис. 8б). Изученные песчаники отобраны преимущественно из средней и в меньшей степени из верхней части разреза (см. рис. 9).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

Серые или темно-серые песчаники с участка Молчаниха (см. рис. 5, 6) представлены мелко- и среднезернистыми плохо сортированными разновидностями (рис. 10а, б). Цемент отсутствует, общий объем порового обломочного матрикса не превышает 15% от площади шлифа (см. рис. 10а). Зерна встречаются от неокатанных до полуокатанных. Породообразующая часть состоит из обломков вулканических (20–36% от общего количества диагностированных обломков) и осадочных (кремни, кремнистые аргиллиты; 16–28%) пород, полевых шпатов (16–29%) и кварца (18–35%). Кварц представлен моно- (13–25%) и поликристаллическими (5–15%) разновидностями с волнистым и блочным погасанием соответственно. Плохо окатанные таблитчатые зерна плагиоклазов (10–19%) имеют полисинтетическое двойникование. Для более крупных полуокатанных разновидностей характерна серицитизация. Калиевые полевые шпаты представлены микроклином (6–10%), местами с микроклиновой решеткой. По отдельным зернам развита пелитизация.

Обломки вулканических пород, преимущественно базальты и андезиты, имеют гиалопелитовую, интерсентальную, микролитовую структуры. Порфиновые вкрапленники представлены крупными таблитчатыми зернами плагиоклаза, беспорядочно или одинаково ориентированным и погруженными в стекловатый базис. Также присутствуют обломки кислых пород с незакономерными сростками кварца, полевых шпатов и слюды и гранитной структурой (не более 11%). Из аксессуарных минералов встречаются циркон, сфен, оксиды железа, эпидот, мусковит и хлорит. По классификации В.Д. Шутова (1967), песчаники соответствуют полевошпатовым и кварц-полевошпатовым грауваккам (рис. 11).

Песчаники с участка Марчета (см. рис. 7–9) зеленые и зеленовато-серые средне- и крупнозернистые (см. рис. 10в, г). Поровый матрикс сложен тонкозернистым обломочным материалом. Его количество составляет не более 20% от площади шлифа. Степень сортировки материала слабая. Обломочная часть представлена породами магматического (24–49%) и осадочного (14–24%) происхо-

№ пачки	Мощность, м	Литология
13	16	Песчаники мелкозернистые серые
12	13	Кремни темно-красные, массивные
11	12	Аргиллиты кремнистые коричневые, выше по разрезу переходят в зеленые сильнорассланцованные
10	7	Кремни коричневые, массивные
9	10	Аргиллиты кремнистые зеленые, выше по разрезу переходят в красные
8	24	Ритмичное переслаивание аргиллитов кремнистых серых с фиолетовым оттенком и песчаников мелко- и среднезернистых серо-зеленых
7	36	Кремни темно-красные, массивные, местами ленточные, содержат скелеты радиолярий
6	30	Аргиллиты кремнистые зеленые, сильно-рассланцованные
5	17	Кремни темно-коричневые, массивные
4	15	Песчаники мелко- и среднезернистые серые
3	26	Аргиллиты кремнистые серо-зеленые
2	24	Аргиллиты кремнистые коричневые, сильно-рассланцованные
1	10	Песчаники мелко- и среднезернистые темно-серые

Рис. 6. Литологическая колонка для участка Молчаниха с точками отбора образцов.

Пояснения – см. рис. 5.

Fig. 6. Lithological column of the Molchanikha Locality with sampling points.

Explanations – see Fig. 5.

ждения, плагиоклазом (14–21%), калиевым полевым шпатом (1–15%), моно- (7–17%) и поликристаллическим кварцем (4–7%) (см. рис. 11). Мономинеральные зерна кварца имеют волнистое погасание и низкую степень окатанности. Кристаллокласты плагиоклазов плохой окатанности, без вторичных изменений, с тонким полисинтетическим двойникованием или же частично серицити-

зированы. Обломки осадочных пород представлены кремнями, кремнистыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Эффузивы имеют основной и средний состав, также с порфиrowыми вкрапленниками плагиоклазов. Обломки гранитоидов находятся в резко подчиненном количестве (не более 6%). По классификации В.Д. Шуртова (1967), песчаники марчетинской свиты соот-

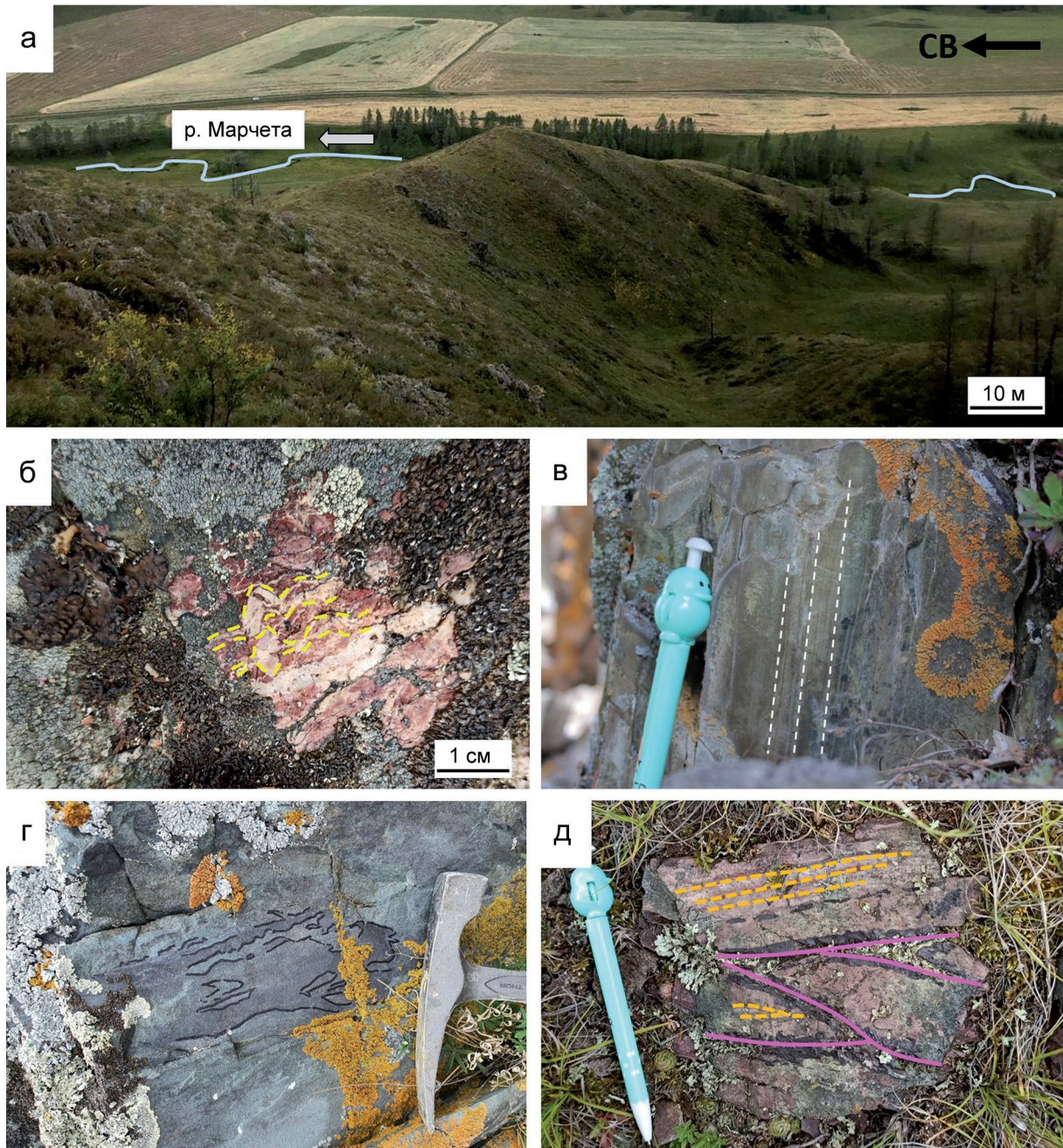


Рис. 7. Полевые фотографии участка Марчета.

а – общий вид; б – ленточные кремни; в – тонкослоистые аргиллиты; г – класты аргиллитов в песчаниках; д – контакт ленточных кремнистых аргиллитов (желтые линии) и аргиллитов, деформированных правосторонним сдвигом (розовые линии).

Fig. 7. Field photos of the Marcheta Locality.

а – overview; б – ribbon chert; в – thin-bedded mudstone; г – mudstone rip-up clasts in sandstones; д – bedded siliceous mudstone (yellow lines) in contact with deformed mudstone, dextral strike-slipping (pink lines).

ветствуют кварц-полевошпатовым грауваккам (см. рис. 11). Акцессорные минералы во всех образцах представлены цирконом, сфеном, оксидами железа, эпидотом, мусковитом и хлоритом. Таким об-

разом, серые или зеленые песчаники лиственничной и марчетинской свит с низкой сортировкой и окатанностью обломков по петрографическому составу являются граувакками.

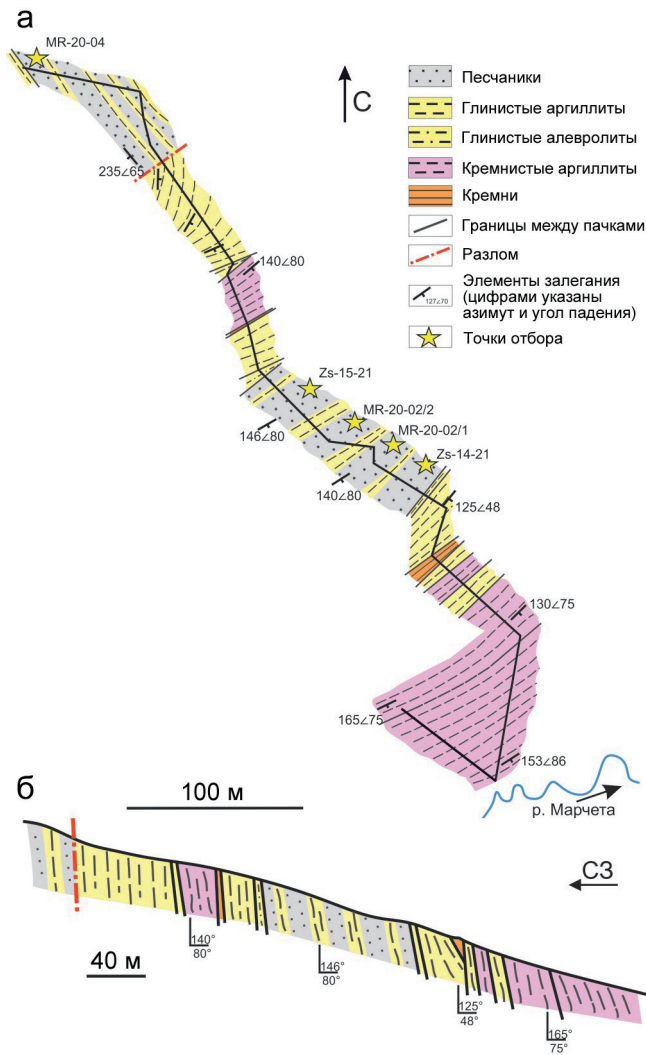


Рис. 8. Геологические схемы для участка Марчета.

а – абрис с точками отбора образцов, б – вертикальный разрез.

Fig. 8. Geological schemes for the Marcheta Locality.

а – planar cross-section with sampling points, б – vertical cross-section.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕСЧАНИКОВ

Геохимическая характеристика песчаников лиственной и марчетинской свит засурьинской серии проведена на основе 14 химических анализов породообразующих оксидов. Для песчаников лиственной свиты отмечаются следующие содержания породообразующих оксидов: $SiO_2 = 64.8-70.3$, $TiO_2 = 0.7-1.1$, $Al_2O_3 = 12.0-14.5$, $Fe_2O_3 = 5.2-$

7.0 , $MgO = 1.8-2.6$ мас. %. Для песчаников марчетинской свиты характерны более низкие концентрации SiO_2 (55.1–65.4 мас. %), сходные концентрации TiO_2 (0.7–1.2 мас. %) и повышенные Al_2O_3 (14.1–18.0 мас. %), Fe_2O_3 (6.7–8.8 мас. %), и MgO (2.8–4.0 мас. %) (табл. 2). На классификационной диаграмме Петтиджона (Pettijohn et al., 1972) точки составов песчаников находятся в области граувакк (рис. 12а). Для оценки зрелости осадков и степени изменения пород в области сноса использованы индексы CIA (Nesbitt, Young, 1982) и ICV (Cox, Lowe, 1995) – см. раздел “Методы исследований” (рис. 12б). Значения CIA для песчаников лиственной и марчетинской свит соответствуют интервалу от 47 до 61, что свидетельствует о невысокой степени химического выветривания. Значения ICV в изученных песчаниках обеих свит изменяются в интервале от 2.1 до 2.7, подразумевая низкое содержание глинистых минералов (иллит, каолинит, мусковит) (см. рис. 12б), что характерно для пород первого цикла седиментации (Юдович, Кетрис, 2000).

Для песчаников лиственной свиты свойственны следующие значения петрохимических модулей: алюмокремниевый (АМ) = 0.17–0.22, железистый (ЖМ) = 0.42–0.51, титановый (ТМ) = 0.06–0.08, фемический (ФМ) = 0.11–0.14, щелочной (ЩМ) = 2.20–6.15, гидролизатный (ГМ) = 0.26–0.34 и нормированный щелочной (НКМ) = 0.30–0.38. Для песчаников марчетинской свиты характерны повышенные значения АМ (0.22–0.32), ФМ (0.15–0.23), ГМ (0.34–0.50) и ЩМ (2.75–17.96), сопоставимые значения ЖМ (0.43–0.49) и ТМ (0.05–0.07) и пониженные НКМ (0.27–0.31). Это предполагает, что в первичной области сноса песчаников лиственной свиты преобладали более кислые породы, чем в таковой марчетинской. Снижение доли ГМ в песчаниках лиственной и марчетинской свит связано с возрастанием в них доли кварца. Отрицательная корреляция между НКМ и ГМ (рис. 13) свидетельствует о том, что песчаники и лиственной, и марчетинской свит представляют собой осадочные породы первого цикла седиментации, к которым относятся, в первую очередь, граувакки (Юдович, Кетрис, 2000).

На бинарных диаграммах для песчаников засурьинской серии отмечаются отчетливые отрицательные тренды по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO с ростом SiO_2 (рис. 14). Такие тренды характерны для магматических серий основного и среднего состава надсубдукционного происхождения (Tatsumi, 2005). На бинарных диаграммах видно, что песчаники марчетинской свиты по петрохимическому составу можно разделить на две группы: первая содержит $SiO_2 = 55.1-58.6$ мас. %, вторая содержит $SiO_2 = 64.6-65.4$ мас. % и сходна с песчаниками лиственной свиты (см. рис. 14).

№ пачки	МОЩНОСТЬ, м	Литология
35	50	Аргиллиты глинистые табачно-зеленые
34	2	Аргиллиты глинисто-кремнистые красновато-серые
33	30	Песчаники мелкозернистые зеленые и грязно-серые
32	10	Алевролиты зеленые и грязно-серые. К верхней части пачки постепенно переходят в аргиллиты
31	30	Песчаники мелкозернистые, плохо сортированные, массивные, неясно-слоистые, зеленого и грязно-серого цвета
30	1.5	Алевролиты глинистые лиловые
29	35	Песчаники мелкозернистые, слабосортированные, зеленого цвета
28	15	Аргиллиты глинистые табачно-серые
27	10	Алевролиты глинистые грязно-серые
26	8	Аргиллиты кремнисто-глинистые сургучные
25	5	Алевролиты глинистые светло-зеленые
24	110	Переслаивание аргиллитов и мелкозернистых песчаников зеленого цвета
23	117	Аргиллиты глинистые серые, табачно-серые Аргиллиты глинистые и глинисто-кремнистые сургучно-красные Аргиллиты кремнисто-глинистые ярко-зеленые Кремни (возможно, ороговикованные) красные, местами желтоватые
22	3	Аргиллиты глинистые зеленые
21	28	Алевролиты ярко-зеленого цвета
20	0.7	Переслаивание песчаников (местами гравелитов) крупнозернистых зеленовато-серых и аргиллитов глинистых, комковатых, мелкозернистых песчаников табачно-зеленого цвета. В верхах породы приобретают оттенки серо-зеленые и цвета морской волны
19	34	Аргиллиты глинистые серые с лиловым оттенком, с микролинзами кремней серого цвета
18	5	Аргиллиты глинистые серые с лиловым оттенком
11-17	97.5	Аргиллиты массивные, неяснослоистые, цвета морской волны
9-10	1.6	Кремни массивные, неяснослоистые, с обильными вкраплениями рудных минералов (гематит). Цвет пород красный. Пачка линзовидной формы длиной около 40 м
8	0.3	Аргиллиты глинистые, массивные, неяснослоистые, цвета морской волны. Имеется слой мощностью 10–15 см с линзами (с "пережимами") красноцветных пород вышележащей шестой пачки (линзы 10 x 5 см)
7	23	Породы аналогичные породам второй пачки, но полосчатость отсутствует
6	2–6	Аргиллиты глинистые, массивные, комковатые, неяснослоистые, кремневые и светло-коричневые
5	7	Аргиллиты кремнисто-глинистые, тонкополосчатые – 0.5 см (за счет оттенков цвета и повышенной кремнистости), табачно-серые и светло-зеленоватые
4	8	
3	10	
2	25	
1	70	Аргиллиты слабокремнистые, глинистые, тонкополосчатые. Цвет пород светло-зеленый, табачный. В нижних 10 м пачки наблюдается тонкая (1–2 см) плитчатость, далее породы становятся массивными и комковатыми

Рис. 9. Литологическая колонка для участка Марчета (Сенников и др., 2001) с точками отбора образцов. Пояснения – см. рис. 8.

Fig. 9. Lithological column of the Marcheta Locality (Sennikov et al., 2001) with sampling points. Explanations – see Fig. 8.

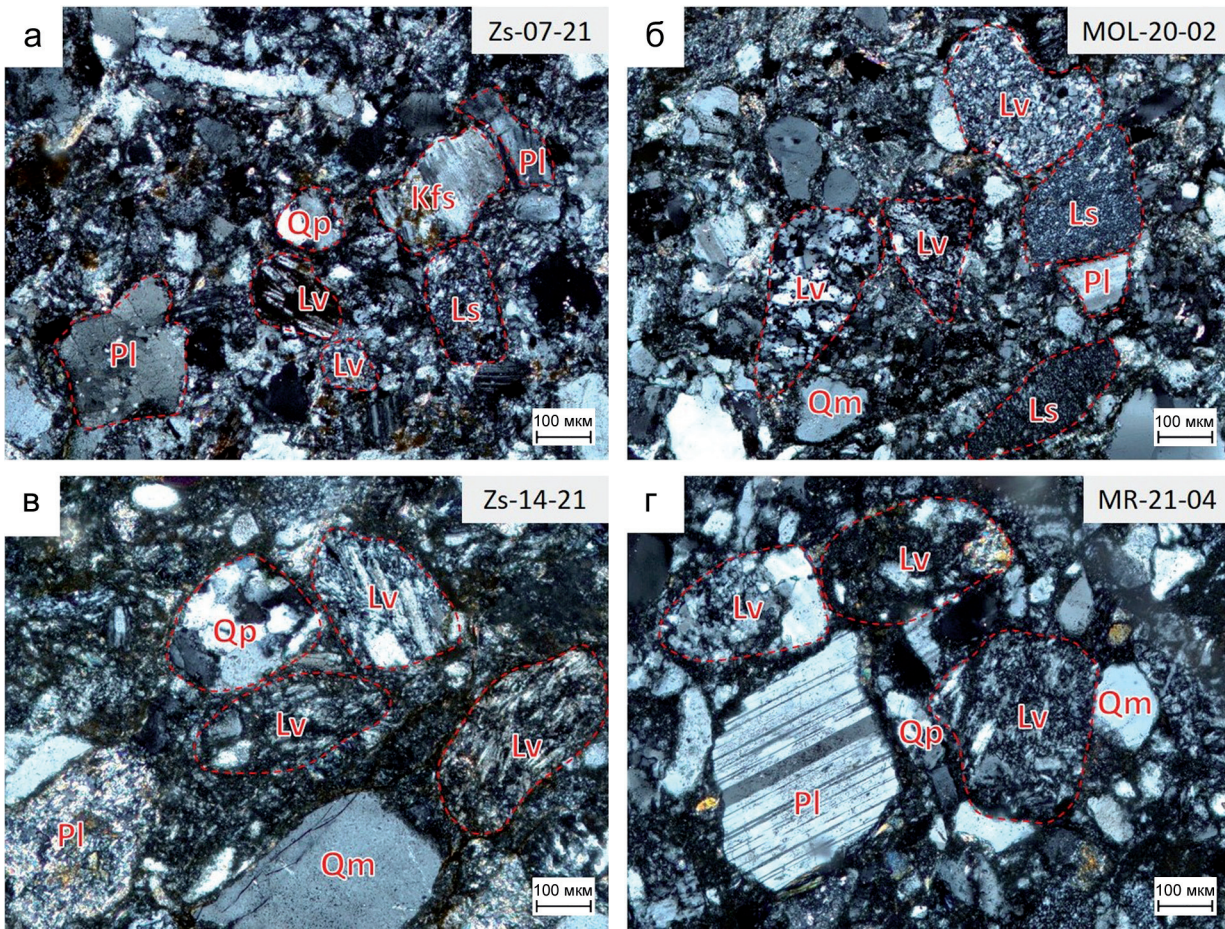


Рис. 10. Фотографии петрографических шлифов песчаников.

а, б – участок Молчаниха (лиственная свита); в, г – участок Марчеты (марчетинская свита). *Qm* – монокристаллический кварц, *Qp* – поликристаллический кварц, *Pl* – плагиоклаз, *Kfs* – калиевый полевой шпат, обломки вулканических (*Lv*) и осадочных (*Ls*) пород.

Fig. 10. Microphotographs of thin sections of sandstones.

а, б – Molchanikha Locality (Listvenny Fm.); в, г – Marcheta Locality (Marcheta Fm.). *Qm* – monocrystalline quartz, *Qp* – polycrystalline quartz, *Pl* – plagioclase, *Kfs* – potassium feldspar, lithic fragments of volcanic (*Lv*) and sedimentary (*Ls*) rocks.



Рис. 11. Классификационная диаграмма для песчаников, по (Шутов, 1967).

F – сумма полевых шпатов ($F = Kfs + Pl$), *R* – сумма фрагментов обломков пород ($R = Qp + Ls + Lv + Lm$).

Fig. 11. Classification diagram for sandstones, according to (Shutov, 1967).

F – total feldspar ($F = Kfs + Pl$), *R* – total lithic fragments ($R = Qp + Ls + Lv + Lm$).

Таблица 2. Состав породообразующих оксидов в образцах песчаников лиственной и марчетинской свит

Table 2. Whole-rock compositions of sandstones of the Listvenny and Marcheta formations

№ п.п.	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	SUM
1	SSS-4-1	67.9	0.8	13.0	5.8	0.1	2.4	1.6	4.1	0.7	0.20	3.1	99.7
2	SSS-4-2	68.4	0.9	12.1	6.0	0.1	2.0	2.0	3.8	0.8	0.21	3.1	99.6
3	MOL-20-01	64.8	0.9	14.2	6.7	0.1	2.2	1.6	3.8	1.3	0.23	3.7	99.6
4	MOL-20-02	66.2	1.1	14.5	7.0	0.1	2.3	0.7	4.1	1.3	0.27	2.7	100.3
5	MOL-20-03	70.3	0.7	12.2	5.2	0.1	2.4	1.4	3.7	0.8	0.15	3.1	100.1
6	Zs-06-21	67.7	0.7	12.0	6.3	0.2	2.6	2.6	2.5	1.0	0.15	4.2	100.1
7	Zs-07-21	65.7	0.8	13.2	6.7	0.1	1.8	3.3	2.8	1.3	0.20	4.3	100.1
8	MR-20-01	64.6	0.8	15.0	6.7	0.1	2.8	1.5	5.3	0.3	0.21	2.7	100.0
9	MR-20-02/2	56.6	1.0	17.0	8.7	0.1	3.2	4.0	4.6	0.5	0.25	3.3	99.5
10	MR-20-04	65.4	0.7	14.1	7.2	0.1	3.2	2.7	3.8	0.2	0.1	2.4	100.2
11	Zs-14-21	58.6	1.2	16.8	8.7	0.2	3.4	2.5	4.2	1.1	0.21	3.3	100.1
12	Zs-15-21	56.2	1.1	18.0	8.8	0.1	4.0	3.5	3.5	1.3	0.25	3.3	100.1
13	MR-21-01	57.0	0.9	16.9	8.5	0.1	3.6	4.9	4.4	0.8	0.23	2.7	100.1
14	MR-21-03	55.1	1.0	17.0	8.7	0.1	3.5	6.1	4.1	1.0	0.25	3.4	100.2

Примечание. 1–7 – песчаники лиственной свиты, 8–14 – песчаники марчетинской свиты.

Note. 1–7 – sandstones of the Listvenny formation, 8–14 – sandstones of the Marcheta formation.

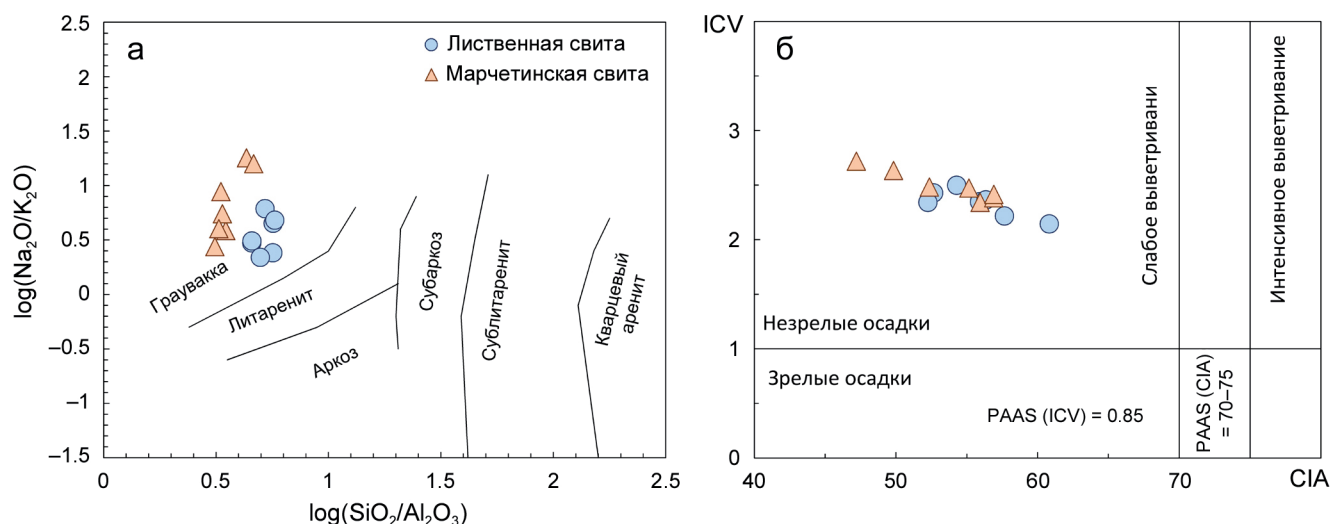


Рис. 12. Классификационная диаграмма для песчаников засурьинской серии (Pettijohn et al., 1972) (а) и диаграмма химический индекс выветривания CIA (Nesbitt, Young, 1982)–индекс вариабельности по составу ICV (Cox, Lowe, 1995) (б).

Fig. 12. Classification diagram for sandstones of the Zasur'ya Series (Pettijohn et al., 1972) (a) and diagram of the chemical index of alteration CIA (Nesbitt, Young, 1982)–index of compositional variability ICV (Cox, Lowe, 1995) (b).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ассоциация океанических пород засурьинской серии, а также их закономерные структурные взаимоотношения соответствуют модели СОП, отложения которой входят в состав аккреционных комплексов (Isozaki et al., 1990). В процессе аккреции образуются дуплекс-структуры, состоящие из повторяющихся пачек пород СОП

(Maruyama et al., 2010; Safonova et al., 2016). Это может быть полная последовательность СОП, т. е. базальты–кремни–кремнистые аргиллиты–песчаники, либо в них могут отсутствовать какие-то элементы в зависимости от интенсивности аккреционных процессов, степени консолидации океанических осадков, их возраста, изменения направления аккреции, вовлечения в аккрецию поднятий на поверхности океанического дна и дру-

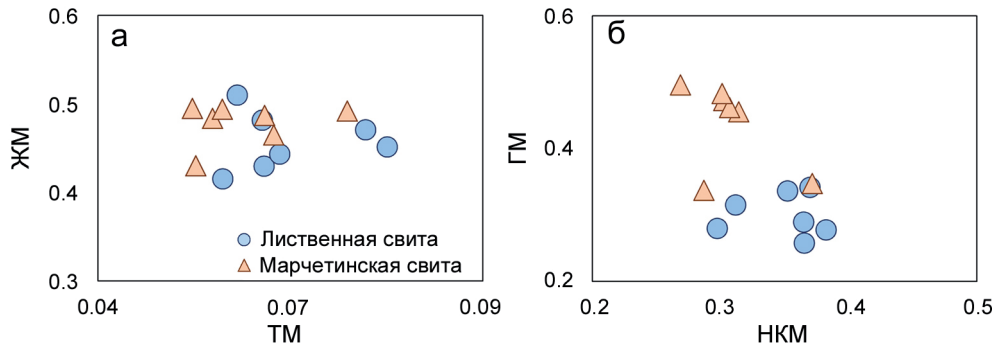


Рис. 13. Петрохимические модули для песчаников лиственной и марчетинской свит, по (Юдович, Кетрис, 2000).

Fig. 13. Petrochemical modules for the sandstones of the Listvenny and Marcheta fms, according to (Yudovich, Ketrin, 2000).

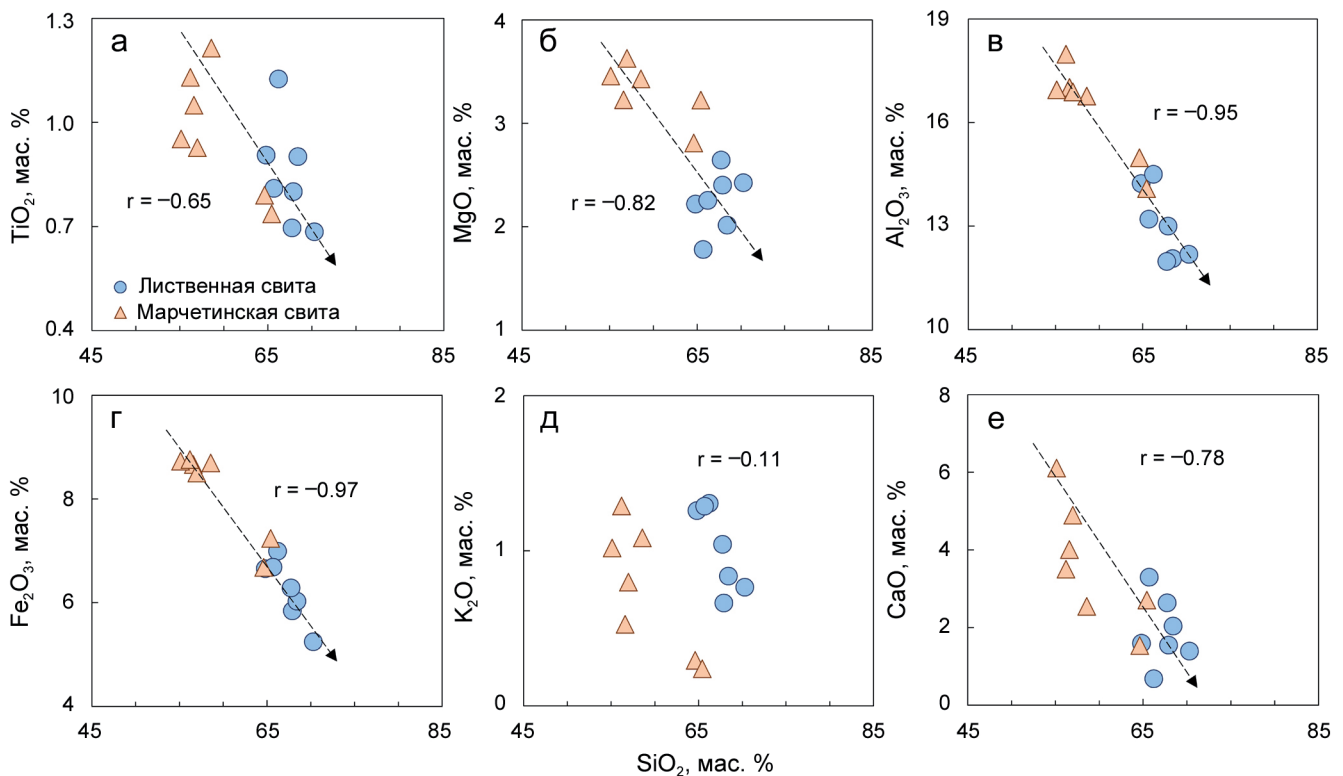


Рис. 14. Бинарные диаграммы SiO_2 -породообразующие окислы (а-е) для песчаников лиственной и марчетинской свит.

Fig. 14. Binary SiO_2 vs major oxides plots (a-e) for the sandstones of the Listvenny and Marcheta fms.

гих факторов (Safonova et al., 2016; Сафонова, Ханчук, 2021) (рис. 15).

На изученных разрезах участков Молчаниха (лиственная свита) и Марчета (марчетинская свита) наблюдается чередование крутопадающих пачек, состоящих из кремней, аргиллитов и песчаников, между которыми вероятны тектонические кон-

такты (см. рис. 4–9). Темно-красные кремни имеют массивную или ленточную текстуру (см. рис. 4б, 7б). Кремнистые аргиллиты коричневого, темно-красного или серо-зеленого цвета имеют слоистую текстуру, часто рассланцованы (см. рис. 4в, 7в). Граувакки слагают отдельные мощные толщи либо образуют ритмично чередующиеся пачки с гли-

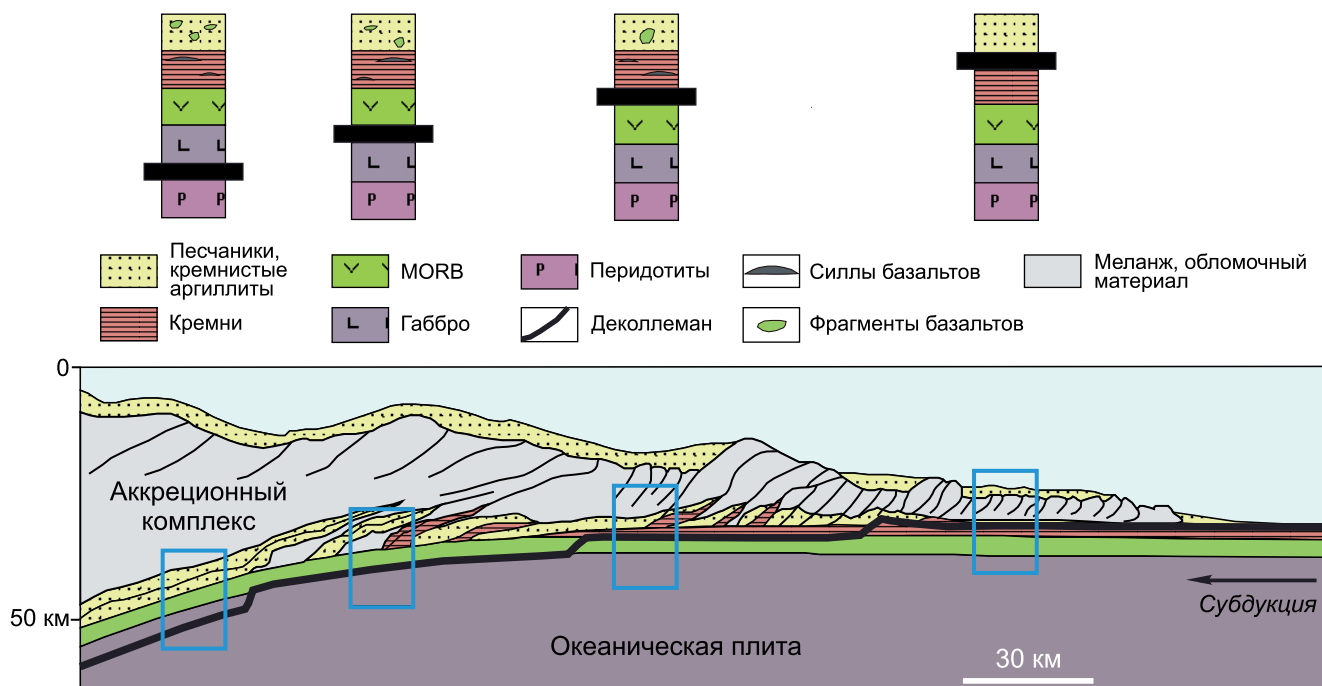


Рис. 15. Схема строения аккреционного комплекса Шиманто через желоб Нанкай, юго-западная Япония, на основе данных сейсмопрофилирования (модифицировано из (Safonova et al., 2016) по данным (Kuramoto et al., 2000; Gulick et al., 2004)).

Видно, как в состав аккреционной призмы могут входить разные ассоциации СОП в зависимости от глубины поверхности срыва (деколлеман). В условиях более позднего эрозионного среза на поверхности могут выходить любые фрагменты аккреционного комплекса.

Fig. 15. A schematic structure of the Shimanto accretionary complex across the Nankai trough, SW Japan, based on seismic profiling data (modified from (Safonova et al., 2016) after (Kuramoto et al., 2000; Gulick et al., 2004)).

It shows how an accretionary prism incorporates OPS packages composed of various sediments and igneous rocks as a function of the depth of the surface of detachment (decollement). In case of later erosion, any fragment of the accretionary complex can be exposed.

нистыми аргиллитами, что напоминает турбидиты (см. рис. 4г, 7г). Надежно обосновать турбидитовую природу этих пачек традиционными подходами (закономерные изменения исходной размерности зерен, слоевые последовательности, иероглифы на нижних поверхностях наслоения) нет возможности из-за сложной структуры аккреционных комплексов, наличия многочисленных надвиговых дуплекс-структур, особенно в случае более позднего вовлечения комплексов в сдвиговые процессы (Буслов и др., 2000; Buslov et al., 2001). Для отложений участков Молчаниха и Марчета, так же как и для современных аккреционных призм Циркум-Пацифики (Wakita, 2012; Kemkin et al., 2016; Safonova et al., 2016), характерны субвертикальное залегание слоев, глубоководное происхождение осадочных образований (кремни, кремнистые аргиллиты и алевролиты), надвиговые дуплекс-структуры, сложенные чередующимися пачками одинакового состава (см. рис. 4д, 7д). Все это подтверждает аккреционную природу отложений засурынской

серии. Несмотря на сложность диагностики тех или иных ассоциаций и структурную позицию засурынской серии в составе Чарыш-Теректинской сдвиговой зоны (Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2011), мы считаем, что эти ритмичные чередования песчаников и кремнистых глубоководных осадков представляют собой турбидиты, являющиеся частью отложений СОП (см. рис. 15) (Isozaki et al., 1990; Safonova et al., 2016). Подробное изучение предполагаемых турбидитов не проводилось, его предстоит осуществить в будущем.

Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов с близкими пиками (488 млн лет, лиственная свита; 485 млн лет, марчетинская свита) во всех случаях имеет унимодальный характер, что указывает на их происхождение в обстановке внутриокеанической дуги. Цирконов докембрийского возраста из более древних пород мало, они присутствуют только в образце лиственной свиты. Самые молодые U-Pb возрасты цирконов (460–465 млн лет) двух свит свидетельствуют о начале осадконакоп-

ления как минимум со среднего ордовика. Эти данные не согласуются с позднекембрийским возрастом кремней листовенной свиты и раннеордовикским возрастом кремнистых аргиллитов марчетинской свиты (Крутикова и др., 2023).

По петрографическому составу песчаники листовенной свиты относятся к кварц-полевошпатовым грауваккам (см. рис. 10, 11). Их отличительной особенностью является повышенное содержание обломков моно-, поликристаллического кварца и гранитоидов, полевых шпатов и терригенных пород, что привело к повышенному содержанию SiO_2 (65–70 мас. %) (см. рис. 10). Эти характеристики предполагают наличие в области сноса кислых магматических пород и терригенных пород. Песчаники марчетинской свиты также классифицируются как граувакки, но они отличаются от таковых листовенной свиты более низким содержанием обломков кварца (Qt до 22%) и повышенным содержанием обломков вулканических пород основного-среднего состава (Lv до 49%), что на-

шло отражение в более низких содержаниях SiO_2 (55–65 мас. %). Вероятно, эти песчаники накапливались в результате размыва основных-средних пород магматической дуги и в меньшей степени терригенных пород. По химическому составу песчаники обеих свит также являются граувакками (см. рис. 12а), т. е. осадками первого цикла седиментации, образованными при разрушении слабо-выветрелых пород (см. рис. 12б).

Согласно диаграмме В.Р. Дикинсона с соавторами (Dickinson et al., 1983), песчаники марчетинской свиты образовались в результате разрушения переходной островной дуги, а песчаники листовенной – при эрозии расчлененной (зрелой) или переходной островной дуги (рис. 16а). На диаграмме Э. Гарзанти (Garzanti, 2019) песчаники листовенной и марчетинской свит группируются в поле образований, формирующихся при размыве переходной дуги (рис. 16б). Согласно диаграмме М.Р. Бхатиа $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}-\text{TiO}_2$ (Bhatia, 1983), песчаники марчетинской свиты и часть пород листовенной сви-

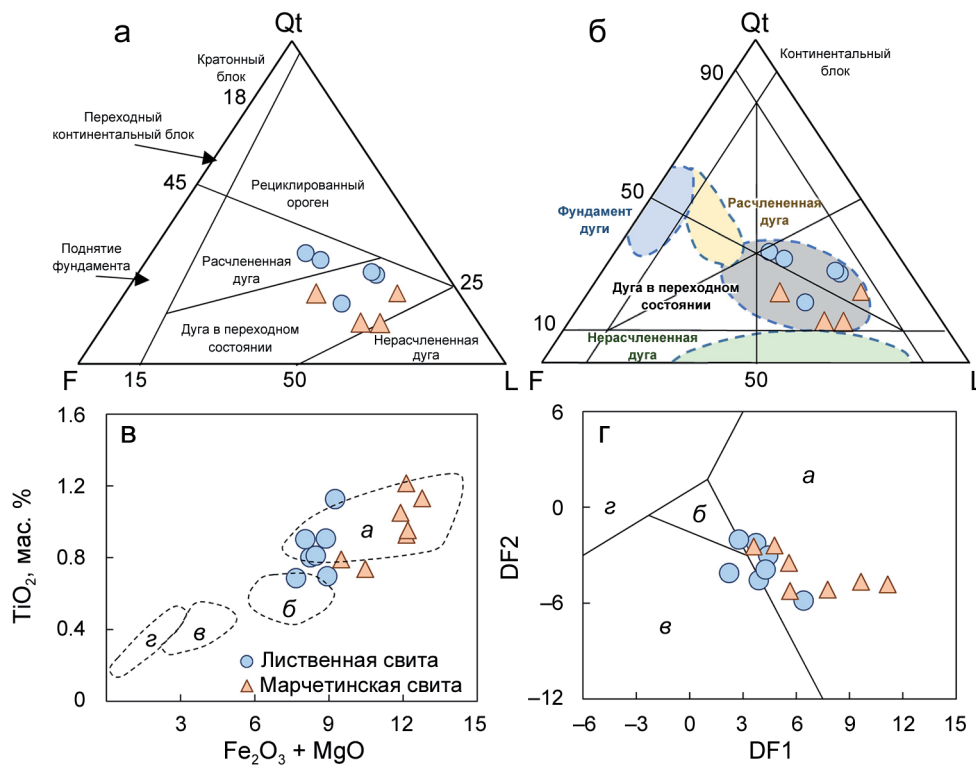


Рис. 16. Диаграммы с фигуративными точками составов песчаников листовенной и марчетинской свит.

а – (Dickinson et al., 1983); Qt – сумма зерен кварца ($Qt = Qm + Qp$), F – сумма полевых шпатов ($F = Kfs + Pl$), L – сумма фрагментов обломков пород ($L = Ls + Lv + Lm$); б – (Garzanti, 2019); в, г – (Bhatia, 1983) (а – океаническая дуга, б – континентальная дуга, в – активная континентальная окраина, г – пассивная окраина).

Fig. 16. Diagrams with figurative points of the compositions of the sandstones of the Listvenny and Marcheta fms.

а – (Dickinson et al., 1983); Qt – total quartz grains ($Qt = Qm + Qp$), F – total feldspar ($F = Kfs + Pl$), L – total rock fragments ($L = Ls + Lv + Lm$); б – (Garzanti, 2019); в, г – (Bhatia, 1983) (а – oceanic arc, б – continental arc, в – active continental margin, г – passive margin).

ты образовались при разрушении внутриокеанической дуги, а другая часть – при эрозии континентальной дуги (рис. 16в). По диаграмме М.Р. Бхатия, основанной на дискриминантных функциях (DF1–DF2 (Bhatia, 1983)), песчаники марчетинской свиты и большая часть пород листовенной свиты возникли при разрушении океанической дуги, а другая часть – при эрозии активной континентальной окраины (рис. 16г).

Близкие U-Pb возрастные распределения детритовых цирконов и сходная нижняя граница осадконакопления, а также наличие обломков вулканических пород основного и среднего состава в песчаниках листовенной и марчетинской свит позволяют предположить, что источником материала являлась одна магматическая дуга. Но поскольку в песчаниках листовенной свиты присутствуют единичные зерна цирконов с докембрийскими возрастными, то их осадконакопление происходило в задуговом бассейне, в который попадали более древние кислые породы с континентальной окраины. Для более точной характеристики питающей провинции требуются дополнительные, в первую очередь изотопные, исследования.

Таким образом, совокупность геологических, петрографических и геохимических данных позволяет предположить наличие в питающей провинции песчаников листовенной свиты магматических пород как среднего, так и кислого состава, образованных в обстановке переходной и/или расчлененной дуги, а их накопление – в задуговом бассейне. В области сноса песчаников марчетинской свиты преобладали магматические породы преимущественно основного и среднего состава, образованные в обстановке переходной и/или нерасчлененной дуги, а их накопление происходило в преддуговом бассейне.

ВЫВОДЫ

На основе полученных результатов геологических, петрографических и геохимических исследований песчаников листовенной и марчетинской свит засурынской серии северо-западного Горного Алтая сделаны следующие выводы. Изученные песчаники находятся в ассоциации с глубоководными пелагическими (кремни) и гемипелагическими (кремнистые аргиллиты и алевролиты) осадочными породами. Все эти образования, вместе с описанными ранее океаническим базальтами, являются элементами последовательности стратиграфии океанической плиты. Вместе с пелагическими и гемипелагическими осадочными породами песчаники образуют повторяющиеся пакки пород, залегающие практически субвертикально. Такие литологические ассоциации и формы залегания характерны для аккреционных призм современных конвергентных окраин тихоокеанского типа.

По петрографическому и геохимическому составу песчаники листовенной и марчетинской свит соответствуют грауваккам и представляют собой незрелые, слабыветрелые осадочные породы первого цикла седиментации. Образовались песчаники обеих свит в процессе эрозии океанической магматической дуги и/или дуги переходного типа. Осадконакопление песчаников листовенной свиты, вероятно, проходило в задуговом бассейне, а песчаников марчетинской – в преддуговом бассейне. Для более точных тектонических реконструкций требуются дополнительные изотопные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э.З. (1994) Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*, **35**(7-8), 8-28.
- Буслов М.М. (1998) Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 44 с.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. (2003) Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей. *Геология и геофизика*, **44**(1-2), 49-75.
- Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Бобров В.А. (1999) Экзотический терреин позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры в северо-западной части Горного Алтая (засурынская свита): структурное положение и геохимия. *Докл. АН*, **368**(5), 650-654.
- Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. (2000) Строеение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая. *Геология и геофизика*, **41**(3), 383-397.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990) Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 328 с.
- Ивата К., Сенников Н.В., Буслов М.М., Обут О.Т., Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Ермиков В.Д. (1997) Позднекембрийско-раннеордовикский возраст базальтово-кремнисто-терригенной засурынской свиты. *Геология и геофизика*, **38**(9), 1427-1444.
- Крутикова А.К., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А. (2023) Цирконометрия и вещественный состав граувакковых песчаников Засурынского аккреционного комплекса северо-западного Алтая. *Строеение литосферы и геодинамика*. Мат-лы XXX Всерос. молодежн. конф. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 125-126.
- Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Гурова А.В., Котлер П.Д., Савинский И.А. (2022а) Тектонические обстановки образования вулканических и осадочных пород Итмурундинской зоны Центрального Казахстана. *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(1), 0572.
- Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Дегтярев Е.К., Савин-

- ский И.А., Котлер П.Д., Хасен Б.П. (2022б) Состав и источники сноса силурийских терригенных пород обрамления Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан). *Докл. РАН. Науки о Земле*, **505**(1), 11-17.
- Сафонова И.Ю. (2020) Внутриплитные океанические базальты из аккреционных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса и Западной Пацифики. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 444 с.
- Сафонова И.Ю., Ханчук А.И. (2021) Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа. *Тихоокеан. геол.*, **40**(6), 3-19.
- Сенников Н.В., Ивата К., Ермиков В.Д., Обут О.Т., Хлебникова Т.В. (2003) Океанические обстановки седиментации и фаунистические сообщества в палеозое южного обрамления Западно-Сибирской плиты. *Геология и геофизика*, **44**(1-2), 156-171.
- Сенников Н.В., Обут О.Т., Буколова Е.В., Толмачева Т.Ю. (2011) Литолого-фациальная и биоиндикаторная оценка глубины формирования раннепалеозойских осадочных бассейнов Палеоазиатского океана. *Геология и геофизика*, **52**(10), 1488-1516.
- Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Киприянова Т.П., Лыкова Е.В., Толмачева Т.Ю., Хабибулина Р.А. (2018) Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (новая версия). *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*, (7), 15-53.
- Сенников Н.В., Обут О.Т., Хлебникова Т.В., Ивата К., Ермаков В.Д. (2001) Строение и возраст вулканогенно-кремнисто-терригенной засурьинской свиты в центральной части Горного Алтая (Ануйско-Чуйская зона, р. Марчета). Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 145-151.
- Сенников Н.В., Толмачева Т.Ю., Обут О.Т., Изох Н.Г., Лыкова Е.В. (2015) Зональное расчленение ордовикских отложений Сибири по пелагическим группам фауны. *Геология и геофизика*, **56**(4), 761-781.
- Тихонов В.И. (1956) К стратиграфии "Ануйско-Чуйской" и "Зелено-фиолетовой" формаций Причарышского Алтая. *Тр. ВАГТ*, (2), 34-45.
- Шутов В.Д. (1967) Классификация песчаников. *Литология и полез. ископаемые*, (5), 86-102.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (2000) Основы литохимии. СПб.: Наука, 479 с.
- Bhatia M.R. (1983) Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstone. *J. Geol.*, **91**, 611-627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181-193.
- Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. (2001) Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosci. J.*, **5**, 203-224.
- Cox R., Lowe D.R. (1995) A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Sediment. Res.*, (1), 1-12.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, 222-235.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate Tectonics Sandstone Compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164-2182.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. (1995) Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Int. Geol. Rev.*, **37**, 335-360.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. (2003) Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia. *Gondw. Res.*, **6**, 143-159.
- Garzanti E. (2019) Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Sci. Rev.*, **192**, 545-563.
- Gulick S.P.S., Bangs N.L.B., Shipley T.H., Nakamura Y., Moore G., Kuramoto S. (2004) Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via an echelon thrust propagation. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02105.
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Pickle J.D., Sares S.W. (1984) The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, **54**(1), 103-116.
- Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179-205.
- Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. (2016) Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *J. Geodyn.*, **102**, 202-230.
- Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Y., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N. (2021) Detrital zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran – Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: Sources and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.*, **64**, 3005-3027.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hofmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. (2014) Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondw. Res.*, **25**, 103-125.
- Kruk N.N., Kuibida Ya.V., Shokalsky S.P., Kiselev V.I., Gusev N.I. (2017) Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of the Gorny Altai (Russia): Compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.*, **159**, 209-232.
- Kuramoto S., Taira A., Bangs N.L., Shipley T.H., Moore G.F. (2000) Seismogenic zone in the Nankai accretionary wedge general summary of Japan – U.S. collaborative 3-D seismic investigation. *J. Geogr.*, **109**, 531-539.
- Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. (2013) Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondw. Res.*, **24**, 501-547.

- Maruyama S., Kawai T., Windley B.F. (2010) Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: The Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **338**, 55-75.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Obut O.T. (2023) Early Paleozoic plankton evolution in the Paleo-Asian Ocean: Insights from new and reviewed fossil records from the Gorny Altai, West Siberia. *Paleontol. Res.*, **27**(1), 3-13. <https://doi.org/10.2517/PR210035>
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. (1972) Sand and sandstone. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer, 553 p.
- Safonova I. (2014) The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main debatable issues. *Geosci. Front.*, **5**, 537-552.
- Safonova I., Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K. (2016) Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: A new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry. *Gondw. Res.*, **33**, 92-114.
- Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. (2021) Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: Implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes. *Int. J. Earth Sci.*, **111**(8), 2449-2468.
- Safonova I., Perfilova A., Savinskiy I., Kotler P., Sun M., Wang B. (2022) Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: Evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes. *Gondw. Res.*, **111**, 35-52.
- Safonova I., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondw. Res.*, **25**, 126-158.
- Safonova I.Y. (2009) Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma. *Ore Geol. Rev.*, **35**, 137-154.
- Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting. *Gondw. Res.*, **7**, 771-790.
- Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. (2011) Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasur'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes. *J. Asian Earth Sci.*, **42**(3), 191-207.
- Tatsumi Y. (2005) The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *Geol. Soc. Amer. Today*, **15**(7), 4-10.
- Wakita K. (2012) Mappable features of mélanges derived from Ocean Plate Stratigraphy, in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes, Southwest Japan. *Tectonophysics*, **568-569**, 74-85.
- Wakita K., Metcalfe I. (2005) Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *J. Asia Earth Sci.*, **24**, 679-702.
- Weltje G.J. (2002) Quantitative analysis of detrital modes: Statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Sci. Rev.*, **57**(3-4), 211-253.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47.

REFERENCES

- Berzin N.A., Coleman R.G., Dobretsov N.L., Zonen-shain L.P., Chang E.Z. (1994) Geodynamic map of the western part of the Paleosianic Ocean. *Geol. Geofiz.*, **35**(7-8), 8-28. (In Russ.)
- Bhatia M.R. (1983) Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstone. *J. Geol.*, **91**, 611-627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. (1986) Trace elements characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**, 181-193.
- Buslov M.M. (1998) Terrane Tectonics and Geodynamics of Mosaic-Block Folded Areas (Exemplified by Altai-Sayan and East Kazakhstan Regions). Abstract. diss. ... doct. geol.-min. of sci. Novosibirsk, 44 p. (In Russ.)
- Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. (2001) Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosci. J.*, **5**, 203-224.
- Buslov M.M., Fujiwara I., Safonova I.Yu., Okada Sh., Semakov N.N. (2000) The junction zone of the Gorny Altai and Rudny Altai terrains: Structure and evolution. *Geol. Geofiz.*, **41**(3), 383-397. (In Russ.)
- Buslov M.M., Safonova I.Yu., Bobrov V.A. (1999) Exotic terrain of Late Cambrian-Early Ordovician oceanic crust in the north-western Gornyi Altai (Zasurin formation): Structural position and geochemistry. *Dokl. Akad. Nauk*, **368**(5), 650-654. (In Russ.)
- Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L., Fujiwara I., Iwata K., de Grave I., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A. (2003) Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic-Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan regions. *Geol. Geofiz.*, **44**(1-2), 49-75. (In Russ.)
- Cox R., Lowe D.R. (1995) A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Sediment. Res.*, (1), 1-12.
- Dickinson W.R., Beard L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**(2), 222-235.
- Dickinson W.R., Suczek C.A. (1979) Plate Tectonics Sandstone Compositions. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **63**, 2164-2182.
- Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. (1995) Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Int. Geol. Rev.*, **37**, 335-360.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. (2003) Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: Implications to the break-up of Rodinia. *Gondw. Res.*, **6**, 143-159.
- Garzanti E. (2019) Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Sci. Rev.*, **192**, 545-563.

- Gulick S.P.S., Bangs N.L.B., Shipley T.H., Nakamura Y., Moore G., Kuramoto S. (2004) Three-dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via an echelon thrust propagation. *J. Geophys. Res.*, **109**, B02105.
- Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Pickle J.D., Sares S.W. (1984) The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, **54**(1), 103-116.
- Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F. (1990) Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179-205.
- Iwata K., Sennikov N.V., Buslov M.M., Obut O.T., Shokalskii S.P., Kuznetsov S.A., Ermikov V.D. (1997) Latter Cambrian-early Ordovician age of the Zasukh'ya Basalt-Siliceous-Terrigenous formation (northwestern part of Gorny Altai). *Geol. Geofiz.*, **38**(9), 1427-1444. (In Russ.)
- Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. (2016) Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *J. Geodyn.*, **102**, 202-230.
- Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Y., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N. (2021) Detrital zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran – Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: Sources and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.*, **64**, 3005-3027.
- Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgoplova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hofmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wilde S.A., Degtyarev K.E., Rytsh E. (2014) Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt. *Gondw. Res.*, **25**, 103-125.
- Kruk N.N., Kuibida Ya.V., Shokalsky S.P., Kiselev V.I., Gusev N.I. (2017) Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of the Gorny Altai (Russia): Compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.*, **159**, 209-232.
- Krutikova A.K., Safonova I.Yu., Perfilova A.A., Obut O.T., Savinskii I.A. (2023) The U-Pb ages of detrital zircons and chemical composition of the greywackes of the Zasukh'ya accretionary complex of NW Altai. *Lithosphere structure and geodynamics*. Materials of the XXX All-Russian Youth Conference. Irkutsk, Institute of the Earth's Crust SB RAS, 125-126. (In Russ.)
- Kuramoto S., Taira A., Bangs N.L., Shipley T.H., Moore G.F. (2000) Seismogenic zone in the Nankai accretionary wedge general summary of Japan – U.S. collaborative 3-D seismic investigation. *J. Geogr.*, **109**, 531-539.
- Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. (2013) Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondw. Res.*, **24**, 501-547.
- Maruyama S., Kawai T., Windley B.F. (2010) Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: The Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK. *Geol. Soc., Lond., Spec. Publ.*, **338**, 55-75.
- Nesbitt H.W., Young G.M. (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715-717.
- Obut O.T. (2023) Early Paleozoic plankton evolution in the Paleo-Asian Ocean: Insights from new and reviewed fossil records from the Gorny Altai, West Siberia. *Paleontol. Res.*, **27**(1), 3-13. <https://doi.org/10.2517/PR210035>
- Perfilova A.A., Safonova I.Yu., Degtyarev K.E., Savinskii I.A., Kotler P.D., Khasen B.P. (2022b) Composition and sources of Silurian terrigenous rocks at the periphery of the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan). *Dokl. Earth Sci.*, **505**(1), 416-421 (translated from *Doklady RAN. Nauki o Zemle*, **505**(1), 11-17).
- Perfilova A.A., Safonova I.Yu., Gurova A.V., Kotler P.D., Savinskii I.A. (2022a) Tectonic settings of formation of volcanic and sedimentary rocks of the Itmurundy zone, Central Kazakhstan. *Geodynam. Tectonophys.*, **13**(1), 0572. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0572>
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. (1972) Sand and sandstone. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer, 553 p.
- Safonova I. (2014) The Russian-Kazakh Altai orogen: An overview and main debatable issues. *Geosci. Front.*, **5**, 537-552.
- Safonova I., Maruyama S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K. (2016) Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: A new approach based on ocean plate stratigraphy, petrology, and geochemistry. *Gondw. Res.*, **33**, 92-114.
- Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. (2021) Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: Implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes. *Int. J. Earth Sci.*, **111**(8), 2449-2468.
- Safonova I., Perfilova A., Savinskii I., Kotler P., Sun M., Wang B. (2022) Sandstones of the Itmurundy accretionary complex, central Kazakhstan, as archives of arc magmatism and subduction erosion: Evidence from U-Pb zircon ages, geochemistry and Hf-Nd isotopes. *Gondw. Res.*, **111**, 35-52.
- Safonova I., Santosh M. (2014) Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes. *Gondw. Res.*, **25**, 126-158.
- Safonova I.Y. (2009) Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma. *Ore Geol. Rev.*, **35**, 137-154.
- Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. (2004) Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting. *Gondw. Res.*, **7**, 771-790.
- Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. (2011) Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes. *J. Asian Earth Sci.*, **42**(3), 191-207.
- Safonova I.Yu. (2020) Intraplate oceanic basalts from accretion complexes of the Central Asian Orogenic Belt and Western Pacific. *Doct. ... geol. and min. sci. diss.* Novosibirsk, IGM UB RAS, 444 p. (In Russ.)
- Safonova I.Yu., Khanchuk A.I. (2021) Subduction erosion at Pacific-type convergent margins. *Tikhookean. Geol.*, **40**(6), 3-19. (In Russ.)

- Sennikov N.V., Iwata K., Ermikov V.D., Obut O.T., Khlebnikova T.V. (2003) Oceanic sedimentation settings and fauna associations in the Paleozoic on the southern framing of the West Siberian Plate. *Russ. Geol. Geophys.*, **44**(1-2), 156-171. (In Russ.)
- Sennikov N.V., Obut O.T., Bukolova E.V., Tolmacheva T.Yu. (2011) The depth of the early Paleozoic sedimentary basins of the Paleasian ocean: Lithofacies and bioindicator estimates. *Geol. Geofiz.*, **52**(10), 1488-1516. (In Russ.)
- Sennikov N.V., Obut O.T., Izokh N.G., Kipr'yanova A.P., Lykova E.V., Tolmacheva T.Yu., Khabibullina R.A. (2018) The regional stratigraphic scheme of Ordovician deposits of the western part of the Altai-Sayan folded region (new version). *Geologiya i Mineral'no-syr'evye Resursy Sibiri*, (7), 15-53. (In Russ.)
- Sennikov N.V., Obut O.T., Khlebnikova T.V., Ivata K., Ermakov V.D. (2001) The structure and age of the volcanogenic-siliceous-terrigenous Zasurya formation in the central part of the Altai Mountains (Anuysko-Chuyskaya zone, Marcheta river). Novosibirsk, Publishing House of the Lavrentiev Institute of Hydrodynamics SB RAS, 145-151. (In Russ.)
- Sennikov N.V., Tolmacheva T.Yu., Obut O.T., Izokh N.G., Lykova E.V. (2015) Zonation of the Siberian Ordovician deposits based on pelagic groups of fauna. *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 761-781. (In Russ.)
- Shutov V.D. (1967) Classification of sandstones. *Litol. Polez. Iskop.*, (5), 86-102. (In Russ.)
- Tatsumi Y. (2005) The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *Geol. Soc. Amer. Today*, **15**(7), 4-10.
- Tikhonov V.I. (1956) To the stratigraphy of the "Anuisko-Chui" and "Green-violet" formations of the Pricharysh Altai. *Tr. VAGT*, (2), 34-45. (In Russ.)
- Wakita K. (2012) Mappable features of mélanges derived from Ocean Plate Stratigraphy, in the Jurassic accretionary complexes of Mino and Chichibu terranes, Southwest Japan. *Tectonophysics*, **568-569**, 74-85.
- Wakita K., Metcalfe I. (2005) Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia. *J. Asia Earth Sci.*, **24**, 679-702.
- Weltje G.J. (2002) Quantitative analysis of detrital modes: Statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Sci. Rev.*, **57**(3-4), 211-253.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. (2007) Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. *J. Geol. Soc. Lond.*, **164**, 31-47.
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (2000) The Principles of Lithochemistry. St.Petersburg, Nauka Publ., 479 p. (In Russ.)
- Zonenshain L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990) Tectonics of lithospheric plates of the USSR territory. B. 1. Moscow, Nedra Publ., 328 p. (In Russ.)

Самородное золото в Полдневском месторождении демантоида

В. В. Мурзин, Е. С. Карасева, А. Ю. Кисин

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: murzin@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 31.07.2023 г., принята к печати 18.10.2023 г.

Объект исследования. Жильные карбонат-магнетит-серпентиновые породы с гнездами ювелирного граната (демантоида) среди антигоритовых серпентинитов Коркодинского массива на Среднем Урале. **Цель.** Охарактеризовать состав самородного золота и физико-химические условия его образования в ранее не описанном типе золотой минерализации в ультраосновных породах. **Материалы и методы.** Исследовались зерна самородного золота из карбонат (кальцит)-серпентиновых (клинохризотил) жил с демантоидом и вмещающих серпентинитов с помощью сканирующей электронной микроскопии (JSM-6390LV фирмы Jeol), рентгеноспектрального микроанализа (Samеsa SX 100 с пятью волновыми спектрометрами). **Результаты.** Выявлены существенные различия в морфологии и химическом составе зерен самородного золота из серпентинитов и карбонат-серпентиновых жил. В серпентините оно представлено Au-Cu-интерметаллидами – аурикупридом AuCu₂ и тетрааурикупридом AuCu. Составы интерметаллидов близки к стехиометрическим с избытком меди до 0.1 ф.е. В тетрааурикуприде присутствуют редкие включения электрума (37–44 мас. % Ag, проба 555–617‰), а в аурикуприде – сульфидов меди и никеля. Включения сульфидов представлены сростаниями дигенита (Cu/S = 1.88) с пентландитом, а также дигенита с пламенивидными вросками борнит-дигенинового твердого раствора. В краевых частях зерен аурикуприда отмечены гипергенные каймы мощностью до 100 мкм. Гипергенное золото в отраженном свете имеет бурый цвет, пористое, коллоидное или монокристаллическое строение. Для него характерны низкие содержания Cu (1.4–10.6 мас. %) по отношению к первичному составу аурикуприда (50.7–52.3 мас. % Cu), дефицит суммарного содержания компонентов, варьирующийся от 1.5 до 20.0 мас. %, и присутствие на EDX-спектрах линии кислорода. Зерна самородного золота из жильной карбонат-серпентиновой массы сложены частицами Au-Ag твердых растворов и относятся к высокопробному золоту (913–961‰, 4–10 мас. % Ag), реже более низкопробному (808–866‰, 13.0–19.4 мас. % Ag). Минеральные включения в серебристом золоте не обнаружены. **Выводы.** Различия в составе самородного золота из жильной массы и серпентинита отражают изменчивость физико-химических условий его образования. Отложение Au-Cu интерметаллидов происходит из флюидов с низкой фугитивностью кислорода и серы: $\log f_{S_2} = -8 \dots -20$, $\log f_{O_2} = -26 \dots -39$, а Au-Ag твердых растворов – при более высоких значениях фугитивности серы и более окисленных условиях. Предполагается, что медистое золото сопряжено с антигоритовой серпентинизацией, когда тело гипербазитов находилось на глубине. При его подъеме к поверхности и декомпрессии восстановительные условия сменяются окислительными, а флюид становится углекислотным. В этих условиях образуются карбонат-серпентиновые жилы с демантоидом и самородным серебристым золотом. Наличие продуктов гипергенного замещения аурикуприда коллоидного, пористого и трещиноватого строения, а также присутствие в EDX-спектрах линии кислорода свидетельствуют как о процессах перераспределения микропор, образованных при выносе меди, так и о возможности формирования оксидов или гидроксидов золота и меди.

Ключевые слова: самородное золото, медистое золото, фугитивность серы, демантоид, Коркодинский массив, Средний Урал, Полдневское месторождение

Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ Гос. учета НИОКТР 123011800011-2). Использовалось оборудование ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН, дооснащение и комплексное развитие которого осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (соглашение № 075-15-2021-680)

Native gold in the Poldnevskoye demantoid deposit

Valery V. Murzin, Elizaveta S. Karaseva, Alexander Yu. Kissin

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

Received 31.07.2023, accepted 18.10.2023

Для цитирования: Мурзин В.В., Карасева Е.С., Кисин А.Ю. (2024) Самородное золото в Полдневском месторождении демантоида. *Литосфера*, 24(4), 710–721. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-710-721>

For citation: Murzin V.V., Karaseva E.S., Kissin A.Yu. (2024) Native gold in the Poldnevskoye demantoid deposit. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 710–721. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-710-721>

© В.В. Мурзин, Е.С. Карасева, А.Ю. Кисин, 2024

Research subject. Vein carbonate-magnetite-serpentine rocks with nests of gem garnet (demantoid) among antigorite serpentinites of the Korkodinsky massif in the Middle Urals. **Aim.** To characterize the composition of native gold and physicochemical conditions of its formation in a previously undescribed type of gold mineralization in ultrabasic rocks. **Materials and methods.** Grains of native gold from carbonate (calcite)-serpentine (clinochrysotile) veins with demantoid and host serpentinites were examined by scanning electron microscopy (JSM-6390LV by Jeol) and X-ray microanalysis (Cameca SX 100 with five-wave spectrometer). **Results.** Significant differences in the morphology and chemical composition of native gold grains from serpentinite and carbonate-serpentine veins were revealed. In serpentinite, these differences are represented by Au–Cu intermetallides, i.e., AuCu₃ auricupride and AuCu tetraauricupride. The intermetallide compositions are close to stoichiometric with a Cu excess of up to 0.1 p.u. Rare inclusions of electrum (37–44 wt % Ag, sample grade 555–617‰) are present in tetraauricupride; copper and nickel sulfides are present in auricupride. Sulfide inclusions are represented by accretions of digenite (Cu/S = 1.88) with pentlandite, as well as digenite with flame-like phenocrysts of bornite-digenite solid solution. In the peripheral parts of auricupride grains, hypogene rims of up to 100 μm in thickness were detected. Hypogene gold in reflected light is brown in color, having a porous, collomorphic or monolithic-cracked structure. This gold is characterized by low Cu contents (1.4–10.6 wt %), relative to the primary auricupride composition (50.7–52.3 wt % Cu), a deficit of total components ranging from 1.5 to 20.0 wt %, and the presence of an oxygen line on EDX spectra. The grains of native gold from the vein carbonate-serpentine mass are composed of Au–Ag solid solution particles, belonging to high-grade gold (913–961‰, 4–10 wt % Ag), less frequently to lower-grade gold (808–866‰, 13.0–19.4 wt % Ag). Mineral inclusions in silver gold were not found. **Conclusions.** Differences in the composition of native gold from vein mass and serpentinite reflect the variability of physical and chemical conditions of its deposition. The deposition of Au–Cu intermetallides occurred from fluids with low oxygen and sulfur fugivities: $\log f_{S_2} = -8 \dots -20$, $\log f_{O_2} = -26 \dots -39$, and Au–Ag solid solutions under higher values of sulfur fugivities and more oxidized conditions. It is assumed that cuprous gold is associated with antigorite serpentinization, when the hyperbasite body was in the depth. During its rise to the surface and decompression, reducing conditions were replaced by oxidizing conditions. As a result, the fluid became carbonic acidic. In such conditions, carbonate-serpentine veins with demantoid and native silver gold were formed. The presence of auricupride hypogene replacement products of collomorphic, porous and fractured structure, as well as the presence of oxygen line in EDX spectra testify both to the processes of redistribution of micropores formed during copper removal and a possible formation of oxide or hydroxide forms of gold and copper.

Keyword: native gold, cuprous gold, sulfur fugacity, demantoid, Korkodinsky massif, Middle Urals, Poldnevskoye deposit

Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS State assignment (state registration No. 123011800011-2) using the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS. The re-equipment and comprehensive development of the “Geoanalitik” shared research facilities of the IGG UB RAS was financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (Agreement No. 075-15-2021-680)

Acknowledgements

The authors are grateful to S.G. Seleznev and other geologists of “Mayak Corporation” for their assistance in obtaining research samples.

ВВЕДЕНИЕ

Многолетние исследования благороднометаллической минерализации в офиолитовых гипербазитах Урала выявили большое количество типов золотосодержащих метасоматических апоультрабазитовых пород. Среди них описаны листвениты, родингиты, приразломные антигоритовые серпентиниты, амфиболовые (нефриты, тремолитовые и антофилитовые породы), тальковые, тальк-хлоритовые и тальк-карбонатные, сопряженные с лиственитами и кварцевыми жилами или с прожилками серпентина (серпофита), хлоритолиты, а также магнетит-хлорит-карбонатные метасоматиты. На Южном Урале многие из них служили объектами старательской добычи золота (месторождения Золотая Гора, Каганское, Кировское, Мурашкина Гора и др.). Самородное золото в этих месторождениях представлено Au–Ag, Au–Cu, Au–Ag–Cu (иногда с примесями Hg и Pd) химическими разновидностями (Мурзин, 2009).

Объектом настоящего исследования стали карбонат-магнетит-серпентиновые жилы с гнездами ювелирного граната (демантоида) в антигоритовых серпентинитах Коркодинского массива, приуроченного к зоне ГУР на Среднем Урале. Самородное золото в месторождениях демантоида привлекло наше внимание как ранее не описанный тип золотой минерализации в ультраосновных породах. Оно было обнаружено в карьере Полдневского месторождения демантоида и кратко описано в (Карасева и др., 2019).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ КОРКОДИНСКОГО МАССИВА И ПОЛДНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Коркодинский массив имеет протяженность до 12 км и ширину до 2 км и вытянут в ССЗ направлении согласно простиранию Коркодинского дизъюнктивного нарушения, входящего в зону Главного Уральского разлома. Под Коркодинским масси-

вом понимают скопление тектонических пластин крутого восточного падения, сложенных породами ультраосновного состава (Карасева и др., 2019). Среди ультраосновных пород преобладают серпентинизированные и тектонизированные дуниты и клинопироксениты, реже гарцбургиты. На месторождении распространены субмеридиональные линейные зоны повышенной трещиноватости (разуплотнения) протяженностью до 400 м при ширине 0.5–4.5 м (Карасева и др., 2019). К некоторым из них приурочены гнезда демантоидной минерализации, а сами зоны вскрыты небольшими карьерами-траншеями протяженностью до 150 м при ширине 3–5 м и глубиной до 20 м.

Антигоритовый серпентинит содержит редкую вкрапленность реликтового хромшпинелида, а в зонах трещиноватости наблюдается сеть карбонатных (кальцит, пироаурит), хризотилowych и серпентин-бруситовых прожилков, к которым приурочены скопления укрупненных зерен магнетита. В карбонатизированном серпентините обнаружены зерна самородной меди, хизлевудита, брейтгауптита (NiSb), ртутистого серебра, Со-пентландита и аваруита.

В тектонизированных зонах локализуются многочисленные маломощные жилы (до 10–20 см), сложенные различными разновидностями серпентина (клинохризотил, лизардит, антигорит) и кальцита, иногда с демантоидом. Помимо указанных минералов, в жилах присутствует магнетит и полиминеральные агрегаты (“желваки”) размером от нескольких мм до 2–3 см, сложенные купритом, самородными и сульфидными минералами Cu, Ni, Fe, Ag (хизлевудит, Со-пентландит, никелистая и золотистая медь (2.7–5.0 мас. % Ni, 15.0–17.8 мас. % Au), ртутистое серебро, аваруит и др.) (Мурзин и др., 2023).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наиболее крупные зерна золота размерами до 6 мм встречены в бурых обохренных серпентинитах с рассеянной вкрапленностью магнетита в непосредственном контакте их с жильной кальцит-клинохризотиловой породой (рис. 1). Частицы самородного золота в образцах породы с гнездами демантоида обнаружены не были, однако большое количество их размером до 0.2 мм извлечено путем ручной промывки в лотке материала хвостов обогащения жильной массы на отсадочной машине, использовавшейся в технологии излечения демантоида. Кроме того, изучены зерна золота при промывке разрыхленного материала жильной массы в борту карьера и вскрытых траншеей аллювиальных отложений р. Бобровка.

Морфология зерен золота и химический состав зерен исследованы в ЦКП “Геоаналитик” (Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург)

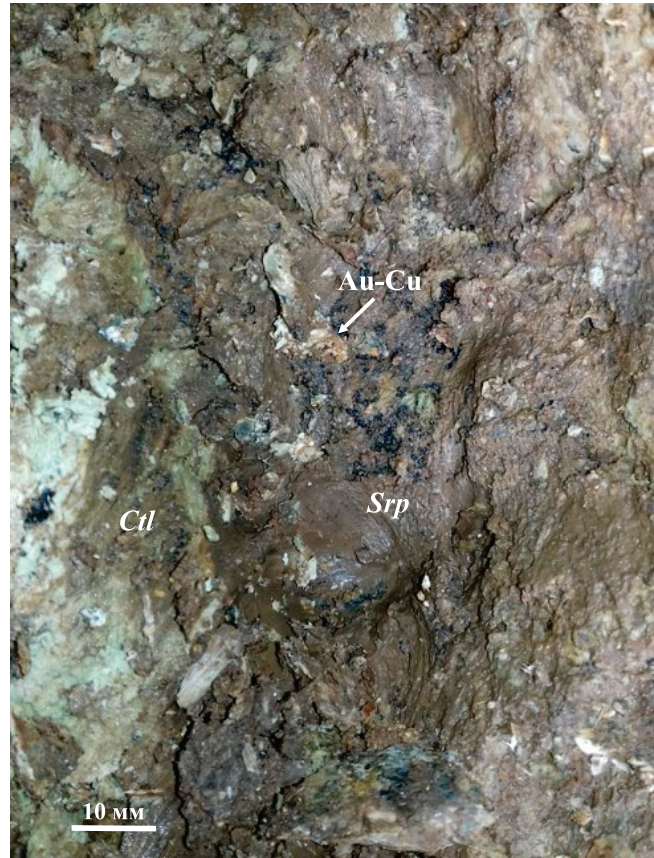


Рис. 1. Скопление зерен медистого золота (Au-Cu) в обохренном серпентините (*Srp*) вблизи контакта с карбонат-клинохризотиловой (*Ctl*) жильной массой.

Fig. 1. Aggregation of cuprous gold grains (Au-Cu) in serpentinite (*Srp*) near the contact with carbonate-clinohydrate (*Ctl*) vein mass.

бург) на микроанализаторе Cameca SX 100 с пятью волновыми спектрометрами и энергодисперсионной приставкой Bruker XFlash 6 (аналитик В.А.Булатов). Условия анализа: ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 40 нА, стандарты и линии – халькопирит (SK α и CuK α), пирит (FeK α), FeNiCo (NiK α), металлы (AuM α , AgL α). Для съемки EDX-спектров и получения снимков в режиме BSE использовался электронный сканирующий микроскоп JSM-6390LV фирмы Jeol (аналитик Л.В. Леонова).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

По размерности, морфологии и химическому составу выявлены существенные различия изученных нами частиц самородного золота, излеченных из обохренных серпентинитов, с одной стороны, и жильной карбонат-серпентиновой массы, несущей демантоид, с другой.

В **обохренном серпентините** присутствуют комковидные зерна розоватого медистого золота. Поверхность его зерен чистая или участками покрыта корочками, сложенными серпентином, силикатами никеля и оксидами железа (рис. 2а, б).

По химическому составу зерна медистого золота представлены золотомедными интерметаллидами – аурикупридом $AuCu_3$ и более редким тетрааурикупридом $AuCu$ (рис. 3, табл. 1, ан. 1–6). В полированных срезах в краевых частях зерен медистого золота видно образование каемок оптически бурого цвета мощностью до 100 мкм, наиболее активно проявленное в аурикуприде. Образование каемок по медистому золоту сопровождается выносом из него меди (см. табл. 1, ан. 13–24), что характерно для золота гипергенного происхождения (Мурзин, Малюгин, 1987). По строению выделено несколько

типов гипергенного золота: пористое, колломорфное и монокристаллическое трещиноватое (рис. 4). В участках пористого строения при большом увеличении проглядывается слоистое концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием монокристаллических и “полых” слоев (см. рис. 4в).

Определение химического состава каемок гипергенного золота на аурикуприде указывает на существенно более низкие содержания в нем меди (1.4–10.6 мас. %) и небольшое обогащение железом (до 1.2 мас. %) по отношению к первичному составу зерен (50.7–52.3 мас. % Cu, <0.1 мас. % Fe). Для всех типов гипергенного золота характерен значительный дефицит суммарного содержания компонентов, варьирующийся от 1.5 до 20.0 мас. % (см. табл. 1). При этом на EDX-спектрах постоянно присутствует линия кислорода (рис. 4г). В трещино-

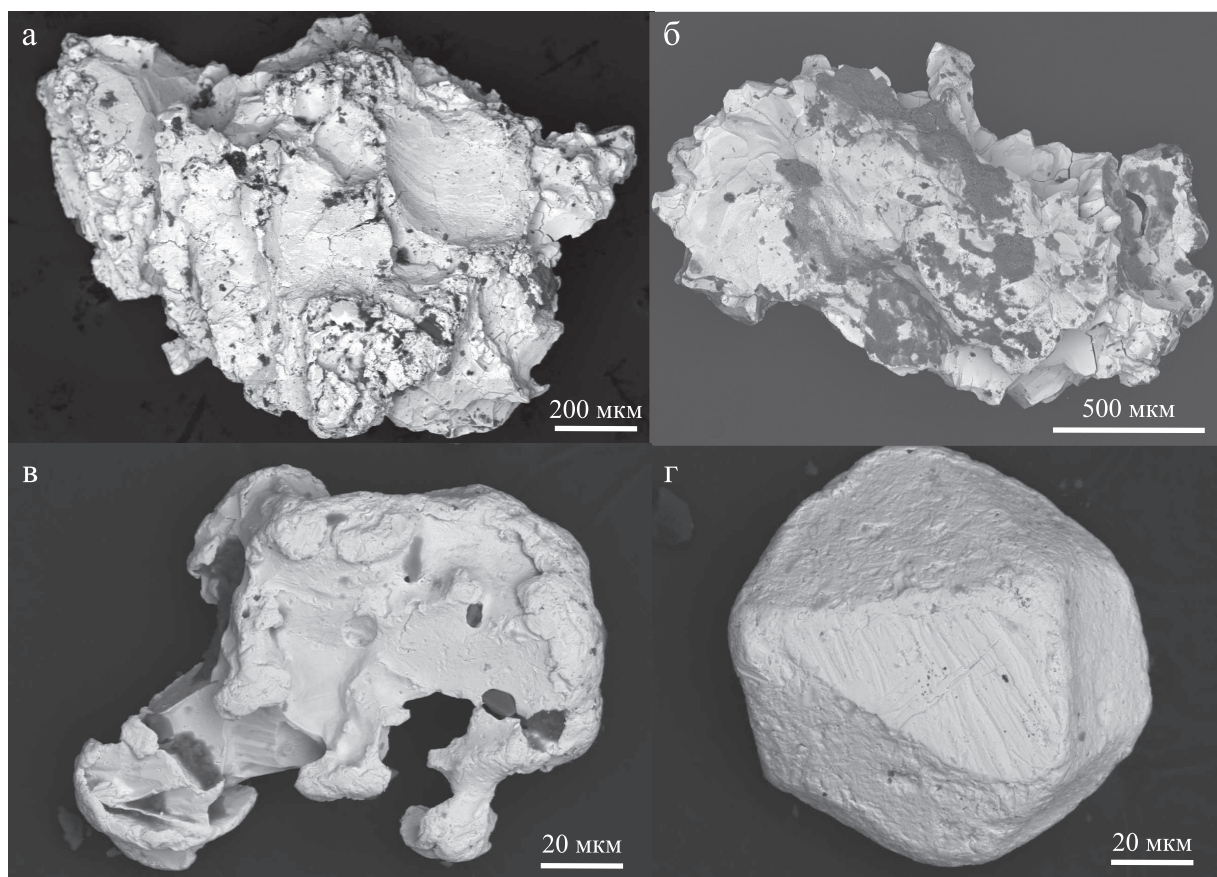


Рис. 2. Морфология и строение зерен самородного золота.

а, б – медистое золото из обохренного серпентинита с чистой поверхностью (а) или локальными корочками, сложенными серпентином, силикатами никеля и оксидами железа (темно-серые) (б); в, г – серебристое золото из жильной карбонат-серпентиновой массы с демантоидом. Краевые части зерен серебристого золота несут следы пребывания в отсадочной машине (завальцовка, царапины). Снимки в режиме обратнорассеянных электронов (BSE).

Fig. 2. Morphology and structure of native gold grains.

а, б – cuprous gold from debonded serpentinite with a clean surface (a) or with local crusts composed of serpentine, nickel silicates and iron oxides (dark grey) (б); в, г – silver gold from vein carbonate-serpentine mass with demantoid. The peripheral parts of silver gold grains bear traces of stay in the depositing machine (rolling, scratches). Images in the back-scattered electron (BSE) mode.

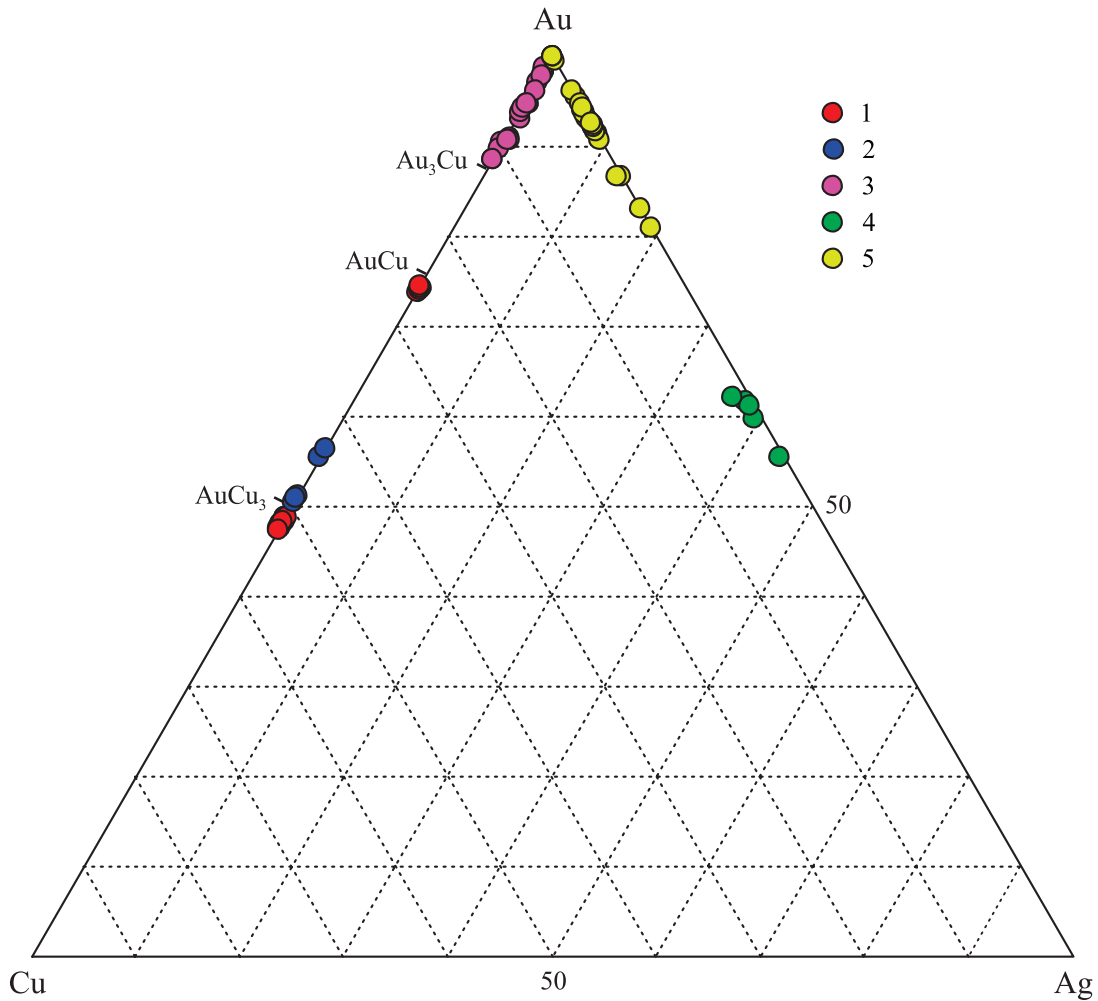


Рис. 3. Химический состав самородного золота Полдневского месторождения на диаграмме Au–Ag–Cu, мас. %.

1 – медистое золото (аурикуприд и тетрааурикуприд), 2 – аурикуприд оторочки включений нерудных минералов в зерне тетрааурикуприда, 3 – гипергенное золото, 4 – включения серебристого золота в тетрааурикуприде, 5 – серебристое золото жильной массы с демантоидом.

Fig. 3. Chemical composition of native gold of Poldnevskoye deposit on the Au–Ag–Cu diagram, wt %.

1 – copper gold (auricupride and tetraauricupride), 2 – auricupride rim of inclusions of non-metallic minerals in tetraauricupride grain, 3 – hypogene gold, 4 – silver gold inclusions in tetraauricupride, 5 – silver gold of vein mass with demantoid.

ватом монолитном типе гипергенного золота (см. табл. 1, ан. 19–24) содержание остаточной примеси меди (3.4–10.6 мас. %) выше, а дефицит суммы компонентов ниже, чем в колломорфном и пористом типах.

Химический состав аурикуприда AuCu_3 и тетрааурикуприда AuCu основной массы их зерен близок к стехиометрическому с небольшим избытком меди – до 0.1 ф.е. (см. табл. 1, ан. 1–6 и рис. 3). Кроме того, в зерне тетрааурикуприда встречен аурикуприд в виде оторочки мощностью 20–50 мкм вокруг включений, сложенных тонкой смесью оксидов железа, серпентина и, по-видимому, органического вещества (рис. 5а). Аурикуприд оторочки обеднен медью относи-

тельно стехиометрического состава – до 0.15 ф.е. (см. табл. 1, ан. 7–9 и рис. 3).

Помимо включений, сложенных тонкой смесью оксидов железа, серпентина, в тетрааурикуприде присутствуют включения электрума (пробность 555–617%, см. табл. 1, ан. 10–12), а в аурикуприде – сульфидов меди и никеля. Угловатые включения электрума локализуются как в краевой (рис. 5б), так и центральной частях крупного зерна тетрааурикуприда. Включения сульфидов в аурикуприде представлены срастаниями дигенита ($\text{Cu/S} = 1.88$) с пентландитом (рис. 5в), а также дигенита с пламенивидными вростками фазы, отвечающей по составу борнит-дигенитовому твердому раствору (рис. 5г) (табл. 2).

Таблица 1. Типовой химический состав зерен самородного золота Полдневского месторождения демантоида, мас. %

Table 1. Typical chemical composition of native gold grains of Poldnevskoye demantoid deposit, wt %

№ ан.	№ зерна	Au	Ag	Cu	Fe	Сумма	Пробность, ‰	Кристаллохимическая формула
Обохренные серпентиниты								
1	1-15	73.78	0.44	25.54	<i>0.01</i>	99.77	740	$Au_{0.96}Ag_{0.01}Cu_{1.03}$
2	2-20	48.72	<i>0.06</i>	51.35	<i>0</i>	100.13	787	$Au_{0.94}Cu_{3.06}$
3	3-43	48.02	<i>0.12</i>	51.3	<i>0.01</i>	99.45	483	$Au_{0.93}Cu_{3.07}$
4	4-50	47.50	<i>0</i>	52.33	<i>0.01</i>	99.84	476	$Au_{0.91}Cu_{3.09}$
5	5-55	48.56	<i>0.07</i>	50.69	<i>0.01</i>	99.33	489	$Au_{0.95}Cu_{3.05}$
6	6-58	47.15	<i>0.08</i>	52.28	<i>0.03</i>	99.54	474	$Au_{0.90}Cu_{3.10}$
7	1-3	50.37	<i>0</i>	49.52	<i>0.05</i>	99.94	504	$Au_{0.99}Cu_{3.01}$
8	1-7	54.78	<i>0</i>	43.96	0.15	98.89	554	$Au_{1.15}Cu_{2.85}$
9	1-10	50.76	<i>0.04</i>	48.24	0.58	99.62	510	$Au_{1.01}Cu_{2.99}$
10	1-35	55.36	44.1	0.28	<i>0</i>	99.74	555	$Au_{0.40}Ag_{0.59}Cu_{0.01}$
11	1-36	61.03	37.36	0.55	<i>0.02</i>	98.96	617	$Au_{0.46}Ag_{0.53}Cu_{0.01}$
12	1-37	61.59	38.62	0.32	<i>0</i>	100.53	613	$Au_{0.46}Ag_{0.53}Cu_{0.01}$
13	1-2	97.59	<i>0.17</i>	1.66	<i>0.04</i>	99.46	981	$Au_{0.95}Ag_{0.00}Cu_{0.05}$
14	1-19	91.60	0.22	1.55	1.15	94.52	969	$Au_{0.91}Ag_{0.00}Cu_{0.05}Fe_{0.04}$
15	2-29	90.66	<i>0.06</i>	1.38	0.11	92.21	983	$Au_{0.95}Cu_{0.05}$
16	3-39	77.93	<i>0.11</i>	1.75	<i>0.04</i>	79.83	976	$Au_{0.93}Cu_{0.07}$
17	5-57	82.25	<i>0.03</i>	2.39	<i>0.02</i>	84.69	971	$Au_{0.92}Cu_{0.08}$
18	5-58	71.37	<i>0</i>	1.01	<i>0.04</i>	72.42	986	$Au_{0.96}Cu_{0.04}$
19	2-26	91.7	<i>0.17</i>	5.94	0.14	97.95	936	$Au_{0.83}Cu_{0.17}$
20	4-44	82.41	<i>0.04</i>	10.61	<i>0</i>	93.06	886	$Au_{0.71}Cu_{0.29}$
21	6-60	94.67	0.36	3.44	<i>0.02</i>	98.49	961	$Au_{0.89}Cu_{0.10}Ag_{0.01}$
22	6-59	90.41	<i>0.16</i>	5.33	<i>0.02</i>	95.92	943	$Au_{0.89}Cu_{0.15}$
23	2-30	87.65	0.44	8.26	0.37	96.72	906	$Au_{0.76}Ag_{0.01}Cu_{0.22}Fe_{0.01}$
24	6-61	90.56	<i>0.18</i>	4.89	<i>0.04</i>	95.67	947	$Au_{0.86}Cu_{0.14}$
Жильная масса с демантоидом								
25	2-4	94.64	6.04	<i>0</i>	<i>0</i>	100.69	940	$Au_{0.90}Ag_{0.10}$
26	2-5	96.30	4.68	<i>0</i>	<i>0</i>	100.98	954	$Au_{0.92}Ag_{0.08}$
27	3-1	91.16	8.72	<i>0</i>	<i>0</i>	99.88	913	$Au_{0.85}Ag_{0.15}$
28	3-2	90.83	7.85	<i>0</i>	<i>0</i>	98.68	920	$Au_{0.86}Ag_{0.14}$
29	4-3	90.12	9.23	<i>0</i>	<i>0</i>	99.35	907	$Au_{0.84}Ag_{0.16}$
30	4-4	86.69	13.46	<i>0</i>	<i>0</i>	100.15	866	$Au_{0.78}Ag_{0.22}$
31	5-1	92.88	7.22	<i>0</i>	<i>0</i>	100.10	927	$Au_{0.88}Ag_{0.12}$
32	5-3	97.02	3.97	<i>0</i>	<i>0</i>	100.99	961	$Au_{0.93}Ag_{0.07}$
33	5-4	94.32	5.35	<i>0</i>	<i>0</i>	99.92	944	$Au_{0.91}Ag_{0.09}$
34	6-1	83.87	17.08	<i>0</i>	<i>0</i>	100.95	831	$Au_{0.73}Ag_{0.27}$
35	6-2	85.93	12.92	0.35	0.35	99.19	866	$Au_{0.77}Ag_{0.21}Cu_{0.01}Fe_{0.01}$
36	6-3	81.68	19.39	<i>0</i>	<i>0</i>	101.07	808	$Au_{0.70}Ag_{0.30}$

Примечание. Анализы: 1–6 – тетрааурикуприд AuCu (1) и аурикуприд AuCu₃ (2–6) основной массы зерен; ан. 7–9 – аурикуприд оторочки включений оксида железа и серпентина в тетрааурикуприде; ан. 10–12 – включения серебристого золота в тетрааурикуприде; ан. 13–24 – гипергенное золото пористое (14–16), колломорфное (17, 18) и монолитное трещиноватое (19–24); ан. 25–36 – серебристое золото из жильной массы. Здесь и в табл. 2 курсивом выделены содержания элементов ниже стандартного отклонения при измерении. Расчет кристаллохимических формул для анализов с дефицитной суммой компонентов приведен из предположения, что дефицит суммы обусловлен полыми порами.

Note. Analyses: 1–6 – AuCu tetraauricupride (1) and AuCu₃ auricupride (2–6) of the main mass of grains; an. 7–9 – auricupride rim of iron oxide and serpentine inclusions in tetraauricupride; an. 10–12 – silver gold inclusions in tetraauricupride; an. 13–24 – hypogene gold porous (14–16), collomorphic (17, 18) and monolithic fractured (19–24); an. 25–36 – silver gold from vein mass. Here and in the Table 2 the content of elements below the standard deviation of the measurement is marked in italics. Calculation of crystallochemical formulae for analyses with a deficient sum of components is given on the assumption that the deficiency of the sum is due to hollow pores.

Зерна золота из жильной карбонат-серпентиновой массы, несущей демантоид, представлены частицами золотосеребряных твердых растворов размером 0.2 мм и менее. Серебристому золо-

ту присущи интерстициальные угловатые формы с отпечатками зерен жильной массы (см. рис.2в), редко это изометричные кристаллы (см. рис. 2г). Минеральные включения в нем не зафиксирова-

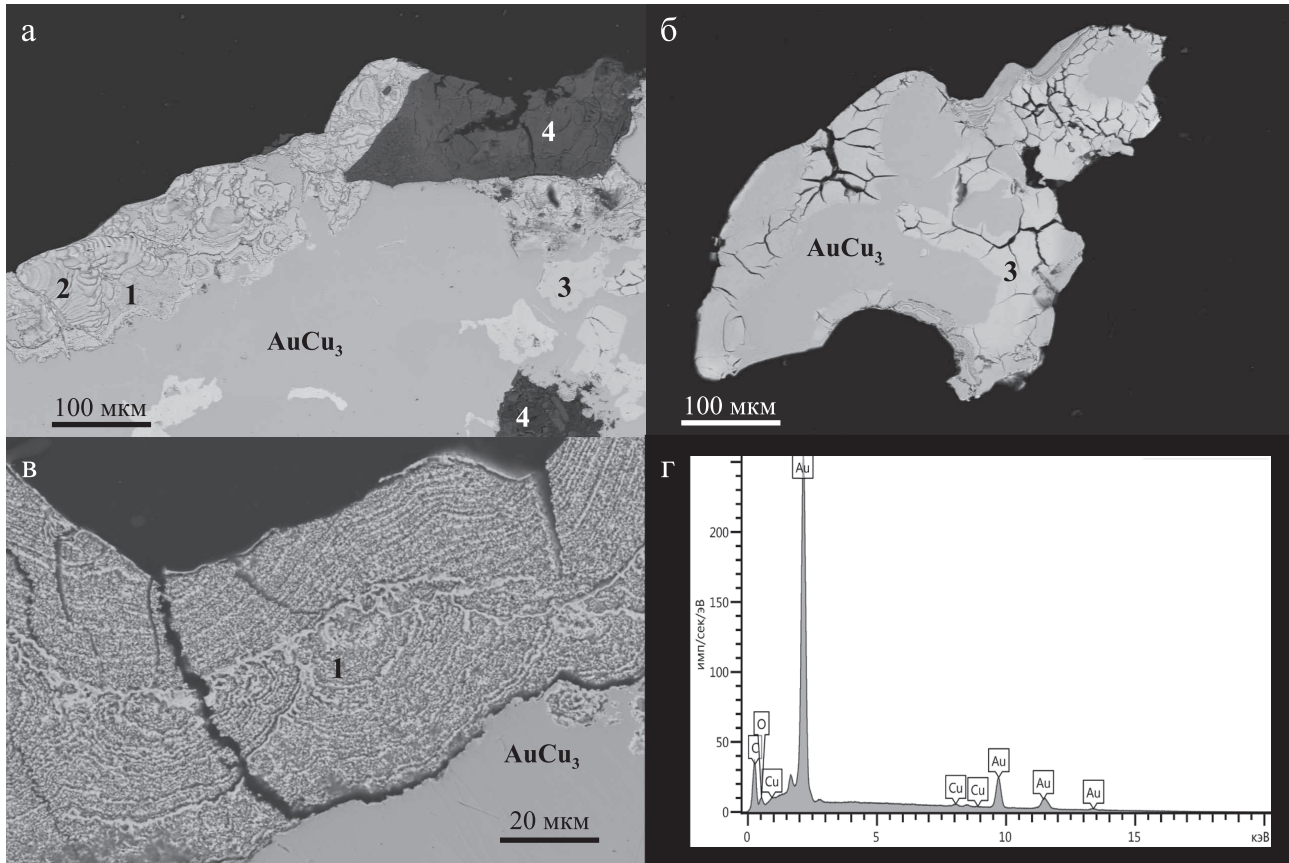


Рис. 4. Струкция каймы гипергенного золота на аурикуприде (AuCu_3).

а – сопряженные участки золота пористого (1), колломорфного (2) и монокристаллического (3) строения; на поверхности зерна аурикуприда присутствуют также выделения, сложенные серпентином, силикатами никеля и оксидами железа (4); б – каймы трещиноватого монокристаллического строения; в – слоистое концентрически-зональное строение пористого золота; г – EDX-спектр участка монокристаллического строения. Снимки в режиме обратнорассеянных электронов (BSE).

Fig. 4. Structure of hypergene gold rims on auricupride (AuCu_3).

а – conjugated areas of porous (1), collomorphic (2) and monolithic (3) gold; on the surface of auricupride grain there are also separations composed of serpentine, nickel silicates and iron oxides (4); б – rims of fractured monolithic structure; в – layered concentric-zonal structure of porous gold; г – EDX-spectrum of the area of monolithic structure. Images in the back-scattered electron (BSE) mode.

ны. Преобладающая часть золотин из жильного материала и вскрытого траншеей аллювия (россыпь р. Бобровка) относится к высокопробному золоту (913–961‰, 4–10 мас. % Ag). Отдельные золотины из аллювия имеют более низкую пробу (808–866‰, 13–19.4 мас. % Ag) (см. табл. 1, ан. 25–36).

Обсуждение результатов

Самородное золото в месторождениях демантоида ранее не описывалось. Обнаруженные нами зерна самородного золота на Полдневском месторождении принадлежат к двум химическим разновидностям самородного золота (Au-Cu и Au-Ag), приуроченным к субмеридиональным линейным зонам повышенной трещиноватости в массиве ги-

пербазитов. Контрастные различия химического состава этих разновидностей золота коррелируют с их минеральным окружением: медистого золота – с антигоритовым серпентинитом, содержащим также рассеянную вкрапленность самородной меди, а серебристого золота – с клинохризотил-кальцитовой массой, несущей демантоид.

Среди метасоматических золотоносных пород в гипербазитах Урала медистое золото известно в родингитах Карабашского массива, в разломных антигоритовых серпентинитах Верх-Нейвинского массива (Павловское проявление) и золотосульфидно-магнетитовых рудах в антигоритовых серпентинитах Каганского массива (Мурзин и др., 2007; Murzin et al., 2019). Серебристое золото, представленное Au-Ag твердыми растворами, иногда с повышенным содержанием меди, рас-

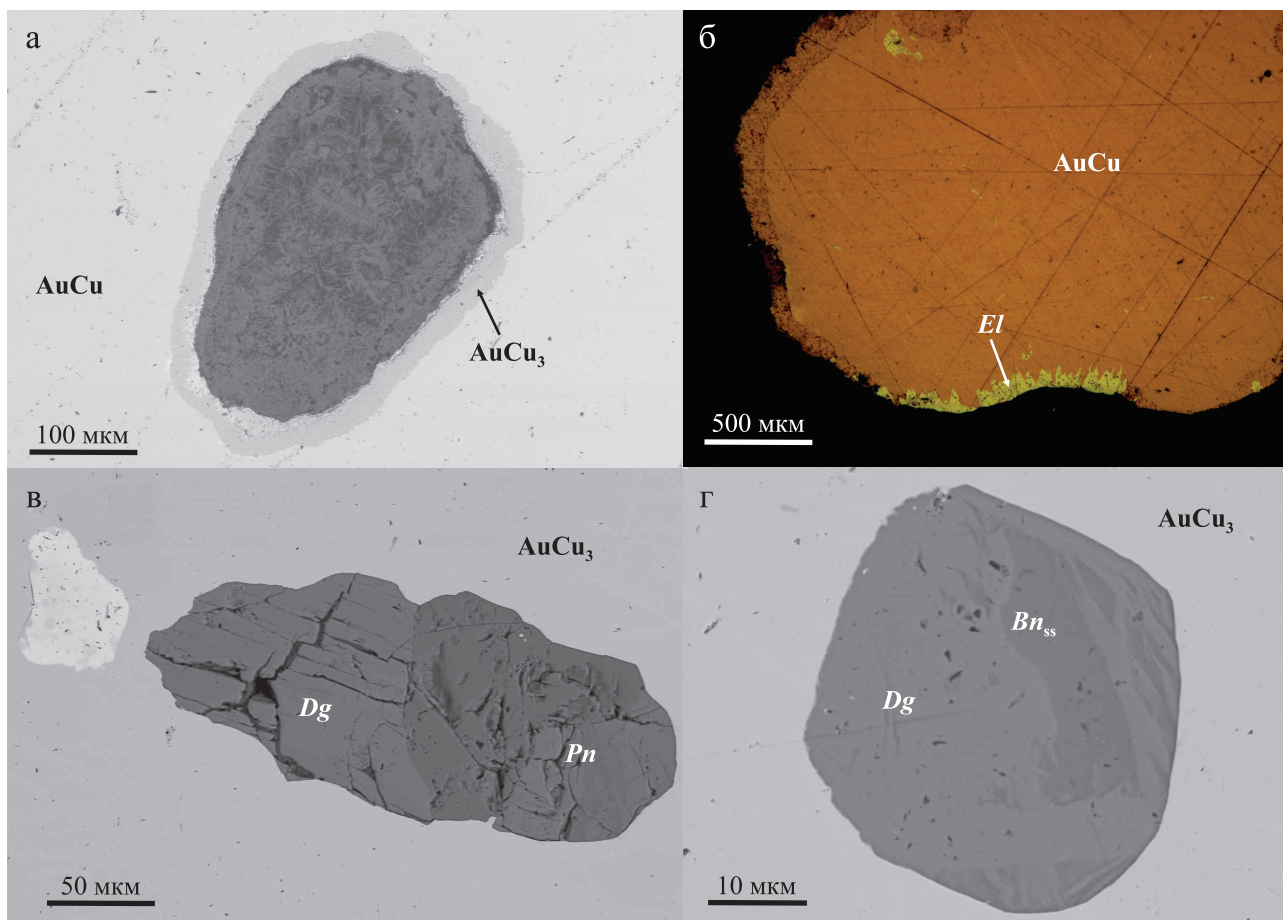


Рис. 5. Минеральные включения в медистом золоте.

а – включение оксидов железа и серпентина (черное), отороченное аурикупридом ($AuCu_3$) в зерне тетрааурикуприда ($AuCu$); б – включения электрума (El) в краевой части зерна аурикуприда ($AuCu_3$), окаймленного гипергенным пористым золотом; в – включение – сросток дигенита (Dg) и пентландита (Pn) в аурикуприде; г – кристалл дигенита (Dg) с вростками борнит-дигенитового твердого раствора (Bn_{ss}). а, в, г – снимки в режиме обратнорассеянных электронов (BSE), б – оптическое фото.

Fig. 5. Mineral inclusions in cuprous gold.

а – inclusion of iron and serpentine oxides (black) rimmed by auricupride ($AuCu_3$) in tetraauricupride ($AuCu$) grain; б – inclusions of electrum (El) in the peripheral part of auricupride ($AuCu_3$) grain rimmed by hypergene porous gold; в – inclusion – cross-link of digenite (Dg) and pentlandite (Pn) in auricupride; г – crystal of digenite (Dg) with boronite-digenite solid solution (Bn_{ss}) outgrowths. а, в, г – images in the back-scattered electron (BSE) mode, б – optical photo.

пространено в углекислотных метасоматитах Южного Урала – листовниках (Знаменский, Знаменская, 2022; Рахимов и др., 2022; Знаменский, 2023), в породах талькового и тальк-карбонатного состава (Мурзин, Варламов, 2015), а также в магнетит-хлорит-карбонатных (Мурзин и др., 2017).

Резкие различия в составе самородного золота на Полдневском месторождении из жильной массы, с одной стороны, и из вмещающего серпентинита, с другой, свидетельствуют о существенно различных физико-химических условиях его отложения. Восстановительные условия, наряду с низкой фугитивностью серы, создающиеся при гидратации (серпентинизации) оливина и клинопироксе-

на, способствуют образованию самородных форм меди, в том числе о его соединений с золотом. Серебро, присутствующее во флюиде в небольшом количестве, отложилось в виде включений электрума в Au-Cu интерметаллидах.

Термодинамическое моделирование условий образования медистого золота в родингитах показало, что отложение Au-Cu интерметаллидов происходит из флюидов с низкой фугитивностью кислорода и серы: $\log fS_2 = -8...-20$, $\log fO_2 = -26...-39$ (Murzin et al., 2018). При этом фугитивность серы при отложении Au-Cu интерметаллидов существенно ниже, чем при образовании Au-Ag сплавов в листовниках (рис. 6).

Таблица 2. Химический состав включений сульфидов и расчет их кристаллохимических формул в зерне медистого золота**Table 2.** Chemical composition of sulphide inclusions and calculation of their crystallochemical formulae in copper gold grains

№ ан.	Cu	Fe	Ni	S	Total	Cu	Fe	Ni	S	Me/S	Кристаллохимическая формула
	мас. %					ат. %					
23	77.96	0.00	0.00	21.4	99.36	64.77	0	0	35.23	1.84	$\text{Cu}_{1.94}\text{S}_{1.06}$
22	66.99	7.42	0.01	24.78	99.20	53.79	6.77	0.01	39.43	1.54	$\text{Cu}_{5.38}\text{Fe}_{0.68}\text{S}_{3.94}$
25	66.19	7.95	0.00	24.53	98.67	53.44	7.31	0	39.25	1.55	$\text{Cu}_{5.35}\text{Fe}_{0.73}\text{S}_{3.92}$
24	0.52	30.23	34.8	33.15	98.70	0.37	24.88	27.23	47.52	1.10	$(\text{Fe}_{4.23}\text{Ni}_{4.63}\text{Cu}_{0.06})_{8.92}\text{S}_{8.08}$
31	0.38	34.93	29.97	32.92	98.20	0.27	28.84	23.54	47.35	1.11	$(\text{Fe}_{4.90}\text{Ni}_{4.00}\text{Cu}_{0.05})_{8.95}\text{S}_{8.05}$

Примечание. Ан. 23 – дигенит (расчет на 3 ат.), ан. 22,25 – борнит-дигенитовый твердый раствор (расчет на 10 ат.), ан. 24, 31 – пентландит (расчет на 17 ат.).

Note. An. 23 – digenite (calculated at 3 at.), an. 22, 25 – bornite-digenite solid solution (calculated at 10 at.), an. 24, 31 – pentlandite (calculated at 17 at.).

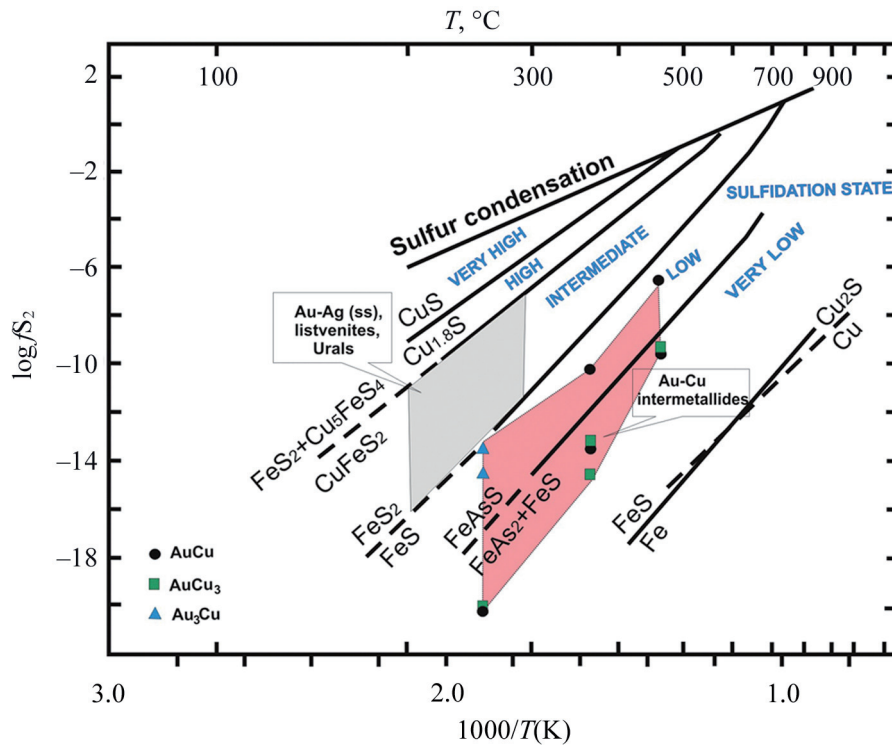


Рис. 6. Условия образования интерметаллидов Au-Cu в родингитах Карабашского массива (розовое поле) и твердых растворов Au-Ag в ливственитах Южного Урала (серое поле) на диаграмме температура–фугитивность серы, по (Einaudi et al., 2003) с изменениями.

Fig. 6. Conditions of formation of Au-Cu intermetallides in roddingites of the Karabash massif (pink field) and Au-Ag solid solutions in lystvenites of the Southern Urals (grey field) on the temperature-sulfur fugacity diagram, from (Einaudi et al., 2003) with modifications.

Изменчивость окислительно-восстановительного режима минералообразования проявлена в минеральном составе весьма специфических самородно-сульфидно-оксидных агрегатов, имеющих форму желваков из жильной массы (Мурзин и др., 2023). В серии изученных нами желваков само-

родная форма меди (самородная медь, медистый аваруйт, никелистая медь) сменяется сульфидной (халькозин, медистый хизлевудит) и оксидными (куприт, тенорит).

Заключительная история “жизни” как медистого, так и серебристого самородного золота связа-

на с его нахождением в зоне гипергенеза. Развитие продуктов гипергенного замещения аурикуприда колломорфного, пористого и трещиноватого строения, а также присутствие в EDX-спектрах линии кислорода свидетельствуют как о процессах перераспределения микропор, образовавшихся при выносе значительного количества меди, так и возможном образовании оксидных или гидроксидных форм золота и меди. Близкие по оптическим свойствам и составу каймы гидроксидов золота $[AuO \cdot Au(OH)_2]$ и $(Au, Ag, Cu)(OH)_2$ на частицах самородного золота описаны на Агинском месторождении на Камчатке (Некрасов, 1991). Пленочные формы оксида золота Au_2O_3 или гидроксида золота $AuO(OH)$ на поверхности россыпного и гипогенного золота на месторождении Новогоднее-Монто (Полярный Урал) зафиксированы и подтверждены методами Оже-спектроскопии в (Щегольков, Амосов, 2000; Щегольков, 2013).

Процессы укрупнения и перераспределение микропор со сбросом их на границы зерен, слагающих аурикуприд, описывались ранее в медистом золоте месторождения Золотая Гора на Южном Урале (Покровский и др., 1979; Мурзин, Малюгин, 1987). Мы полагаем, что участки трещиноватого монолитного медистого золота в изученном месторождении, для которых характерен неполный вынос меди и относительно небольшой дефицит суммарного содержания металлов, претерпели перекристаллизацию с образованием сети микротрещин. В участках колломорфного и пористого строения, в которых медь практически полностью вынесена из аурикуприда, перекристаллизация была слабой, образовались концентрические микротрещины, сопровождаясь также отложением в них оксидов и гидроксидов железа. Гипергенные преобразования серебристого золота из жильной карбонат-серпентиновой массы, несущей демантоид, проявлены слабо. Они выражены в образовании локальных высокопробных каемок (980 и более) малой мощности (редко более 5 мкм).

Согласно имеющимся модельным представлениям, серпентин-карбонатная жильная масса с гнездами демантоида образуется при выполнении трещинного пространства в специфических условиях, создающихся при декомпрессии выжимающегося к поверхности гипербазитового массива (Кисин и др., 2020; Карасева и др., 2021). Источником металлов был глубинный восстановленный флюид, взаимодействующий с основными и ультраосновными породами. Этот флюид мог участвовать в процессе антигоритовой серпентинизации и сопряженной с ней самородной медью и медистым золотом, когда гипербазиты находились на большой глубине. По мере подъема тела серпентинизированных пород к поверхности глубинный флюид смешивался с метеорными водами, восстановительные условия сменялись окислительными, а сам флюид ста-

новился углекислотным. В этих условиях образуются демантоид и серебристое самородное золото.

ВЫВОДЫ

1. Выявлены контрастные различия состава самородного золота на Полдневском месторождении демантоида, которые коррелируют с их минеральным окружением: медистого золота (аурикуприд $AuCu_3$ и тетрааурикуприд $AuCu$) – с антигоритовым серпентинитом, а серебристого золота (Au-Ag твердые растворы) – с кальцит-клинохризотиловой массой, несущей демантоид.

2. Различия в составе самородного золота из жильной массы и серпентинита отражают изменчивость физико-химических условий его отложения. Отложение Au-Cu интерметаллидов происходит из флюидов с низкой фугитивностью кислорода и серы: $\log fS_2 = -8 \dots -20$, $\log fO_2 = -26 \dots -39$, а Au-Ag твердых растворов – при более высоких значениях фугитивности серы и более окисленных условиях, характерных для золотого оруденения, сопровождающегося лиственитами и тальково-карбонатными породами.

3. Развитие продуктов гипергенного замещения аурикуприда колломорфного, пористого и трещиноватого строения, а также присутствие в EDX-спектрах линии кислорода свидетельствуют как о процессах перераспределения микропор, образовавшихся при выносе значительного количества меди, так и возможном образовании оксидных или гидроксидных форм золота и меди.

4. Самородное золото медистого и серебристого состава образуется на различных гипсометрических уровнях при подъеме тела гипербазитов к поверхности и его декомпрессии. Медистое золото сопряжено с антигоритовой серпентинизацией, когда тело гипербазитов находилось на глубине. При его подъеме к поверхности и декомпрессии восстановительные условия сменяются окислительными, а флюид становится углекислотным. В этих условиях образуются демантоид и серебристое самородное золото.

Благодарности

Авторы благодарны С.Г. Селезневу и другим геологам ООО “Корпорация Маяк” за содействие в получении образцов для исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Знаменский С.Е. (2023) Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал). *Литосфера*, **23**(3), 430-446. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. (2022) Вознесенское золоторудное месторождение (Южный Урал): геологическое строение, геохимия рудовмещающих по-

- род, геодинамические условия образования. *Литосфера*, **22**(3), 391-403. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В. (2021) Полдневское месторождение демантоида (Средний Урал): Геология и минералогия. *Литосфера*, **21**(5), 681-696. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>
- Карасева Е.С., Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Озорнин Д.А., Селезнев С.Г. (2019) Первая находка самородного золота на Полдневском месторождении демантоида. *Уральская минералогическая школа – 2019. XXV Всерос. науч. конф. Екатеринбург: Универсальная типография “Альфа Принт”*, 67-69.
- Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. (2020) Проблемы структурного контроля демантоидной минерализации на Полдневском месторождении. *Изв. УГГУ*, **2**(58), 64-73. <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-64-73>
- Мурзин В.В. (2009) Золотое оруденение в ультрамафитах Урала. *Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. III Междунар. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН*, 61-64.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А. (2015) Минералогия золотоносных тальк-карбонатных пород Кировского месторождения на Южном Урале. *Вестн. Уральского отделения Рос. минералог. общ-ва. Вып. 12. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН*, 84-95.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Карасева Е.С., Кисин А.Ю. (2023) Минералогия, условия образования и генезис агрегатов самородных и сульфидных минералов Полдневского месторождения демантоида (Средний Урал). *Геология руд. месторождений*, (6), 528-550. <https://doi.org/10.31857/S0016777023060060>
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Пальянова Г.А. (2017) Условия образования золотоносных магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал). *Геология и геофизика*, **58**(7), 1006-1020.
- Мурзин В.В., Варламов Д.А., Шанина С.Н. (2007) Новые данные о золото-антгоритовой формации Урала. *Докл. АН*, **417**(6), 810-813.
- Мурзин В.В., Малюгин А.А. (1987) Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). Свердловск: УНЦ АН СССР, 96 с.
- Некрасов И.Я. (1991) Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 304 с.
- Покровский П.В., Мурзин В.В., Берзон Р.О., Юников Б.А. (1979) К минералогии самородного золота месторождения Золотая Гора. *Зап. Всесоюз. минералог. об-ва*, **108**(3), 317-326.
- 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 Тузан (Худолазовская мульда, Южный Урал). *Литосфера*, **22**(2), 200-218. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-2-200-218>
- Щегольков Ю.В. (2013) Образование тонких пленок оксидов золота на самородном золоте в природных условиях. *Зап. РМО*, (1), 126-132.
- Щегольков Ю.В., Амосов Р.А. (2000) Окисление самородного золота в россыпях. *Докл. АН*, **370**(4), 520-523.
- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. (2003) Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. (Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., **10**, 285-314).
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Varlamov D. (2019) Formation of Au-bearing antigorite serpentinites and magnetite ores at the massif of ophiolite ultramafic rocks: Thermodynamic modeling. *Minerals*, **9**, 758. <https://doi.org/10.3390/min9120758>
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. (2018) Physicochemical model of formation of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **93**, 81-97. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.018>

REFERENCES

- Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. (2003) Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Volcanic, geothermal and ore-forming fluids: Rulers and witnesses of processes within the Earth*. (Soc. Econ. Geol. Spec. Publ., **10**, 285-314).
- Karaseva E.S., Kisin A.Yu., Murzin V.V. (2021) The Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals): Geology and mineralogy. *Lithosphere (Russia)*, **21**(5), 683-698. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-683-698>
- Karaseva E.S., Kisin A.Yu., Murzin V.V., Ozornin D.A., Seleznev S.G. (2019) The first discovery of native gold at Poldnevskoye demantoid deposit. *Ural Mineralogical School – 2019. XXV All-Russian Scientific Conference. Ekaterinburg, Universal'naya tipografiya “Al’fa Print”*, 67-69. (In Russ.)
- Kisin A.Yu., Murzin V.V., Karaseva E.S., Oгородников V.N., Polenov Yu. A., Seleznev S.G., Ozornin D.A. (2020) Problems of structural control of demantoid mineralisation at Poldnevskoye deposit. *Izvestiya UGGU*, **2**(58), 64-73. (In Russ.) <https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-2-64-73>
- Murzin V.V. (2009) Gold mineralization in the ultramafites of the Urals *Mafic-ultramafic complexes of folded regions and related deposits*. The third international conference. Т. 2. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 61-64. (In Russ.)
- Murzin V., Chudnenko K., Palyanova G., Varlamov D. (2019) Formation of Au-bearing antigorite serpentinites and magnetite ores at the massif of ophiolite ultramafic rocks: Thermodynamic modeling. *Minerals*, **9**, 758. <https://doi.org/10.3390/min9120758>
- Murzin V.V., Chudnenko K.V., Palyanova G.A., Varlamov D.A., Naumov E.A., Pirajno F. (2018) Physicochemical model of formation of Cu-Ag-Au-Hg solid solutions and intermetallic alloys in the rodingites of the Zolotaya Gora gold deposit (Urals, Russia). *Ore Geol. Rev.*, **93**, 81-97. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.12.018>
- Murzin V.V., Malyugin A.A. (1987) Typomorphism of gold in the hypergenesis zone. Sverdlovsk, UNTs AN SSSR Publ., 96 с. (In Russ.)

- Murzin V.V., Varlamov D.A. (2015) Mineralogy of gold-bearing talc-carbonate rocks of the Kirovskoye deposit in the South Urals. *Vestn. Ural'skogo Otdeleniya Ros. Mineralog. Ob-va. Vyp. 12*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 84-95. (In Russ.)
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Karaseva E.S., Kissin A.Yu. (2023) Mineralogy, formation conditions and genesis of aggregates of native and sulphide the Poldnevskoye deposit of demantoid (Middle Urals). *Geol. Ore Dep.*, **65**(6), 544-566 (translated from *Geol. Rud. Mestorozhd.*, (6), 528-550).
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Palyanova G.A. (2017) Conditions of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks of the Karabash ultrabasic massif (South Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **58**, 803-814. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.06.003>
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Palyanova G.A. (2017) Conditions of formation of gold-bearing magnetite-chlorite-carbonate rocks of the Karabash ultrabasic massif (South Urals). *Russ. Geol. Geophys.*, **58**, 803-814 (translated from *Geol. Geofiz.*, **58**(7), 1006-1020). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.06.003>
- Murzin V.V., Varlamov D.A., Shanina S.N. (2007) New Data on the Gold-Antigorite Association of the Urals. *Dokl. Earth Sci.*, **417A**(9), 1436-1439 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **417**(6), 810-813). <https://doi.org/10.1134/S1028334X07090310>
- Nekrasov I.Ya. (1991) Geochemistry, mineralogy, and genesis of gold deposits. Moscow, Nauka Publ., 304 p. (In Russ.)
- Pokrovskii P.V., Murzin V.V., Berzon R.O., Yunikov B.A. (1979) Mineralogy of native gold at the Zolotaya Gora deposit. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **108**(3), 317-326. (In Russ.)
- 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>
- Shegol'kov Yu.V. (2013) Formation of thin gold oxide films on the native gold in natural conditions. *Zapiski RMO*, (1), 126-132. (In Russ.)
- Shegol'kov Yu.V., Amosov R.A. (2000) Oxidation of native gold in placers. *Dokl. Earth Sci.*, **370**, 192-195 (translated from *Dokl. Akad. Nauk*, **370**(4), 520-523).
- Znamenskii S.E. (2023) Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals). *Lithosphere (Russia)*, **23**(3), 430-446. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-430-446>
- Znamenskii S.E., Znamenskaya N.M. (2022) Voznesenskoe gold ore deposit (Southern Urals): Geological structure, ore-bearing rock geochemistry, geodynamic formation conditions. *Lithosphere (Russia)*, **22**(3), 391-403. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-3-391-403>

О внешнеотсчетном статусе зональных биохронологических шкал

В. В. Черных

*Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: chernykh@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 20.10.2023 г., принята к печати 31.10.2023 г.

Объект исследования. Обсуждается вопрос о возможности создания внешней биохронологической шкалы в стратиграфии. *Материал и методы.* Анализируются факторы, обеспечивающие независимость выбранных для построения шкалы событий от геологической обстановки, в которой они происходили. *Результаты.* Выделена категория биохронологических шкал, построенных по результатам изучения эволюционного изменения определенной части скелета, гомологичной для членов длительно существующей группы организмов. Такие шкалы предлагается называть мерономическими. Проведено подробное обсуждение особенностей построения мерономических шкал по результатам изучения конодонтов. Эволюционная последовательность видов ископаемых в значительной мере обеспечивает непрерывность шкалы и ее внешнеотсчетный статус, предполагающий независимость шкалы от фациальных особенностей, сопоставляемых с ее помощью разрезов. Обсуждаются основные черты дивергенции, возникающей в процессе эволюции при конкурентных взаимоотношениях родственных видов. Показано совпадение главных особенностей развития скелетных элементов в процессе эволюции конодонтов с прогнозом, исходящим из принятой модели ансамблевого развития родственных видов. В частности, к таким особенностям относятся усиление изменчивости платформенных, стабилизация морфологии рамиформных элементов, а также направленное изменение Ра элементов, которое служит основой построения конодонтовых мерономических шкал. Эволюционный морфологический тренд Ра элемента, возникающий в процессе конкурентных отношений родственных видов, не зависит от того, в каких именно внешних абиотических условиях осуществляются эти взаимоотношения. Соответственно, и биохронологическая шкала, построенная на базе эволюционного тренда состояний Ра элемента, может рассматриваться как внешняя по отношению к измеряемым геологическим событиям, запечатленным в конкретных разрезах. Для объяснения фактов краткого существования и широкого распространения периодически возникающих морфотипов Ра элементов, привлекается явление эволюционных осцилляций, состоящее в том, что в определенные периоды в пространственно разобщенных популяциях родственных видов генофонды меняются одновременно и сходным образом. Процесс синхронного повышения частоты признака охватывает изолированные и полуизолированные популяции родственных видов на территории протяженностью в сотни и тысячи километров и практически одновременно. Подобную картину мы наблюдаем на определенных стратиграфических рубежах в морфологических преобразованиях конодонтов. Хотя причины таких эволюционных осцилляций до сих пор не ясны, однако установленный факт их синхронного проявления на значительных территориях исключает зависимость от абиотических условий конкретных местонахождений родственных популяций. Это обстоятельство является еще одним условием, позволяющим считать исторический морфогенез Ра элементов, отмечаемый в процессе описанной ансамблевой эволюции родственных видов конодонтов, не зависящим от абиотических причин и определяемым только внутренними факторами. *Выводы.* Биохронологические шкалы, в основу которых заложены стадии эволюционного изменения определенной части скелета, гомологичной для членов длительно существующей группы организмов, в значительной степени ограждены от влияния абиотических условий и могут рассматриваться как шкалы внешние.

Ключевые слова: *внешняя шкала, биохронологическая шкала, мерономическая шкала, морфологические тренды, эволюционные осцилляции, конодонты*

Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800010-5

On the external indicating status of zonal biochronological scales

Valerii V. Chernykh

*A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st.,
Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: chernykh@igg.uran.ru*

Received 20.10.2023, accepted 31.10.2023

Для цитирования: Черных В.В. (2024) О внешнеотсчетном статусе зональных биохронологических шкал. *Литосфера*, 24(4), 722-734. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-722-734>

For citation: Chernykh V.V. (2024) On the external indicating status of zonal biochronological scales. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 722-734. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-722-734>

Research subject. The possibility of creating an external biochronological scale in stratigraphy is discussed. **Materials and methods.** Factors that ensure the independence of the events selected for constructing a biochronological scale from the geological setting of their occurrence are analyzed. **Results.** A category of biochronological scales, which are constructed based on studying evolutionary changes in a certain part of the skeleton, homologous to members of a long-existing group of organisms, was distinguished. Such scales are proposed to be referred to as meronomical. The specifics of constructing meronomical scales based on the study of conodonts is discussed. The evolutionary sequence of fossil species ensures the continuity of the scale and its external indicating status, which implies the independence of the scale from the facial features of the sections compared with its help. The main features of divergence arising in the process of evolution in the competitive relationships of related species are discussed. The correspondence of the main features arising in the development of skeletal elements during the evolution of conodonts with the prediction based on the accepted model of an ensemble development of related species is shown. In particular, such features include an increase in the variability of platform elements and stabilization of the morphology of ramiform elements, as well as a directed change in Pa elements, which serves as the basis for constructing conodont meronomical scales. The evolutionary morphological trend of the Pa element, which arises in the process of competitive relations between related species, does not depend on the particular external abiotic conditions in which these relationships are carried out. Accordingly, the biochronological scale built on the basis of the evolutionary trend of the Pa element states can also be considered as external in relation to the measured geological events captured in specific sections. The facts of the brief existence and wide distribution of periodically occurring Pa element morphotypes are explained by the phenomenon of evolutionary oscillations. This phenomenon implies that, at certain time periods in spatially separated populations of related species, their gene pools change simultaneously and in a similar way. The process of a synchronous increase in the frequency of a certain trait covers isolated and semi-isolated populations of related species in an area stretching hundreds and thousands of kilometers and almost simultaneously. A similar picture can be observed in the morphological transformations of conodonts at certain stratigraphic boundaries. Although the reasons for such evolutionary oscillations are still unclear, the established fact of their synchronous manifestation in large areas excludes the dependence of related populations on the abiotic conditions of specific locations. This circumstance represents another condition that makes it possible to consider the historical morphogenesis of Pa elements observed in the process of the described ensemble evolution of related conodont species as independent of abiotic causes and determined only by internal factors. **Conclusion.** Biochronological scales, which are based on the stages of evolutionary changes in a certain part of the skeleton, homologous to members of a long-existing group of organisms, are largely protected from the influence of abiotic conditions and can be considered as external scales.

Keywords: *external scale, biochronological scale, meronomical scale, morphological trends, evolutionary oscillations, conodonts*

Acknowledgements

The work was conducted out within the framework of state assignment of IGG UB RAS (No. 123011800010-5)

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Сергей Викторович Мейен считал, что в стратиграфии не применяются внешние шкалы (1989). Он объяснял это тем, что внешнюю шкалу дают часы: “На нее наблюдатель или заменяющий его прибор проецирует другие процессы. Эту операцию и будем называть хронометрированием. Таким образом, хронометрия подразумевает наличие независимых часов, дающих внешнюю шкалу” (Мейен, 1989, с. 29). Под часами С.В. Мейен понимает искусственную или естественную систему, в которой протекает выбранный нами для измерения эталонный процесс, не зависящий от процесса, который подлежит измерению. Судя по всему, С.В. Мейен под внешней шкалой разумел шкалу интервалов (хронометрирование). И, отрицая возможность построения таких шкал в стратиграфии, был совершенно прав. Действительно, изучая ретроспективные геологические системы неполной сохранности, мы можем рассчитывать на построение только шкал порядка и, следовательно, использовать лишь “событийные” часы, измеряющие время-порядок, но не время-длительность. Однако шкалы поряд-

ка (как и любые шкалы, кроме шкал наименования) это также часы. Если удастся построить такую шкалу-часы и показать, что ход этих часов не зависит от геологического процесса, который подлежит измерению, то мы можем считать себя обладателями внешней шкалы. Таким образом, чтобы построить внешнюю шкалу для измерения хода некогда происходивших геологических процессов, необходимо представить доказательства существенной независимости выбранных для построения шкалы событий от геологической обстановки, в которой они происходили.

Шкалы порядка, к которым относятся рассматриваемые в настоящей работе биостратиграфические шкалы, устанавливают фиксированный порядок расположения событий (процессов) в соответствии с уровнем интенсивности изучаемого свойства. В качестве основы для построения биостратиграфических шкал используется свойство отношения “раньше, чем”. Все применяемые для построения шкалы события располагаются в соответствии с этим отношением: самые древние события (происшедшие раньше, чем все последующие) располагаются в начале шкалы. За ними следуют

все остальные события, используемые в качестве подразделений шкалы. Таким образом, уровень интенсивности свойства “раньше, чем” по сравнению с таковым начального события возрастает с каждым следующим подразделением шкалы. Порядок следования событий является единственной основой для измерения временной последовательности всех интересующих геологических процессов и не имеет отношения к их длительности.

Несколько замечаний по поводу операции “измерение” применительно к шкалам порядка. Под измерением понимается совокупность действий для определения отношения одной (измеряемой) величины к другой однородной величине, принятой за единицу. С помощью биостратиграфической шкалы (инструмента измерения) измеряется отношение “раньше, чем” одного геологического объекта, например стратиграфической границы в стратотипическом разрезе А по сравнению со стратиграфической границей в других разрезах Б: граница А может оказаться возникшей раньше, чем граница Б, на два подразделения используемой шкалы или границы хронологически окажутся синонимичными (т. е. хронологически одновозрастными), если относятся к одному и тому же подразделению шкалы.

Последовательность исторических событий во времени, перечень каких-либо событий в их временной последовательности назовем хронологией. При построении хронологической шкалы “...естественные единицы подразделения заимствуются из самого исторического процесса вне зависимости от их абсолютной продолжительности” (Шиндевольф, 1975, с. 10).

Одинаковую последовательность тождественных событий (гомотаксис), сохраняющуюся в конкретных разрезах конкретного региона, назовем стратиграфической шкалой. Учтем, что “...в самой глубокой теоретической основе все стратиграфические шкалы одинаковы в своей хронологичности” (Мейен, 1989, с. 27). Таким образом, понятие “стратиграфическая шкала” для фанерозоя, по существу, – синоним понятия “хронологическая шкала”.

Биостратиграфические шкалы представляют собой хронологическую последовательность палеонтологических событий, общую для большого количества разрезов данного региона. Как всякая хронологическая шкала, биостратиграфические шкалы относятся к шкалам порядка. Порядок следования палеонтологических событий является инструментом измерения временной последовательности всех интересующих геологических событий и не имеет отношения к длительности самих событий.

Биостратиграфические зональные шкалы состоят из зон – наименьших хронологических подразделений, которые можно выделить и применить. Среди зональных шкал полезно выделить шкалы, построенные на основе эволюционной последова-

тельности видов некоторой группы организмов. Я называю такие шкалы биохронологическими, исходя не столько из этимологии названия, сколько из желания выделить такие шкалы в особую категорию. Как показано далее, именно зональные биохронологические шкалы могут рассматриваться как исходные для разработки на их основе внешних шкал.

Биохронологические шкалы, построенные по результатам изучения эволюционного изменения определенной части скелета, гомологичной для членов длительно существующей группы ископаемых, предлагается называть мерономическими (Черных, 2008). Название происходит от понятия “мерон”, введенного С.В. Мейеном (1977) в типологию и обозначающего “класс частей”. Классическим примером мерономического шкал являются конодонтовые зональные шкалы, в основу их построения кладется последовательность эволюционного преобразования мерона, которым в этом случае является так называемый Ра элемент скелета, гомологичный для большинства палеозойских конодонтофорид. В дальнейшем проведено подробное обсуждение особенностей построения мерономических шкал по результатам изучения конодонтов.

ЗОНАЛЬНАЯ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Как уже сказано, к зональным биохронологическим шкалам относятся шкалы порядка, построенные на основе эволюционной последовательности видов выбранной группы ископаемых. Главным событием, используемым для выделения зоны, является событие “существование вида”. Возникновение каждого вида в эволюционной последовательности завершает предыдущую зону и устанавливает следующую за ней зону. Все зональные единицы являются наименьшими подразделениями шкалы. Они равноценны (эквиполентны), гомогенны (не делятся на части), дискретны (между смежными зонами нет временных переходов). Иными словами, зоны принимаются в качестве своеобразного момента хронологического (событийного) времени. Случайно или с пониманием сути дела, но именно так – “момент” – была названа зональная хронологическая единица на сессии Международного геологического конгресса в Болонье в 1881 г. Чтобы отразить минимальную размерность зоны технически, зона на шкале отмечается черточкой-риской (рис. 1). Линейному (двумерному) на шкале зональному подразделению отвечает трехмерное стратиграфическое подразделение в разрезе – стратозона, имеющее объем и протяженность. Все части стратозоны и все объекты в границах стратозоны имеют один и тот же хронологический возраст, определяемый одноименной зоной на шкале.

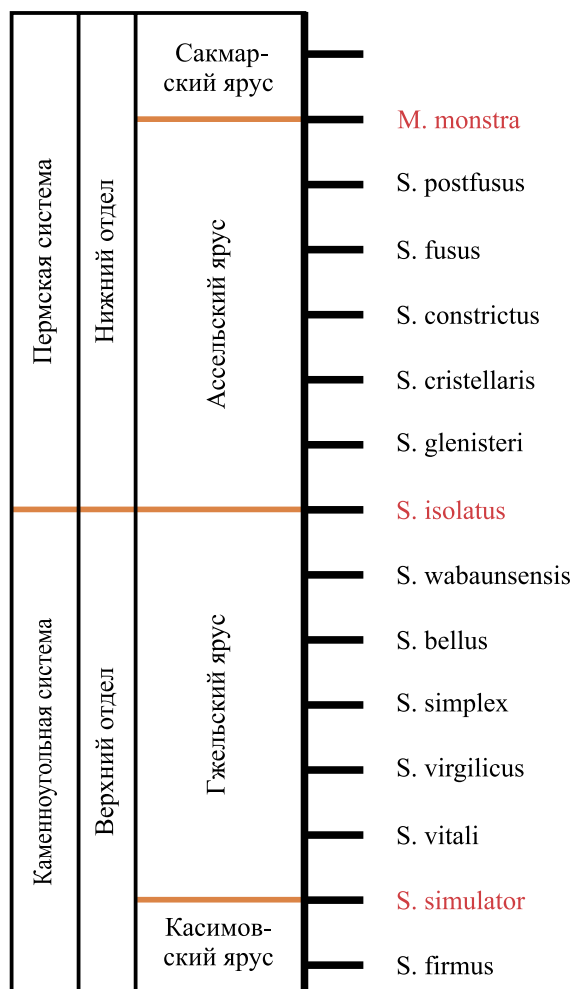


Рис. 1. Зональная шкала гжельско-ассельского интервала по конодонтам *S.* – *Streptognathodus*, *M.* – *Mesogondolella*.

Fig. 1. The conodont zonal scale of the Gzhelian-Asselian interval *S.* – *Streptognathodus*, *M.* – *Mesogondolella*.

По поводу функционального назначения зоны, ее статуса существуют самые разнообразные мнения, которые связаны с отсутствием в этих спорах четкого размежевания зоны как подразделения шкалы и зоны как подразделения разреза. Этим же обусловлены вопросы относительно использования зональной шкалы в качестве измерительного инструмента.

Георгий Павлович Леонов совершенно недвусмысленно определил основное предназначение зональных биостратиграфических шкал: “Зональное расчленение, при биостратиграфическом его понимании, является прежде всего методом сопоставления разрезов. Зональное расчленение предшествует при этом сопоставлению и должно быть от него независимым” (1974, с. 53).

Зональный масштаб при маркировке биохронологической шкалы мы извлекаем исключительно из особенностей процесса эволюции выбранной группы организмов, абсолютно не зависящего от того, как выполнено стратиграфическое расчленение разреза. Порядок следования слоев в разрезе интересует нас только как основа для установления хронологической последовательности событий органической эволюции. В течение ряда лет я настаиваю на строгой дифференциации биохронологической шкалы и разреза. Учитывая это требование, приведенное утверждение Г.П. Леонова должно получить следующую интерпретацию: зональное расчленение и сопоставление разрезов выполняется с помощью зональной биохронологической шкалы, построение которой предшествует зональному расчленению и сопоставлению разрезов и должно быть от них независимым.

Важность эволюционного базиса при построении биохронологических шкал отмечалась неоднократно. Одним из первых исследователей, кто прямо указал на то, что зональные подразделения должны основываться на событиях эволюционного развития организмов, был Ж. Сигаль (Sigal, 1961). Особое значение “эволюционного момента” при построении зональных биостратиграфических шкал отмечается в работах Д.М. Раузер-Черноусовой (1967), Д.Л. Степанова (1958), А.В. Попова (2003) и многих других авторов.

Установление реального эволюционного базиса по результатам изучения ископаемых остатков маловероятно, однако декларация его необходимости направляет работу специалиста по верному пути. По мере изучения все большего количества разрезов выявляются возможные неточности в определении систематической принадлежности, ошибки в ранее установленном порядке следования видов ископаемых и восстанавливаемая картина эволюции группы постепенно приближается к истинной.

Опора на эволюционную последовательность видов ископаемых в значительной мере обеспечивает непрерывность шкалы и ее внешнеотсчетный характер, предполагающий возможную независимость шкалы от фациальных особенностей сопоставляемых с ее помощью разрезов.

ВНЕШНЕОТСЧЕТНЫЕ ЗОНАЛЬНЫЕ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Для признания внешнеотсчетного статуса биохронологической шкалы необходимы доказательства существенной независимости событий, применяемых для построения шкалы, от внешних абиотических условий. Одной ссылки на эволюционную основу, использованную для построения биостратиграфической шкалы явно недостаточно. Следует подробно и обстоятельно аргументировать, с чем связана независимость использованной эво-

люционной последовательности видов от влияния абиотических факторов и как она обеспечивается.

Большое внимание вопросу автономности биостратиграфических шкал в стратиграфии уделил А.В. Попов (1993, 2003), поместивший в особую категорию – экзохронометрию – биостратиграфические методы. Детально рассмотрев причины и особенности эволюционных преобразований организмов, он пришел к выводу, что “...ведущим фактором эволюционного процесса могут быть только внутренние свойства самой жизни” (Попов, 2003, с. 133) и, следовательно, можно считать этот процесс независимым в основе от абиотических событий. По этой причине и биостратиграфические зональные шкалы, построенные на базе видов, принадлежащих филогенетическим группам, обеспечивают “одно из главных качеств измерительного инструмента – независимость от влияния внешней среды, т. е. абиотических факторов” (Попов, 2003, с. 134). К сожалению, в работах А.В. Попова не приведены примеры существующих внешнеотсчетных биостратиграфических шкал и те события эволюционного развития организмов, которые были положены в основу их построения. Единственное замечание, проливающее свет на то, какими должны быть основания, обеспечивающие независимость биостратиграфических шкал от литологических (фациальных) особенностей разрезов, является указание на принадлежность зональных видов “филогенетическим группам”. Судя по всему, речь идет об эволюционной последовательности видов.

Далеко не всякая биостратиграфическая шкала может рассматриваться как внешнеотсчетная. Так, шкалы, составленные из так называемых зон совместного распространения и их частного случая – комплексных зон, несомненно, зависят от фациальных особенностей разрезов, из которых изучались органические остатки, использованные для построения шкалы. Долгое время было принято считать, что шкала, составленная из комплексных зон, является наиболее предпочтительной для широких и надежных корреляций границ стратиграфических подразделений. Однако практика применения такого типа шкал показала, что таксономический состав сообщества организмов, входящих в данный комплекс, в значительной мере определяется именно внешними условиями (глубиной, соленостью, гидродинамикой бассейна, температурой и т. п.). При изучении различных по фациальным особенностям разрезов состав зонального комплекса изменяется: часть форм, найденных в исходном разрезе, исчезает, оставшиеся дополняются новыми формами из других разрезов. В конечном счете использование такого обобщенного зонального комплекса ископаемых при опознании стратиграфической границы приводит к широкому разнообразию мнений по поводу ее положения в конкретных разрезах.

Переход на зональные биохронологические шкалы эволюционного содержания, наметившийся в последние десятилетия при обосновании положения стратиграфических границ хроностратиграфических подразделений в конкретных разрезах (концепция GSSP), свидетельствует об осознании недостатков биостратиграфических шкал, составленных на комплексной основе.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О КОНОДОНТАХ

Особая разновидность зональных биохронологических шкал выявилась при использовании для их построения результатов изучения конодонтов.

Чтобы быть понятым теми специалистами, которые не используют конодонтов в стратиграфической практике, я вынужден изложить некоторые известные сведения, касающиеся этой группы ископаемых, которым в настоящее время уделяется большое внимание при изучении биостратиграфии палеозоя и триаса.

Конодонты – группа вымерших морских организмов проблематичного систематического положения (низшие хордовые, хетогнаты) – встречаются в ископаемом состоянии в виде разрозненных мелких (чаще менее 1 мм) скелетных кальцефосфатных по составу элементов. По особенностям строения выделяются несколько типов элементов скелета конодонтов (рис. 2), из которых наиболее морфологически выразителен и эволюционно лабилен так называемый платформенный Ра элемент. Другие, стержневидные (раμφормные) элементы скелета отличаются значительной эволюционной консервативностью и, как правило, не привлекаются для решения стратиграфических задач. В дальнейшем, говоря о конодонтах, я буду иметь в виду Ра элемент.

В значительной мере родовая и видовая систематика конодонтов базируется на морфологии Ра элемента, который является частью челюстного аппарата, гомологичной для всех представителей данной группы организмов. Беспрецедентно высокая встречаемость конодонтов в ископаемом состоянии, значительные темпы эволюции и широкое географическое распространение определяют их большое значение для биостратиграфии. Это, в свою очередь, обеспечило непрерывающийся в течение многих лет поток работ, посвященных изучению систематики и особенностям эволюции конодонтов.

Говоря об эволюции конодонтов, в большинстве случаев имеют в виду исторический морфогенез именно Ра элемента. Сохраняя стабильное состояние общих признаков строения в пределах определенного рода, этот элемент обнаруживает значительную изменчивость в деталях строения, что позволяет устанавливать внутривидовые группировки. Поскольку для выделения видов используется изменение строения единственного элемента

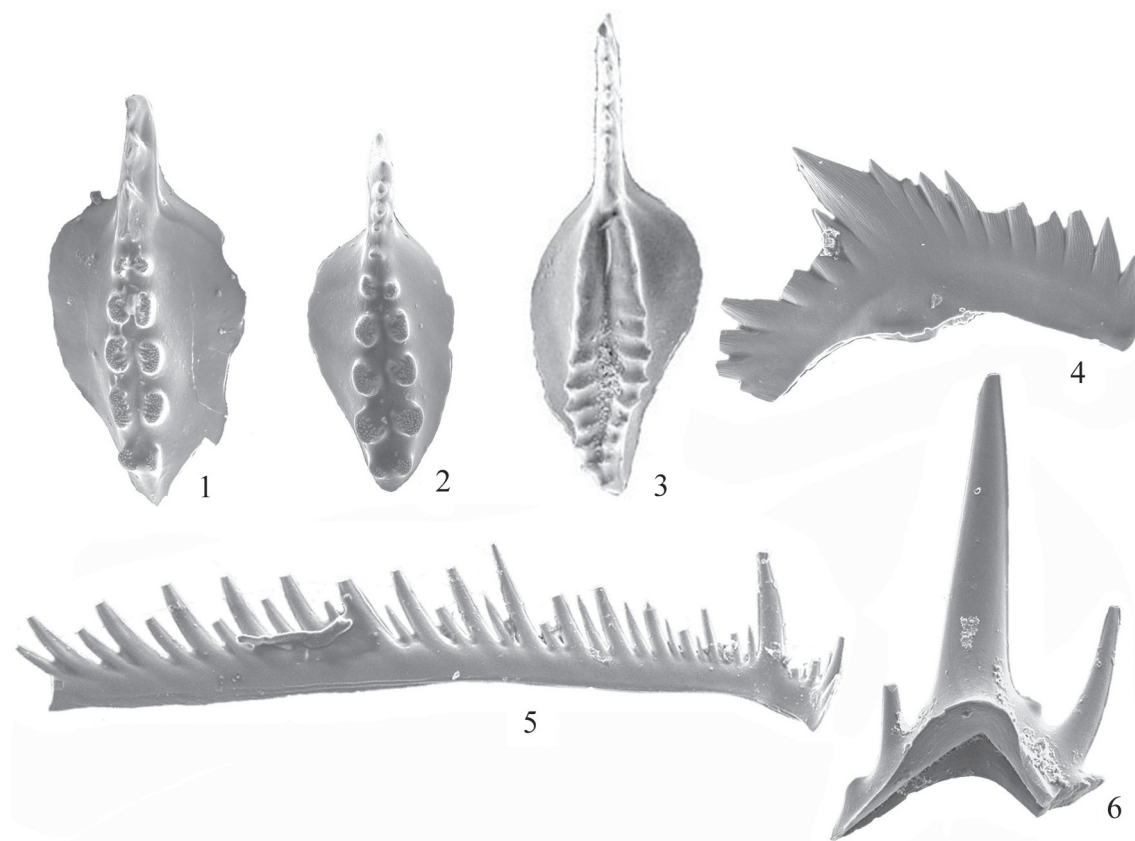


Рис. 2. Платформенные и рамиформные элементы у пермских (кунгурских) конодонтов рода *Neostreptognathodus*.

1–4 – платформенные элементы: 1–3 – Pa элементы, 4 – Pb (озаркодиниформный) элемент; 5, 6 – рамиформные элементы: 5 – Sc (хиндеоделлиформный) элемент, 6 – M (приониодиниформный) элемент.

Fig. 2. Platform and ramiform elements in Permian (Kungurian) conodonts of the genus *Neostreptognathodus*.

1–4 – platform elements: 1–3 – Pa elements, 4 – Pb (ozarkodiniform) element; 5, 6 – ramiform elements: 5 – Sc (hindeodelliform) element, 6 – M (prioniodiniform) element.

скелета, гомологичного для всех родственных видов, постольку принимается, что дифференцирующими признаками, по которым происходит эволюционная дивергенция внутри группы, являются те или иные детали морфологии Pa элемента. Высокая частота встречаемости конодонтов по разрезу дает возможность детально восстановить хронологическую последовательность и особенности исторического морфогенеза Pa элемента на протяжении длительного времени существования рода.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ КОНОДОНТОВ

Построение зональных биохронологических шкал по результатам изучения исторического морфогенеза Pa элементов отличает определенное своеобразие, связанное с особенностями эволюции конодонтофорид, которые следует оговорить, прежде чем переходить к непосредственному рассмотрению названной темы.

В развитии конодонтофорид наблюдается чередование периодов постепенного, направленного изменения Pa элемента, характеризующегося многочисленными переходными формами, с периодами быстрого (взрывного) появления группы морфотипов с общей и ранее не наблюдаемой особенностью строения, но без переходных форм. Эта последняя группа конодонтов отличается тем, что входящие в нее виды имеют узкий интервал существования, широкое территориальное распространение и являются важнейшими хронологическими маркерами, часто используемыми в качестве индикаторов границ хроностратиграфических подразделений.

Процесс направленного постепенного изменения Pa элемента, сопровождающегося переходными формами, предлагается рассматривать как следствие ансамблевого развития родственных видов (Черных, 1986). Напомню основные черты дивергенции, возникающей при конкуренции родствен-

ных видов и имеющей важные эволюционные последствия.

1. Дивергенция затрагивает обычно немногие одноименные признаки конкурентов (дифференцирующие признаки).

2. Направление и величины изменения признаков у дивергирующей пары видов взаимно уравновешены, с чем связана постепенность (обилие переходных форм) и отчетливо выраженная направленность изменения (морфологические тренды) дифференцирующих признаков в процессе эволюции группы.

3. Увеличивается изменчивость дифференцирующих признаков.

4. Дивергируют (при прочих равных условиях) наиболее изменчивые признаки.

5. Стабилизируются прочие признаки.

Большинство из отмеченных особенностей ансамблевой эволюции родственных видов были установлены в результате изучения главным образом современных видов организмов (Майр, 1968; Дажо, 1975; Одум, 1975). Значительно позднее проведенный анализ особенностей эволюционной трансформации конодонтов обнаружил их полное совпадение с указанными характеристиками процесса дивергенции, вызванного конкурентными взаимоотношениями родственных видов (Черных, 2016).

Дивергенция в этом случае затрагивает у конодонтов при прочих равных условиях признаки Ра элементов, способствует длительному сохранению их высокой изменчивости и тем самым сохраняет их в качестве дифференцирующих при всех последующих взаимоотношениях в группе родственных видов. Прочие признаки скелета (в данном случае признаки рамиформных элементов) стабилизируются.

В соответствии с отмеченными особенностями модели ансамблевого развития родственных видов находится и часто наблюдаемое направленное изменение Ра элемента (морфологический тренд) в процессе эволюции, именно такое изменение, которое прогнозируется принятой моделью. У близкородственных видов дифференцирующими являются обычно немногие гомологичные признаки, и смещение затрагивает их изменение у одного или обоих конкурентов. Величины изменений при этом взаимно уравновешены, и дифференцирующий признак изменяется у них в противоположные стороны. Преимущество такого характера дивергенции состоит в том, что при взаимном изменении одноименных (гомологичных) структур с противоположным знаком достигается скорейшее ослабление или устранение конкуренции. Как правило, такой процесс имеет ограничение, например предел возможного увеличения (или уменьшения) количественной характеристики признака у одного конкурента достигается раньше, чем у другого конкурента. Это приводит к постепенному смещению характеристики данного дифференцирующего признака в эволюционной последовательности форм в определенном направлении (Черных, 1986, 2016). Например, максимальный размер срединного гребня (карины) у представителей рода *Streptognathodus* ограничен размером платформы, а уменьшение длины карины имеет, по-видимому, функциональные ограничения. По этой причине конкурентные отношения позднекаменноугольных представителей группы *pawhuskaensis* приводят к последовательному появлению вначале крайних форм, обладающих максимальной длиной карины у *S. firmus* и минимальной – у *S. pawhuskaensis* (Черных, 2020). В дальнейшем при конкурентных отношениях таких форм возникает рецессивный процесс (рис. 3),

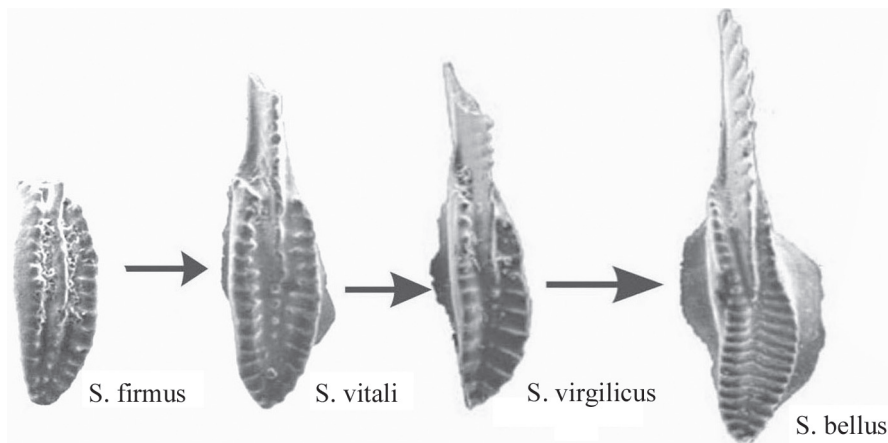


Рис. 3. Морфологический тренд уменьшения длины карины у касимовско-гжельских представителей рода *Streptognathodus*.

Fig. 3. Morphological trend of carina length decrease in Kasimovian-Gzhelian members of the genus *Streptognathodus*.

приводящий к формированию все более и более короткой карины (*S. vitali*, *S. virgolicus*, *S. bellus*).

Аналогичный морфологический тренд в развитии гжельско-ассельских представителей рода *Streptognathodus*, вначале направленный на возникновение нодулярной боковой дополнительной лопасти у раннеассельского *S. isolatus* и затем сменяемый на редукцию нодулярных образований, завершается полным исчезновением боковой дополнительной лопасти, на месте которой вновь возникает вдавленность (синус) на внутренней стороне платформы у среднеассельского *S. plenus* (рис. 4).

Большое количество переходных форм, связывающих Ра элементы приведенных морфологических трендов, также подчеркивает правомерность рассмотрения этого процесса в рамках выбран-

ной модели ансамблевого развития родственных видов.

В соответствии с принятой моделью направленное изменение Ра элемента зависит только от того, какие виды данного рода находятся в конкурентных взаимоотношениях, и практически не зависит от того, в каких именно внешних абиотических условиях осуществляются эти взаимоотношения. Соответственно и биохронологическая шкала, построенная на основе направленной эволюционной последовательности состояний Ра элемента, может рассматриваться как внешняя по отношению к измеряемым геологическим процессам.

Для объяснения коротко существующих и широко распространенных морфотипов привлекается явление эволюционных осцилляций, состоящее в том, что в определенные периоды в пространствен-

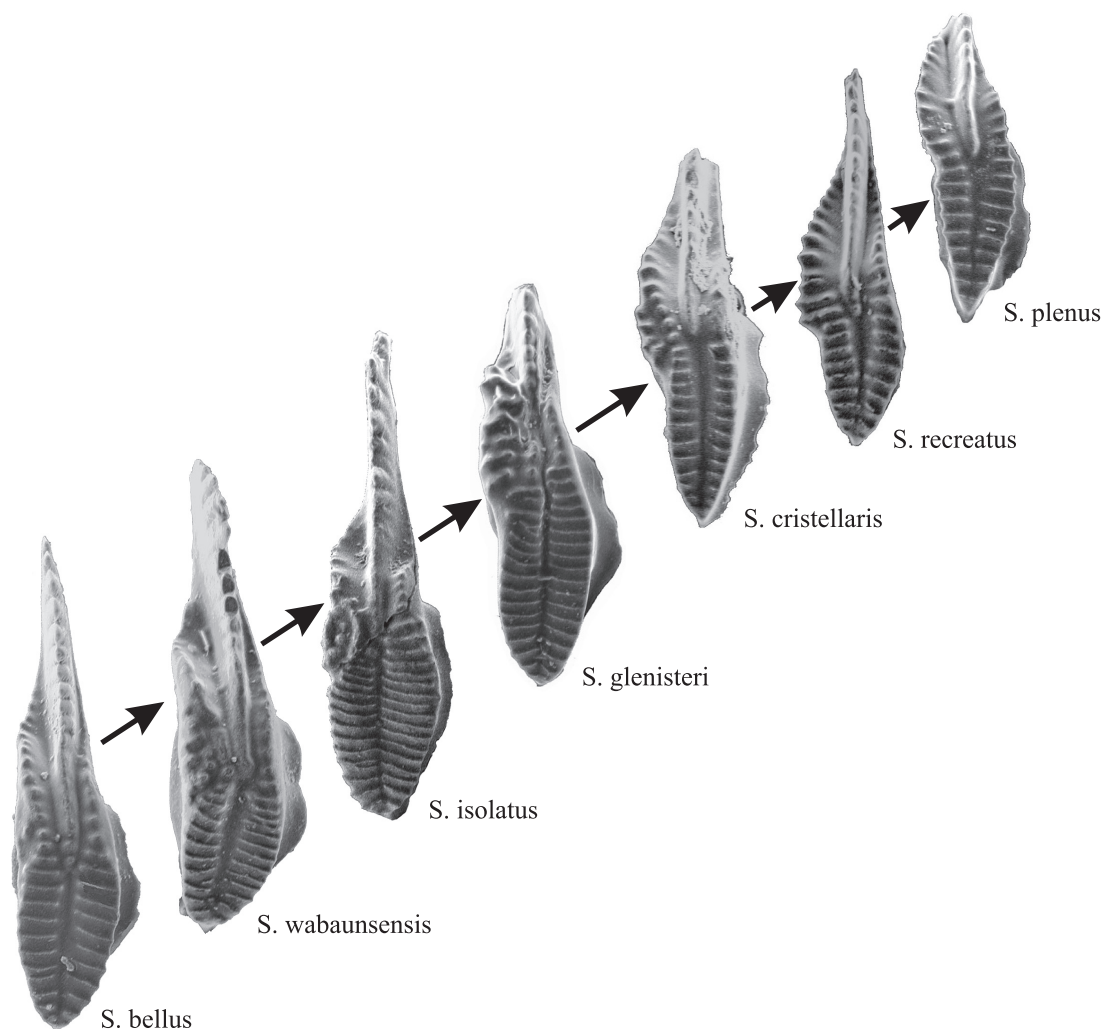


Рис. 4. Морфологический тренд возникновения боковой дополнительной лопасти и последующей ее редукции у гжельско-ассельских представителей рода *Streptognathodus*.

Fig. 4. Morphological trend of the appearance of a lateral additional lobe and its subsequent reduction in Gzhelian-Asselian representatives of the genus *Streptognathodus*.

но разобщенных популяциях родственных видов генофонды меняются одновременно и сходным образом (Голубовский и др., 1974). Процесс синхронного повышения частоты признака охватывает изолированные и полуизолированные популяции родственных видов на территории протяженностью в сотни и тысячи километров практически одновременно. Подобную картину мы наблюдаем и в морфологических преобразованиях конодонтов. Так, в основании гжелского яруса одновременно на территории Евразии и Северной Америки появляются коротко существующие морфотипы группы *Streptognathodus simulator* с асимметрично размещенной на платформе срединной бороздой. То же можно сказать и о нодулярных раннеассельских конодонтах группы *Streptognathodus isolatus* с внутренней боковой дополнительной лопастью, известных на столь же широкой территории и не выходящих за пределы одноименной зоны. Подобные события можно иллюстрировать аналогичными примерами из развития представителей и других родов конодонтов (Черных, 2020).

Состояние установившегося экологического равновесия между конкурирующими популяциями родственных видов, достигнутое при дивергенции, сохраняется до тех пор, пока остаются стабильными внешние условия и константны структуры популяций. Изменение частот признаков, возникших в результате эволюционных осцилляций, означает, что при этом резко возрастает количество особей, обладающих данным признаком. Иными словами, эволюционные осцилляции резко перестраивают структуру популяций. Это, в свою очередь, влечет за собой обострение конкурентных отношений с известными последствиями – экологическим расхождением и дивергенцией по одноименным признакам.

В связи с тем что запускающие этот процесс однотипные эволюционные осцилляции происходят синхронно и единообразно на обширных территориях, а в качестве дифференцирующих сохраняются одни и те же признаки у большинства родственных популяций, морфологическая дивергенция осуществляется синхронно и приводит к близким результатам во всех (в том числе изолированных) популяциях родственных видов.

Хотя причины эволюционных осцилляций до сих пор не ясны, однако установленный факт их синхронного проявления на значительных территориях исключает их зависимость от абиотических условий конкретных местонахождений родственных популяций. Этот факт служит еще одним свидетельством, позволяющим считать исторический морфогенез Ра элементов, наблюдаемый в процессе описанной ансамблевой эволюции родственных видов конодонтов, не зависящим от абиотических причин и определяемым только внутренними факторами.

МЕРОНОМИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

При использовании конодонтов для построения зональных шкал фиксируется хронологическая последовательность стадий изменения морфологических особенностей Ра элемента. На этой основе восстанавливается картина исторического морфогенеза Ра элемента, дискретные стадии которого получают видовые названия по правилам биологической биномиальной номенклатуры. Не исключено, что в отдельных случаях особенности строения единственного элемента скелета животного могут оказаться диагностическим признаком для определенного биологического вида. Но предполагать, что разновидности Ра элемента у конодонтов могут быть использованы в этом качестве на постоянной основе, маловероятно. Таким образом, шкалы, построенные на базе последовательности стадий исторического изменения Ра элементов, отличаются от таксономических шкал, традиционно используемых в биостратиграфии. Как уже сказано ранее, такие шкалы предложено называть мерономическими.

Наиболее действенными оказались мерономические шкалы, построенные на основе направленного морфогенеза Ра элементов. Во-первых, такие шкалы могут рассматриваться как внешние, не зависящие от измеряемых объектов (геологических процессов). Во-вторых, как только уловлена общая тенденция изменения признака, члены морфологического тренда, не найденные в одном разрезе, но обнаруженные в некоторых других, легко совмещаются в единую последовательность, исходя из знания общего направления морфогенеза. Это позволяет строить шкалу по результатам изучения отдельных разобщенных разрезов до того, как будет проведена их полная корреляция. Кроме этого, практическое применение сконструированной на основе морфологического тренда шкалы при корреляции разрезов не требует нахождения идентичных последовательностей зональных форм (гомотаксиса). Сопоставление может быть выполнено по присутствию в разрезах единичных форм, положение которых в тренде твердо установлено.

Несколько замечаний о возможных недостатках мерономических шкал. Использование эволюционных морфологических трендов в качестве основы мерономических зональных шкал может иметь нежелательные последствия. Речь идет о возможности неоднократного появления близких по строению Ра элементов в процессе эволюции конодонтофорид. Если для зональных биохронологических шкал, построенных на таксономической основе, вопрос о повторном появлении определенного вида индекса закрыт или по крайней мере малоактуален (в связи с необратимостью эволюционного процесса), то повторное возникновение близкого морфотипа в процессе исторического морфогенеза Ра элемента у конодонтофорид вполне возможно.

Приведу пример неоднократного появления близких по морфологии Ра элементов вида *Sweetognathus whitei* (Rhodes) в течение раннепермской истории существования свитогнатодид. Этот вид впервые описал Ф. Родс из верхней части песчаников Тенслип (Tensleep) в 1963 г. С тех пор вид *Sweetognathus whitei* неоднократно упоминался при описании сакмаро-артинских отложений нижней перми на территории Мидконтинента (Larson, Clark, 1979; Ritter, 1986; Boardman et al., 2009), Канады (Henderson, McGugan, 1986; Beauchamp, Henderson, 1994), Боливии (Riglos Suárez et al., 1987), Урала (Черных, 2005), Китая (Wang Zhi-hao, 1991), Южной Кореи (Soo-In Park, 1989). Ч. Хендерсон с соавторами на основании хронометрических данных поставили под сомнение возможность сопоставления нижнепермских отложений Боливии и Урала по близким конодонтовым комплексам, включающим в том числе свитогнатодид (Henderson et al., 2009). Было сделано предположение, что в этих регионах близкая по результатам эволюция свитогнатодид протекала гетерохронно: в ассельское время (по радиометрическим данным) в Боливии и в сакмаро-артинское время на Урале.

Впоследствии Ч. Хендерсон присоединил к Боливии и песчаники Tensleep, откуда впервые был описан вид *Sw. whitei*. Они также оказались более древними по результатам изучения изотопного стронциевого отношения. Можно было бы отмахнуться от этого предположения, сославшись на возможные ошибочные результаты хронометрических исследований. Однако в песчаника Tensleep вместе с *Sw. whitei* присутствуют многочисленные стрептогнатодусы, включая и *Streptognathodus wabaunsensis* Gunnell, которые на Урале не встречаются выше отложений ассельского яруса. Конечно, песчаники Tensleep могут содержать и переотложенные фоссилии, но Су-Ин Пак (Soo-In Park, 1989) нашел в известняках формации Унамаса в районе угольного месторождения Mungyeong (Южная Корея) комплекс конодонтов, практически тождественный тому, что был открыт Ф. Родсом в песчаниках Tensleep Вайоминга. В этом комплексе также встречаются *Sw. whitei* вместе со стрептогнатодидами *Streptognathodus elongatus*, *Idiognathodus ellisoni* (= *Str. wabaunsensis*). Приходится допустить, что эти отложения, как и песчаники Tensleep Вайоминга, являются более древними по сравнению с уральскими, содержащими очень похожий на ассельский Ра элемент *Sweetognathus whitei* (Rhodes), но вместе с *Mesogondolella bisselli* (Clark et Behnken), *Sweetognathus anceps* Chern. – формами не древнее верхней части сакмарского яруса и переходящими в артинский ярус.

Первоначально Ч. Хендерсон развивал гипотезу об исходном развитии линии свитогнатодид *Sweetognathus whitei* в асселе на территории Южной Америки и ее более позднем переселении на Урал.

Однако при ближайшем рассмотрении и сравнении американских *Sw. whitei* с уральскими формами, ранее относимыми к этому же виду, оказалось, что разница между ними все-таки есть. Уральские формы были отнесены к виду *Sw. asymmetricus* (Henderson, Chernykh, 2021). Уровень возникновения этого вида и был принят за нижнюю границу артинского яруса. Уральские формы *Sw. aff. whitei*, несомненно, ближе к *Sw. asymmetricus*, чем к тенслиповскому *Sweetognathus whitei*. Однако основным признаком строения китайского вида – асимметрия в строении передней части карины, отраженный в названии этого вида, не наблюдается у большинства уральских форм. Не исключено, что уральские *Sw. aff. whitei* следовало бы описать как новый вид.

Можно также отметить, что устойчиво сохраняется в разных хроноклинах сама тенденция развития свитогнатодид от исходных форм, со сплошным каринальным гребнем, к экземплярам, приобретающим дифференцированное строение в виде округлых нодулей, имеющих у последующих членов линии гантелеобразное строение. Параллельно с этой трансформацией у ассельско-артинских свитогнатодид постепенно развивается срединный гребень (рис. 5, фиг. 6). В кунгурской хроноклине у свитогнатодид отсутствует срединный гребень, и процесс дифференциации карины не затрагивает ее переднюю часть. Все остальные преобразования идут по тому же пути, что и в ассельско-артинское время (рис. 6).

Такие эквивалентные эволюционные преобразования Ра элементов под влиянием конкурентных взаимоотношений в родственных группах могут приводить к появлению близких форм и их последовательности на разных временных уровнях, что требует внимательного отношения к определениям систематической принадлежности встреченных Ра элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Необходимость в выделении особой категории шкал, названных мною мерономическими, возникла при использовании конодонтов для построения зональных биохронологических шкал. Именно в этом случае появилась возможность дать обоснование внешнеотсчетного статуса такого типа шкал и по крайней мере обеспечить независимость этого инструмента измерения геологического времени от абиотических факторов, регулирующих процесс осадконакопления и определяющих внешние условия существования конодонтоносущих организмов. Построение шкал на основе направленного исторического морфогенеза, который наблюдается при детальном изучении эволюционной трансформации Ра элемента скелета конодонтофорид, позволяет надеяться на существенную автономность получаемой на этой основе мерономической шка-

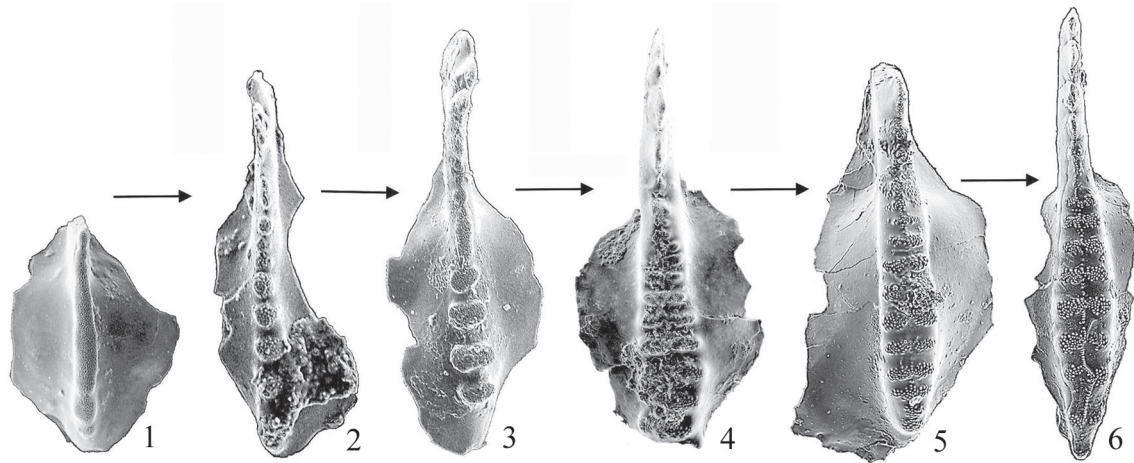


Рис. 5. Эволюционный тренд ассельско-артинских свитогнатодид.

1 – *Sweetognathus expansus* (Perlmutter), разрез Усолка, слой 21, ассельский ярус; 2 – *Sw. merrilli* Kozur, разрез Усолка, слой 26/2, ассельский ярус; 3 – *Sw. binodosus* Chern., разрез Усолка, слой 26/3, сакмарский ярус; 4 – *Sw. anceps* Chern., разрез Дальний Тюлькас, слой 4а, сакмарский ярус; 5 – форма, переходная от *Sw. anceps* к *Sw. asymmetricus* Sun et Lai, разрез Дальний Тюлькас, слой 4б, артинский ярус; 6 – *Sw. asymmetricus* Sun et Lai, разрез Дальний Тюлькас, слой 4б, артинский ярус.

Fig. 5. Evolutionary trend of the Asselian-Artinskian sveetognathodids.

1 – *Sweetognathus expansus* (Perlmutter), Usolka section, bed 21, Asselian Stage; 2 – *Sw. merrilli* Kozur, Usolka section, bed 26/2, Asselian Stage; 3 – *Sw. binodosus* Chern., Usolka section, bed 26/3, Sakmarian Stage; 4 – *Sw. anceps* Chern., Dalniy Tyulkas section, bed 4a, Sakmarian Stage; 5 – form transitional from *Sw. anceps* to *Sw. asymmetricus* Sun et Lai, Dalniy Tyulkas section, bed 4b, Artinian Stage; 6 – *Sw. asymmetricus* Sun et Lai, Dalniy Tyulkas section, bed 4b, Artinian Stage.

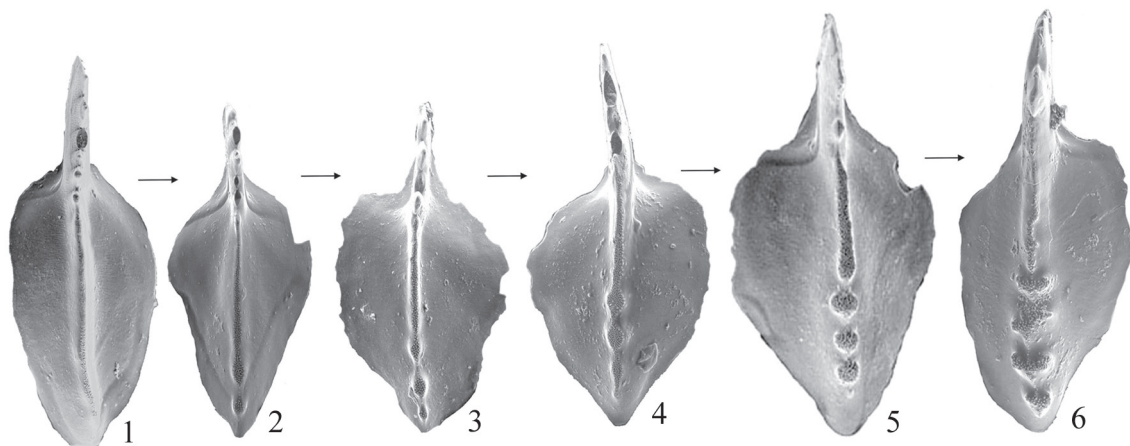


Рис. 6. Эволюционный тренд артинско-кунгурских свитогнатодид (карьер Мечетлино).

1–4 – *Sweetognathus somniculosus* Chern. (слой 4, артинский ярус, саргинский горизонт); 5, 6 – *Sw. barskovi* Chern.: 5 – слой 10, 6 – слой 12, кунгурский ярус, саранинский горизонт.

Fig. 6. Evolutionary trend of the Artinskian-Kungurian sveetognathodids.

1–4 – *Sweetognathus somniculosus* Chern. (bed 4, Artinskian Stage, Sarginian Horizon); 5, 6 – *Sw. barskovi* Chern.: 5 – bed 10, 6 – bed 12, Kungurian Stage, Saraninskian Horizon.

лы. Еще раз подчеркнем своеобразие самого подхода к построению мерономических шкал. В качестве основания для построения такой шкалы берется процесс трансформации определенной части скелета, гомологичной в течение длительного вре-

мени для большого количества представителей некоторой группы организмов. Данный процесс детально изучается, и выделенные при этом стадии исторического морфогенеза этой части скелета закладываются в основу построения шкалы. В слу-

чае с конодонтами такой подход оказался в значительной степени вынужденным, диктуемым условиями сохранения конодонтофорид, исключая традиционное опознание систематической принадлежности представителей этой группы по их ископаемым остаткам. Можно отметить, что элементы мерономического подхода просматриваются и в шкалах, построенных по результатам изучения некоторых других групп организмов с более полным сохранением ископаемых остатков. Так, аналогичный прием анализа эволюционного изменения гомологичной части скелета используется для установления хронологических реперов по особенностям строения (усложнения) межкамерных перегородок аммоноидей (“типы лопастных линий”) – элемента скелета, несомненно, гомологичного для этой группы ископаемых. Применение постепенного усложнения строения стенки раковины в процессе эволюции у фузулиноидей в качестве хронологического маркера также можно привести как пример построения биохронологических шкал с элементами мерономики.

Понятно, что сам по себе внешнеотсчетный характер мерономических шкал не обеспечивает возможность их использования в любых разрезах. Если в отложениях по фаціальным причинам отсутствуют те виды Ра элементов, которые были введены в данную шкалу в качестве зональных видов-индексов, то шкала не работает. Однако создание комплексной характеристики зональных подразделений шкалы по предложенной методике (Черных, 2005, 2008) позволяет преодолеть такого типа трудности. Обнаружение в сопоставляемых разрезах любых одинаковых маркеров, распространение которых не выходит за пределы определенной зоны шкалы, дает возможность и при отсутствии в разрезе зональных видов-индексов синонимизировать сопоставляемые объекты (слои, границы) как относящиеся к данной зоне, т. е. установить их хронологическую идентичность.

Особое внимание следует уделить тем коротко существующим и широко территориально распространенным морфотипам Ра элементов, появление которых, возможно, связано с эволюционными осцилляциями. И если это действительно так, то присутствие таких маркеров дает возможность истинной синхронизации (в физическом смысле) вмещающих отложений отдаленных разрезов.

В заключение отметим, что мерономический подход, опирающийся на использование зональных внешнеотсчетных шкал, построенных на событиях эволюционной трансформации отдельной части скелета, гомологичной для длительно существующей группы ископаемых, и усиленных комплексной характеристикой зональных подразделений, обеспечивает независимость шкалы от фаціальных особенностей сопоставляемых с ее помощью разрезов и позволяет значительно усилить

корреляционный потенциал шкалы, не влияющий негативно на ее детальность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубовский М.Д., Иванов Ю.Н., Захаров И.К., Берг Р.Л. (1974) Исследование синхронных параллельных изменений генофондов в природных популяциях плодовых мух *Drosophila melanogaster*. *Генетика*, **10**(4), 72-83.
- Дажо Р. (1975) Основы экологии. М.: Прогресс, 415 с.
- Леонов Г.П. (1974) Основы стратиграфии. Т. 2. М.: МГУ, 486 с.
- Майр Э. (1968) Зоологический вид и эволюция. М.: Мир, 597 с.
- Мейен С.В. (1977) Таксономия и мерономия. Вопросы методологии в геологических науках. Киев: Наук. думка, 25-33.
- Мейен С.В. (1989) Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 216 с.
- Одум Ю. (1975) Основы экологии. М.: Мир, 740 с.
- Попов А.В. (1993) Принципы стратиграфии. СПб.: СПбГУ, 67 с.
- Попов А.В. (2003) Измерение геологического времени: принципы стратиграфии и закономерности эволюции. СПб.: СПбГУ, 144 с.
- Раузер-Черноусова Д.М. (1967) О зонах единых и региональных шкал. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 104-118.
- Степанов Д.Л. (1958) Принципы и методы биостратиграфических исследований. *Тр. ВНИГРИ*, (113). Л.: Гостоптехиздат, 180 с.
- Черных В.В. (1986) Проблема целостности высших таксонов. М.: Наука, 143 с.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми Урала по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2008) Определение ярусных границ Международной стратиграфической шкалы по конодонтам. *Литосфера*, (1), 3-17.
- Черных В.В. (2016) Основы зональной биохронологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 268 с.
- Черных В.В. (2020) Общие закономерности в развитии гжелско-ассельских конодентов. *Литосфера*, (4), 471-485.
- Шиндевольф О. (1975) Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 136 с.
- Beauchamp B., Henderson Ch. (1994) The Lower Permian Raanes, Great Bear Cape and Trappers Cove formations, Sverdrup Basin, Canadian Arctic: Stratigraphy and conodont zonation. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **42**(4), 562-597.
- Boardman D.R., Wardlaw B.R., Nestell M.K. (2009) Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Uppermost Carboniferous and Lower Permian from North American Midcontinent. *Kansas Geol. Survey. Bull.*, **255**, 42.
- Henderson C.M., Chernykh V.V. (2021) To be or not to be *Sweetognathus asymmetricus*? *Permophiles*, **70**, 10-13.
- Henderson C.M., Schmitz M., Crowley J., Davydov V.I. (2009) Evolution and geochronology of the Sweetognathus lineage from Bolivia and the Urals of Russia: Biostratigraphic problems and implications for Global Stratotype Section and Point (GSSP) definition. *Permophiles (ICOS Abstracts)*, **35**, suppl. 1, 19.

- Henderson Ch.M., McGugan A. (1986) Permian conodont biostratigraphy of the Ishbel Group, southwestern Alberta and southeastern British Columbia. *Rocky Mountain Geol.*, **24**(2), 219-235.
- Larson J.A., Clark D.L. (1979) The Lower Permian (Sakmarian) Portion of the Oquirrh Formation, Utah. Conodont Biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. *Brigham Young University Geol. Studies*, **26**(3), 135-142.
- Riglos Suarez M., Hunicken M.A., Merino D. (1987) Conodont biostratigraphy of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of Bolivia. *Conodonts: Investigative techniques and applications*. (Ed. by R.L. Austin). London: British Micropalaeontological society; Ellis Horwood Publishers, 317-325.
- Ritter S.M. (1986) Taxonomic revision and phylogeny of post-Early crisis *bisselli-whitei* Zone conodonts with comments on Late Paleozoic diversity. *Geol. Palaeontol.*, **20**, 139-165.
- Sigal J. (1961) Existe-t-il plusieurs stratigraphies? *BRGM France, Serv. Inform. Geol. Bull. Trimest.*, **13th year**, (51), 2-5.
- Soo-In Park (1989) Microfossils of the Permo-Carboniferous Strata of Nongam Area in Mungyeong Coalfield. *J. Korean Earth Sci. Soc.*, **10**(1), 102-110.
- Wang Zhi-hao (1991) Conodonts from Carboniferous-Permian boundary strata in China with comments on the boundary. *Acta Palaeontol. Sinica*, **30**(1), 6-41.
- Sweetognathus asymmetricus?* *Permophiles*, **70**, 10-13.
- Henderson C.M., Schmitz M., Crowley J., Davydov V.I. (2009) Evolution and geochronology of the Sweetognathus lineage from Bolivia and the Urals of Russia: Biostratigraphic problems and implications for Global Stratotype Section and Point (GSSP) definition. *Permophiles (ICOS Abstracts)*, **35**, suppl. 1, 19.
- Henderson Ch.M., McGugan A. (1986) Permian conodont biostratigraphy of the Ishbel Group, southwestern Alberta and southeastern British Columbia. *Rocky Mountain Geol.*, **24**(2), 219-235.
- Larson J.A., Clark D.L. (1979) The Lower Permian (Sakmarian) Portion of the Oquirrh Formation, Utah. Conodont Biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains. *Brigham Young University Geol. Studies*, **26**(3), 135-142.
- Leonov G.P. (1974) Bases of the stratigraphy. V. 2. Moscow, MGU, 486 p. (In Russ.)
- Mair E. (1968) Animal species and evolution. Moscow, Mir Publ., 597 p. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1977) Taxonomy and meronomy. Questions of methodology in geological sciences. Kiev, Nauk. Dumka Publ., 25-33. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1989) Introduction to the theory of stratigraphy. Moscow, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Odum Yu. (1975) Fundamentals of ecology. Moscow, Mir Publ., 740 p. (In Russ.)
- Popov A.V. (1993) Principles of stratigraphy. St.Petersburg, SPbGU, 67 p. (In Russ.)
- Popov A.V. (2003) Measuring Geological Time: Principles of Stratigraphy and Patterns of Evolution. St.Petersburg, SPbGU, 144 p. (In Russ.)
- Rauzer-Chernousova D.M. (1967) About zones of unified and regional scales. *Izv. AN SSSR, Ser. geol.*, (7), 104-118. (In Russ.)
- Riglos Suarez M., Hunicken M.A., Merino D. (1987) Conodont biostratigraphy of the Upper Carboniferous-Lower Permian rocks of Bolivia. *Conodonts: Investigative techniques and applications*. (Ed. by R.L. Austin). London, British Micropalaeontological society; Ellis Horwood Publishers, 317-325.
- Ritter S.M. (1986) Taxonomic revision and phylogeny of post-Early crisis *bisselli-whitei* Zone conodonts with comments on Late Paleozoic diversity. *Geol. Palaeontol.*, **20**, 139-165.
- Shindewolf O. (1975) Stratigraphy and stratotype. Moscow, Mir Publ., 136 p. (In Russ.)
- Sigal J. (1961) Existe-t-il plusieurs stratigraphies? *BRGM France, Serv. Inform. Geol. Bull. Trimest.*, **13th year**, (51), 2-5.
- Soo-In Park (1989) Microfossils of the Permo-Carboniferous Strata of Nongam Area in Mungyeong Coalfield. *J. Korean Earth Sci. Soc.*, **10**(1), 102-110.
- Stepanov D.L. (1958) Principles and methods of biostratigraphic studies. *Tr. VNIGRI*, (113). Leningrad, Gostoptekhizdat Publ., 180 p. (In Russ.)
- Wang Zhi-hao (1991) Conodonts from Carboniferous-Permian boundary strata in China with comments on the boundary. *Acta Palaeontol. Sinica*, **30**(1), 6-41.

REFERENCES

- Beauchamp B., Henderson Ch. (1994) The Lower Permian Raanes, Great Bear Cape and Trappers Cove formations, Sverdrup Basin, Canadian Arctic: Stratigraphy and conodont zonation. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **42**(4), 562-597.
- Boardman D.R., Wardlaw B.R., Nestell M.K. (2009) Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Uppermost Carboniferous and Lower Permian from North American Midcontinent. *Kansas Geol. Survey. Bull.*, **255**, 42.
- Chernykh V.V. (1986) The problem of the integrity of highest taxons. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2005) Zonal method in biostratigraphy. Zonal scale of the Lower Permian of the Urals by the conodonts. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 217 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2008) Determination of the stage boundaries of the International Stratigraphic Scale by the conodonts. *Lithosphere (Russia)*, (1), 3-17. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2016) Bases of zonal biochronology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 268 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2020) General patterns in the development of Gzhelian-Asselian conodonts. *Lithosphere (Russia)*, **20**(4), 471-485. (In Russ.)
- Dajo R. (1975) Fundamentals of ecology. Moscow, Progress Publ., 415 p. (In Russ.)
- Golubovskii M.D., Ivanov Yu.N., Zakharov I.K., Berg R.L. (1974) Study synchronous parallel changes of the gene pool in natural populations of fruit fly *Drosophila melanogaster*. *Genetika*, **10**(4), 72-83. (In Russ.)
- Henderson C.M., Chernykh V.V. (2021) To be or not to be

УДК 551.735.1:563.12(470.117)

DOI: 10.24930/2500-302X-2024-24-4-735-760

Микрофаунистическая характеристика микитовской свиты нижнего карбона в разрезе полуострова Горякова острова Северный архипелага Новая Земля

Т. И. Степанова

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург,
ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: stepanova@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 28.07.2023 г., принята к печати 24.11.2023 г.

Объект исследования. Микрофауна микитовской свиты нижнего карбона, приуроченной к Североновоземельской структурно-фациальной зоне о-ва Северный арх. Новая Земля. Разрез п-ова Горякова является парастратотипом микитовской свиты, и в отличие от стратотипа, расположенного на п-ове Шмидта, карбонаты в парастратотипе играют более существенную роль в составе осадочных пород. **Цель.** Обоснование возраста и установление границ стратиграфических подразделений на основании детального изучения фораминиферных сообществ в верхнетурнейских–нижневизейских терригенно-карбонатных отложениях микитовской свиты. **Материалы и методы.** Микропалеонтологические и микрофациальные исследования коллекции шлифов из разреза – парастратотипа микитовской свиты. **Результаты.** Выявлена фораминиферная последовательность: зона *Spinoendothyra costifera* кизеловского горизонта и зона *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatia* косьвинского горизонтов верхнего турне и зоны *Eoparastaffella simplex* пестерьковского и *Viseidiscus primaevus* ильчского горизонтов нижнего визе, в целом отвечающая фораминиферной зональности Общей стратиграфической шкалы России. В микрофаунистических комплексах, наряду с широко распространенными на Урале и Восточно-Европейской платформе таксонами, постоянно присутствуют роды и виды фораминифер, характерные для восточных и северо-восточных регионов России. Выделенные подразделения скоррелированы с зонами и горизонтами западного склона Урала. Рассмотрена зависимость состава микрофаунистических комплексов от их фациальной приуроченности. **Выводы.** Обоснованные стратиграфические подразделения поздне-ранневизейского интервала позволяют детализировать предложенные ранее региональные схемы Новой Земли и выделить вместо слоев с фауной зоны и горизонты Западно-Уральского субрегиона и Общей стратиграфической шкалы России.

Ключевые слова: верхнее турне, нижнее визе, микитовская свита, фораминиферные зоны, Новая Земля, о-в Северный

Источник финансирования

Исследования выполнены в рамках темы № 123011800010-5 государственного задания ИГГ УрО РАН

Microfaunistic characteristics of the Lower Carboniferous Mikitovian Formation in the section of the Goryakov Peninsula, Severny Island, Novaya Zemlya archipelago

Tatiana I. Stepanova

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

Received 28.07.2023, accepted 24.11.2023

Research subject. Microfauna of the Mikitovian Formation, Lower Carboniferous, Severny Island, Novaya Zemlya Archipelago. Mikitovian Formation is confined to the Severonovozemelskaya structural-facies zone. The section of the Goryakov Peninsula is a parastratotype of the Mikitovskaya Formation, characterized by a more carbonate composition of sedimentary rocks in contrast to the stratotype located on the Schmidt Peninsula. **Aim.** To clarify the age and to determine the boundaries of stratigraphic units based on a detailed study of foraminiferal communities in the Upper Tournaisian–

Для цитирования: Степанова Т.И. (2024) Микрофаунистическая характеристика микитовской свиты нижнего карбона в разрезе полуострова Горякова острова Северный архипелага Новая Земля. *Литосфера*, 24(4), 735-760. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-735-760>

For citation: Stepanova T.I. (2024) Microfaunistic characteristics of the Lower Carboniferous Mikitovian Formation in the section of the Goryakov Peninsula, Severny Island, Novaya Zemlya archipelago. *Lithosphere (Russia)*, 24(4), 735-760. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2024-24-4-735-760>

© Т.И. Степанова, 2024

Lower Visean terrigenous-carbonate deposits of the Mikitovian Formation. *Materials and methods.* Micropaleontological and microfacial studies of the collection of thin sections from the parastratotype of the Mikitovian Formation. *Results.* A foraminiferal sequence was revealed: the Spinoendothyra costifera Zone of the Kizelian Horizon and Eotextularia diversa–Dainella chomatica Zone of the Kosvian Horizon of the upper Tournaisian and the Eoparastaffella simplex Zone of the Pesterkovian Horizon and Viseidiscus primaevus Zone of the Ilychian Horizons of the Lower Visean, generally corresponding to the foraminiferal zonation of the General Stratigraphic Scale (GSS) of Russia. There are genera and species of foraminifera, characteristic of the eastern and northeastern regions of Russia, along with taxa widely distributed in the Urals and the East European Platform in microfaunal assemblages. The identified subdivisions are correlated with the zones and horizons of the western slope of the Urals. The dependence of the composition of the revealed microfaunistic complexes on their facies confinement is considered. *Conclusions.* The substantiated stratigraphic subdivisions of the Late Tournaisian–Early Visean interval make it possible to clarify the previously proposed regional schemes of Novaya Zemlya and to distinguish zones and horizons of the West Ural Subregion and the GSS of Russia instead of beds with fauna.

Keywords: Upper Tournaisian, Lower Visean, Mikitov Formation, foraminiferal zones, Novaya Zemlya, Severny Island

Funding information

This work was supported by the State Programs No. 123011800010-5 of IGG UBR RAS

Acknowledgements

The author is grateful to V.P. Matveev for providing materials. I also express my gratitude to E.I. Kulagina and V.V. Chernykh for valuable comments and recommendations.

ВВЕДЕНИЕ

История изучения каменноугольных отложений арх. Новая Земля насчитывает уже более ста лет. Расчленение стратифицированных образований нижнего отдела каменноугольной системы северной части о-ва Северный – Североновоземельской структурно-фациальной зоны – выполнялось в процессе геологосъемочных работ во второй половине XX в. По результатам этих исследований отложения карбона были расчленены на ряд свит и толщ, возраст которых обоснован по фораминиферам и брахиоподам (Матвеев и др., 1989; Матвеев, 1997), также были выделены слои с фораминиферами (Матвеев, 1998; Косовая и др., 2006).

Микитовская свита нижнего карбона выделена В.П. Матвеевым в Североновоземельской структурно-фациальной зоне о-ва Северный арх. Новая Земля по результатам геологического картирования в 1988 г. (Матвеев, 1998). Название происходит от бухты Микитова в зал. Русская Гавань. За стратотип принят разрез, описанный по развалам и коренным выходам в береговых обрывах бухты Карбасникова на п-ове Шмидта (рис. 1). В стратотипе микитовская свита, преимущественно терригенная по составу, имеет двучленное строение. Нижняя часть сложена черными аргиллитами, темно-серыми алевролитами, кварцевыми песчаниками желтовато-серого и серого цвета. Отмечаются тонкие прослои известняков, песчаных алевролитов, мелкие карбонатные конкреции. Верхняя часть свиты представлена окремненными, реже песчаными известняками желтовато-серого цвета, серыми кремнями с пластами кварцито-песчаников.

Возраст свиты определялся по положению в разрезе и органическим остаткам, в том числе по фораминиферам *Tournayella discoidea* Dain 1953 и *Dainella micula* Postojalko, 1970. Микитовская свита без видимого несогласия залегает на известняках горяковской свиты. Ее нижняя граница резкая и проведена по подошве пачки черных аргиллитов. В кровле кварцито-песчаники свиты перекрыты серыми известняками ледяногоаванской свиты. Мощность свиты в стратотипе около 270 м (Новая Земля..., 2004).

В 2014 г. отложения микитовской свиты изучены В.П. Матвеевым в разрезе на п-ове Горякова, который является парастратотипом свиты (рис. 2). Общая характеристика микитовской свиты с предварительными данными по ее расчленению на основании изучения фауны фораминифер опубликована в работах (Матвеев и др., 2019; Степанова, 2023).

Целью настоящей работы является обоснование возраста и установление границ стратиграфических подразделений на основании детального изучения фораминиферных сообществ в терригенно-карбонатных отложениях микитовской свиты из разреза-парастратотипа.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Коллекция шлифов из прослоев карбонатных пород в количестве 27 шт. передана автору В.П. Матвеевым для микропалеонтологических исследований, которые выполнены на биологическом микроскопе Micros. Полученные результаты позволяют надежно обосновать возраст микитовской свиты в диапазоне от кизеловского горизонта турнейского яруса до ильчского горизонта нижнего

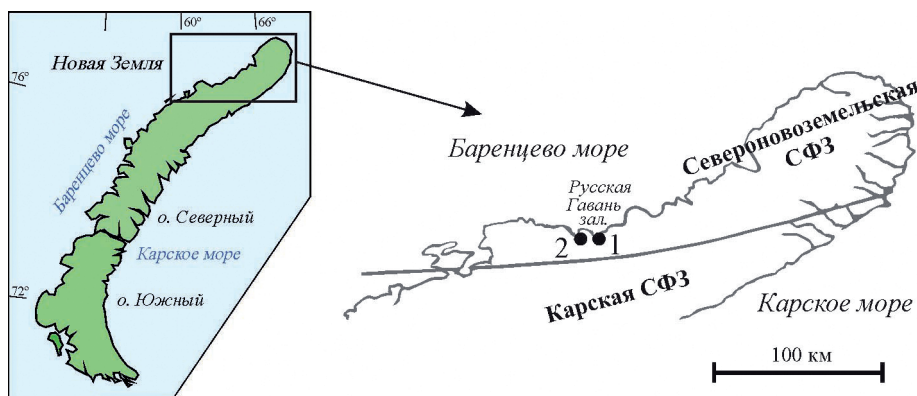


Рис. 1. Местоположение участка работ и изученных разрезов.

1 – бухта Карбасникова, п-ов Шмидта (стратотип микитовской свиты); 2 – п-ов Горякова (парастратотип микитовской свиты).

Fig. 1. Location of the work area and the studied sections.

1 – Karbasnikov Bay, Schmidt Peninsula (stratotype of the Mikitovian Formation); 2 – Goryakov Peninsula (parastratotype of the Mikitovian Formation).



Рис. 2. Коренные выходы аргиллитов и известняков нижней части микитовской свиты в разрезе на п-ове Горякова.

Fig. 2. Primary outcrops of mudstones and limestones of the lower part of the Mikitovian Formation in the section on the Goryakov Peninsula.

визе согласно “Стратиграфическим схемам Урала” 1993 г., позднее модифицированным (Кулагина и др., 2018).

Все фотоизображения экземпляров получены с использованием микроскопа Zeiss AxioPlan 2 и фотоаппарата Olympus C-5060 в Лаборатории физических и химических методов исследования вещества ИГГ УрО РАН. В настоящее время коллекция шлифов хранится в Лаборатории стратиграфии и палеонтологии ИГГ УрО РАН в г. Екатеринбурге.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА МИКИТОВСКОЙ СВИТЫ

В отличие от стратотипа карбонатные породы в парастратотипе микитовской свиты на п-ове Горькова преобладают. Карбонатность пород постепенно увеличивается вверх по разрезу: в отложениях турнейского яруса прослойки терригенных пород занимают еще значительный объем, в визейском ярусе они практически отсутствуют. На границе турнейского и визейского ярусов присутствует пачка окремненных известняков и кремней.

Турнейский ярус, верхний подъярус Кизеловский горизонт, зона *Spinoendothyra costifera*

Интервал 21А-1–21А-11. Отложения кизеловского горизонта представлены преимущественно плитчатыми известняками мелко- и тонкозернистыми, темно-серыми, до черных, часто окремненными; присутствуют прослойки доломитов, алевролитов и аргиллитов (рис. 3). Мелкозернистые разновидности известняков – полибиокластовые пакстоуны (обр. 21А-2, 21А-9, 21А-11) – содержат биокласты криноидей, водорослей, брахиопод, изредка мшанок. В обр. 21А-2 многочисленны сечения зеленых дазикдадовых водорослей *Columbiapora johnsoni* Mamet, 1974 в ассоциации с редкими сифонокладовыми семействами Palaeoberesellaceae (Иванова, Степанова, 2021). Известняки, как правило, интенсивно перекристаллизованы, вследствие чего большая часть биокластов имеет плохую сохранность. В небольшом количестве присутствуют пелоиды (микросгустки) алевролитовой размерности, отмечаются редкие литокласты, многочисленны включения пирита. В полибиокластовых пакстоунах встречен разнообразный комплекс фораминифер, содержащий до 50 видов, в том числе (рис. 4, 5) *Tournayella (Tournayella) discoidea maxima* Lipina 1955, *T. (T.) regularis* Malakhova, 1956, *T. (Costayella) dainae* Malakhova, 1956, *Septabrunkiina minuta elegantula* Vdovenko, 1970, *S. krainica* (Lipina, 1948), *Laxoseptabrunkiina cf. kaisini* Conil et Naum, 1977, *Neoseptaglomospiranella karakubensis rhomboidea* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), *Endoglomospiranella globosa* (Conil et Lys, 1964), *E. alta* (Conil et Lys, 1964),

Paraendothyra tschikmanica (Malakhova, 1957), *P. cf. portentosa* Conil, 1984, *Cribroparaendothyra simonovae* Lipina, 1996, *Rectoparaendothyra sp.*, *Endothyra prisca devia* (Conil et Lys, 1964), *Granuliferella antiqua* (Rausser-Chernousova, 1948), *Gr. latispiralis* (Lipina, 1955), *Gr. taimyrica* (Lipina, 1955), *Gr. borealis* Bogush, 1980, *Gr. sibirica* Bogush, 1980, *Gr. ex gr. rjausakensis* (N. Tchernysheva, 1940), *Mediopsis ex gr. altaica* Bogush, 1984, *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Juferev, 1970), *Spinoendothyra costifera* (Lipina, 1955), *Sp. rectiformis* Bogush et Juferev, 1960, *Sp. media* (Vdovenko, 1954), *Endospiroplectammina venusta* (Vdovenko, 1954), *Urbanella matura* (Vdovenko, 1972) и др.

Тонкозернистые известняки представляют собой спикуловые вакстоуны, в различной степени окремненные. Кроме многочисленных кремниевых спикул, наблюдаются редкие окремненные биокласты криноидей, водорослей, сечения раковин брахиопод, единичное окремненное сечение *Rugosa*. В обр. 21А-3 преобладают мелкие спикулы, крупные образуют небольшие линзовидные скопления, в обр. 21А-7 порода сложена преимущественно крупными спикулами. Фораминиферы немногочисленны, плохой сохранности: *Tournayella (Tournayella) discoidea* Dain, 1953, *T. (T.) discoidea maxima*, *T. (T.) minoris* (Lipina, 1955), *Septaglomospiranella confusa* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, *Endoglomospiranella sp.*, *Granuliferella concavacamerata* (Lipina, 1960), *Gr. ex gr. latispiralis*, *Paraendothyra sp.*, *Urbanella pseudoukrainica* (Vdovenko, 1972).

Мощность кизеловского горизонта 110 м.

Ассоциация фораминифер данного интервала определяет кизеловский возраст вмещающих отложений и отвечает зоне *Spinoendothyra costifera* Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022).

Косьвинский горизонт Зона *Eotextularia diversa* – *Dainella chomatica*

Интервал 21А-13–21А-17, мощность 52 м. Отложения косьвинского горизонта представлены в основном кремнями и интенсивно окремненными известняками черного цвета. Лишь в нижней части горизонта (обр. 21А-13) присутствует прослойка серого плитчатого мелкозернистого известняка с редкими биокластами брахиопод. В шлифах наблюдается перекристаллизованный мелкобиокластовый пелоидный пакстоун с пелоидами алевролитовой размерности, биокластами криноидей, редко зеленых водорослей семейства Palaeoberesellaceae и красных семейства Stacheinaceae. Ассоциация микрофауны косьвинского горизонта представлена на рис. 6. На фоне унаследованного от подстилающих отложений комплекса появляются *Eoforschia moelleri* (Malakhova in Dain, 1953), фрагменты раковин *Pseudolituotubella sp.*, *Paradainella dainelliformis*

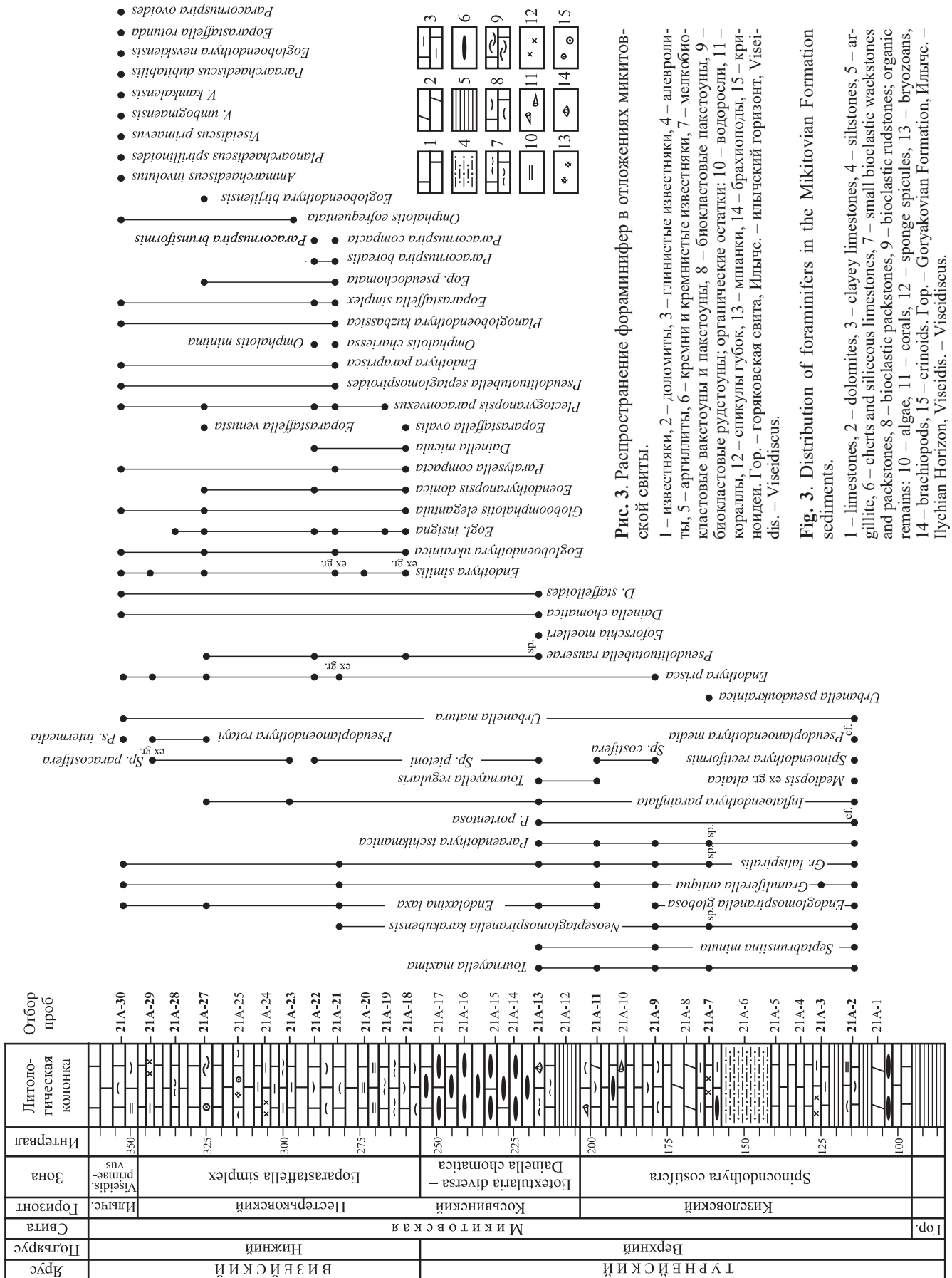


Рис. 3. Распространение фораминифер в отложениях микитовской свиты.

Fig. 3. Distribution of foraminifers in the Mikitovian Formation sediments.

1 – limestones, 2 – dolomites, 3 – clayey limestones, 4 – siltstones, 5 – argillite, 6 – cherts and siliceous limestones, 7 – small bioclastic wackstones and packstones, 8 – bioclastic packstones, 9 – bioclastic rudstones; organic remains: 10 – algae, 11 – corals, 12 – sponges, 13 – brachiopods, 14 – bryozoans, 15 – crinoids. Г.оп. – Goryakovian Formation, Ильчс. – Ilchian Horizon, Viseidis. – Viseidiscus.

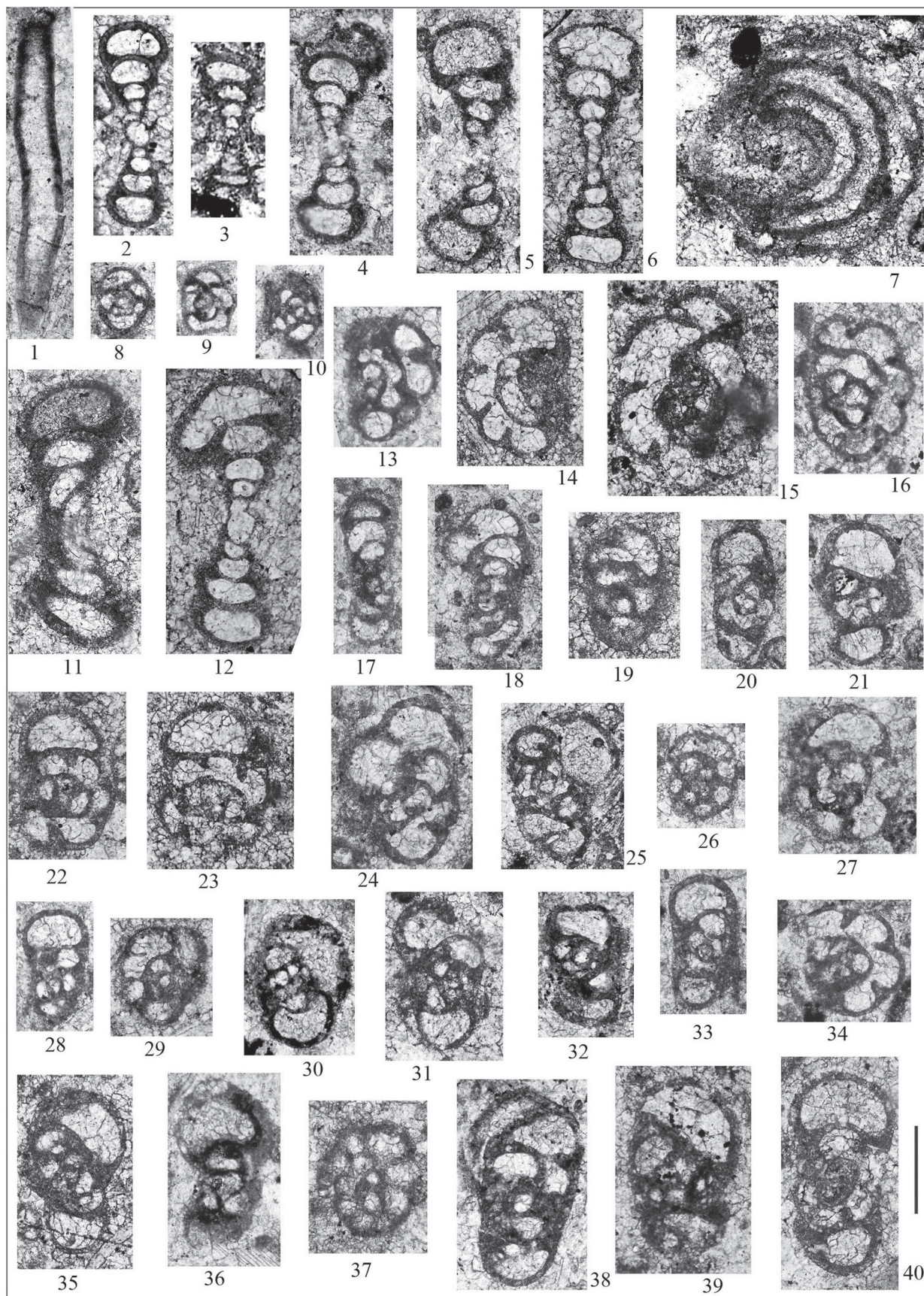


Рис. 4. Фораминиферы зоны *Spinoendothyrta costifera* кизеловского горизонта турнейского яруса.

Обр. 21А-2 – 1, 4, 5, 8, 9, 13, 17, 18, 20, 21, 24, 25, 27, 28, 30, 32–34, 36, 38; обр. 21А-3 – 10; обр. 21А-7 – 3, 7; обр. 21А-9 – 11, 14–16, 19, 22, 23, 26, 29, 31, 35, 37, 39, 40; обр. 21А-11 – 2, 6, 12. Фиг. 1, 28 – продольное сечение; фиг. 2–8, 12, 17, 18–21, 24, 25, 30–33, 35, 36, 38–40 – аксиальное сечение; фиг. 11 – слегка скошенное аксиальное сечение; фиг. 9, 10, 14–16, 22, 23, 26, 27, 29, 34, 37 – медианное сечение; фиг. 13 – диагональное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм, все формы показаны с одинаковым увеличением.

Фиг. 1. *Earlandia elegans* (Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1940), экз. 2/2-31.

Фиг. 2. *Tournayella (Tournayella) regularis* Malakhova, 1956, экз. 11/2-4.

Фиг. 3. *Tournayella (Tournayella) discoidea* Dain, 1953, экз. 7/1.

Фиг. 4–7. *Tournayella (Tournayella) discoidea maxima* Lipina, 1955: 4 – экз. 2/1-21, 5 – экз. 2/1-25, 6 – экз. 11/1-6, 7 – экз. 7/4.

Фиг. 8, 9. *Septaglomospiranella primaeva* (Rauser-Chernousova, 1948): 8 – экз. 2/1-35, 9 – экз. 2/2-26.

Фиг. 10. *Septaglomospiranella confusa* Brazhnikova et Vdovenko, 1971, экз. 3/3.

Фиг. 11. *Tournayella (Costayella) dainae* Malakhova, 1956, экз. 9/8.

Фиг. 12. *Tournayella (Tournayella) minoris* (Lipina, 1955), экз. 11/1-5.

Фиг. 13. *Septabrunkiina cf. chusovensis* Lipina, 1965, экз. 2/1-30.

Фиг. 14. *Laxoseptabrunkiina* sp., экз. 9/17.

Фиг. 15. *Laxoseptabrunkiina cf. kaisini* Conil et Naum, 1977, экз. 9/16.

Фиг. 16. *Septabrunkiina krainica* (Lipina, 1948), экз. 9/22.

Фиг. 17. *Septabrunkiina minuta brunsiinoides* Lipina, 1965, экз. 2/1-23.

Фиг. 18. *Septabrunkiina minuta elegantula* Vdovenko, 1970, экз. 2/1-16.

Фиг. 19. *Septaglomospiranella kazakhstanica* Reitlinger, 1961, экз. 9/28.

Фиг. 20. *Neoseptaglomospiranella karakubensis tenuissima* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), экз. 2/2-3.

Фиг. 21. *Neoseptaglomospiranella karakubensis rhomboidea* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), экз. 2/2-10.

Фиг. 22, 23. *Endoglomospiranella alta* (Conil et Lys, 1964): 22 – экз. 9/15, 23 – экз. 9/18.

Фиг. 24, 25. *Endoglomospiranella globosa* (Conil et Lys, 1964): 24 – экз. 2/2-21, 25 – экз. 2/2-24.

Фиг. 26. *Granuliferella cuneisepta donbassica* (Brazhnikova, 1971), экз. 9/29.

Фиг. 27. *Granuliferella concavacamerata* (Lipina, 1960), экз. 2/2-11.

Фиг. 28. *Endospiroplectammia venusta* (Vdovenko, 1954), экз. 2/1-32.

Фиг. 29. *Endothyra prisca devia* (Conil et Lys, 1964), экз. 9/13.

Фиг. 30. *Granuliferella borealis* Bogush, 1980, экз. 2/1-5.

Фиг. 31. *Granuliferella taimyrica* (Lipina, 1955), экз. 9/4.

Фиг. 32. *Granuliferella sibirica* Bogush, 1980, экз. 2/1-9.

Фиг. 33, 34. *Granuliferella antiqua* (Rauser-Chernousova, 1948): 33 – экз. 2/1-24, 34 – экз. 2/1-19.

Фиг. 35. *Laxoendothyra rigida* (Durkina, 1959), экз. 9/23.

Фиг. 36, 37. *Granuliferella* ex gr. *rjausakensis* (N. Tchernysheva, 1940): 36 – экз. 2/1-12, 37 – экз. 9/27.

Фиг. 38, 39. *Granuliferella latispiralis* (Lipina, 1955): 38 – экз. 2/1-6, 39 – экз. 9/21.

Фиг. 40. *Granuliferella* ex gr. *latispiralis* (Lipina, 1955), экз. 9/14.

Fig. 4. Foraminifers of the Spinoendothyra costifera Zone, Kizelian Horizon, Tournaisian.

Sample 21A-2 – 1, 4, 5, 8, 9, 13, 17, 18, 20, 21, 24, 25, 27, 28, 30, 32–34, 36, 38; sample 21A-3 – 10; sample 21A-7 – 3, 7; sample 21A-9 – 11, 14–16, 19, 22, 23, 26, 29, 31, 35, 37, 39, 40; sample 21A-11 – 2, 6, 12. Fig. 1, 28 – longitudinal section; Fig. 2–8, 12, 17, 18–21, 24, 25, 30–33, 35, 36, 38–40 – axial section; Fig. 11 – slightly beveled axial section; Fig. 9, 10, 14–16, 22, 23, 26, 27, 29, 34, 37 – median section; Fig. 13 – diagonal section. Scale bar 0.2 mm, all shapes shown at the same magnification. Hereinafter see the description of the figures in the caption in Russian.

Brazhnikova et Vdovenko, 1973, *Dainella staffelloides* Brazhnikova, 1962, *D. chomatica* (Dain in Brazhnikova, 1962), *D. elegantula* Brazhnikova, 1962 и некоторые др.

Возраст интервала определяется по присутствию *Dainella chomatica* в ассоциации с другими представителями этого вида и соответствует зоне *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica* косьвинского горизонта ОСШ России (Кулагина и др., 2018).

Визейский ярус, нижний подъярус Пестерьковский горизонт, зона *Eoparastaffella simplex*

Интервал 21А-18–21А-29. На преимущественно кремнистых породах верхней части турнейского яруса согласно залегают карбонатные образования нижнего визе, представленные чередованием плитчатых мелко- и тонкозернистых серых и темно-

серых известняков и тонкоплитчатых темно-серых, до черных, глинистых известняков. Окремнение пород и пласты кремней, характерные для образований турнейского яруса, в этом интервале разреза не наблюдаются.

В основании горизонта непосредственно на кремнистых образованиях (слой 21А-18) залегают мелкозернистые органогенные известняки с криноидеями и раковинами брахиопод (см. рис. 3). В перекристаллизованном биокластовом пакстоуне содержатся *Magnitella porosa* Malakhova, 1975, *Pseudolituotubella rauserae* (Malakhova, 1956), *Endothyra* ex gr. *prisca* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936, *E. similis inops* (Conil et Lys 1964), *E. superba* Malakhova, 1954, *Globoomphalotis (?) elegantula* (Durkina, 1959), *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica* Vdovenko, 1967, *Gl. (E.) insigna* Postojalko, 1972, *Eoendothyranopsis donica* Brazhnikova et Rostovsteva, 1967, *Dainella micula* Postojalko, 1970, *Paralysella*

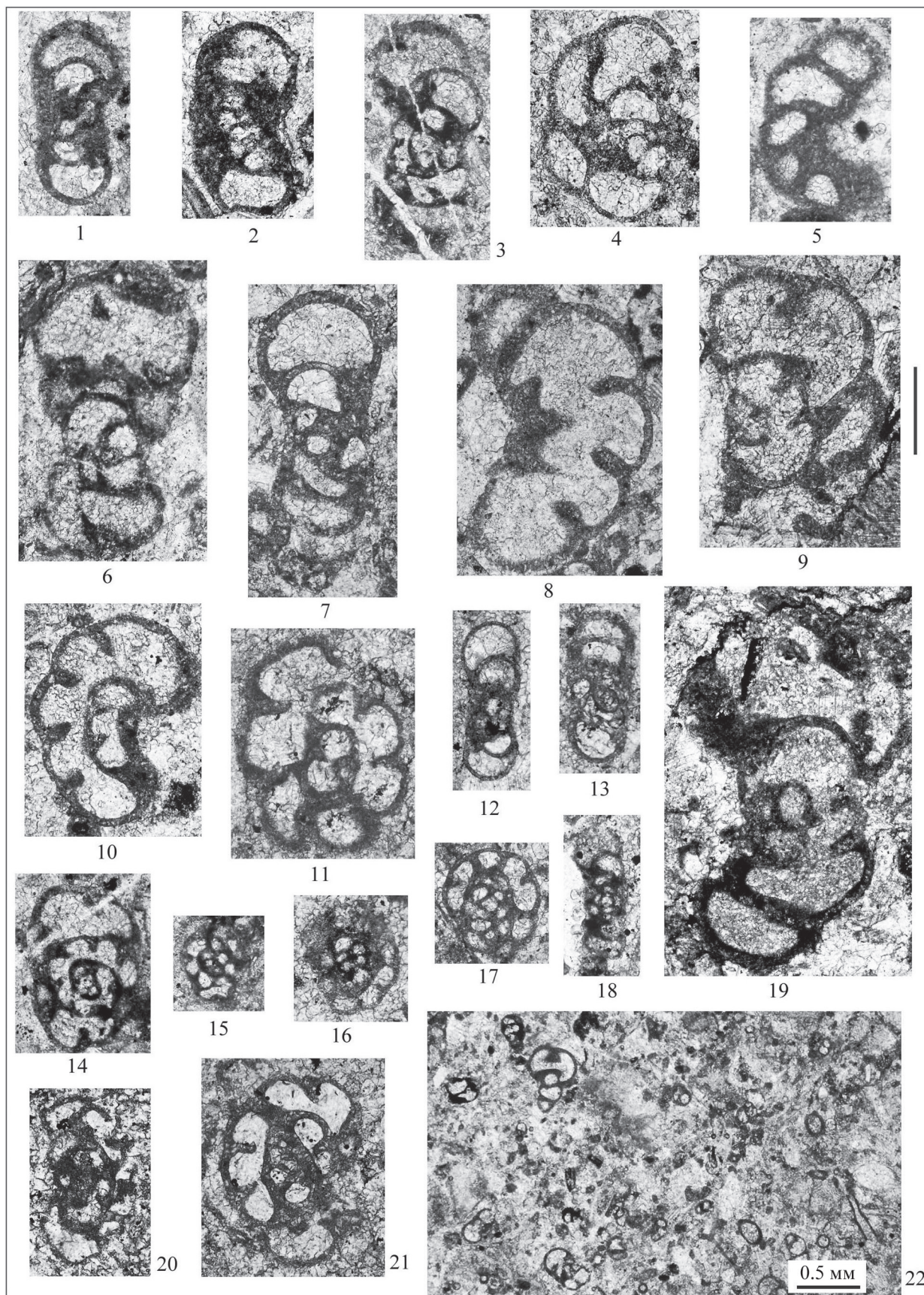


Рис. 5. Фораминиферы зоны *Spinoendothya costifera* кизеловского горизонта турнейского яруса.

Обр. 21А-2 – 1–10, 12–15, 17, 19; обр. 21А-7 – 18; обр. 21А-9 – 11, 16; обр. 21А-11 – 20, 21. Фиг. 1, 3, 6, 12, 13, 18, 19 – аксиальное сечение; фиг. 2 – скошенное аксиальное сечение; фиг. 7 – параксиальное сечение; фиг. 4, 5, 8–11, 14–17, 20, 21 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0,2 мм, все формы показаны с одинаковым увеличением.

Фиг. 1, 2. *Mediopis* ex gr. *altaica* Bogush, 1984: 1 – экз. 2/1-7, 2 – экз. 2/1-10.

Фиг. 3, 4. *Paraendothyra* sp.: 3 – экз. 2/2-22, 4 – экз. 2/1-26.

Фиг. 5. *Rectoparaendothyra* sp., экз. 2/1-34.

Фиг. 6. *Paraendothyra tschikmanica* (Malakhova, 1957), экз. 2/2-5.

Фиг. 7, 10, 11. *Paraendothyra* cf. *tschikmanica* (Malakhova, 1957): 7 – экз. 2/2-28, 10 – экз. 2/2-29, 11 – экз. 9/26.

Фиг. 8, 9. *Paraendothyra* cf. *portentosa* Conil, 1984: 8 – экз. 2/2-27, 9 – экз. 2/2-9.

Фиг. 12, 13. *Urbanella matura* (Vdovenko, 1972): 12 – экз. 2/1-15, 13 – экз. 2/2-33.

Фиг. 14. *Spinoendothyra rectiformis* Bogush et Juferev, 1960, экз. 2/2-4.

Фиг. 15. *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Juferev, 1970), экз. 2/2-25.

Фиг. 16. *Spinoendothyra accurata* (Vdovenko, 1954), экз. 9/30.

Фиг. 17. *Spinoendothyra media* (Vdovenko, 1954), экз. 2/1-22.

Фиг. 18. *Urbanella pseudoukrainica* (Vdovenko, 1972), экз. 7/7.

Фиг. 19. *Cribroparaendothyra simonovae* Lipina, 1996, экз. 2/1-4.

Фиг. 20. *Spinoendothyra* ex gr. *costifera* (Lipina, 1955), экз. 11/1-7.

Фиг. 21. *Spinoendothyra costifera* (Lipina, 1955), экз. 11/1-2.

Фиг. 22. Полибиокластовый пакстоун. Органические остатки представлены криноидеями, фрагментами и сечениями раковин брахиопод, многочисленны фораминиферы *Earlandia elegans*, *E. moderata*, *Paraendothyra* sp. Известняк перекристаллизован. Фото 2/1-2, экз. 21А-2.

Fig. 5. Foraminifers of the *Spinoendothyra costifera* Zone, Kizelian Horizon, Tournaisian.

Sample 21A-2 – 1–10, 12–15, 17, 19; sample 21A-7 – 18; sample 21A-9 – 11, 16; sample 21A-11 – 20, 21. Fig. 1, 3, 6, 12, 13, 18, 19 – axial section; Fig. 2 – beveled axial section; Fig. 7 – paraxial section; Fig. 4, 5, 8–11, 14–17, 20, 21 – median section. Scale bar 0.2 mm, all shapes shown at the same magnification.

Fig. 22. Polybioclast packstone. Organic remains are represented by crinoids, fragments and sections of brachiopod shells, numerous foraminifera *Earlandia elegans*, *E. moderata*, *Paraendothyra* sp. Limestone is recrystallized. Photo 2/1-2, sample 21A-2.

compacta (Malakhova, 1975), *P. procerula* (Malakhova, 1975), *P. schubertelloides* (Bozorgnia, 1973), *Eoparastaffella simplex ovalis* Vdovenko, 1971. Визейский возраст данного интервала определяется по присутствию многочисленных крупных *Eogloboendothyra* без стекловато-лучистого слоя, *Eoendothyranopsis donica* и *Eoparastaffella simplex ovalis*.

В интервале 21А-19–21А-20 наблюдаются тонко- и мелкобиокластовые вакстоуны, сложенные преимущественно биокластами зеленых водорослей *Stylaella* sp., *Kamaena delicata* Antropov, 1967 и других представителей семейства Palaeoberesellaceae. В небольшом количестве присутствуют фрагменты тонкостенных раковин брахиопод, криноидеи и редкие фораминиферы, *Endothyra similis* Rausser-Chernousova et Reitlinger, 1936, *Globoomphalotis* (?) ex gr. *ishimica* (Rausser-Chernousova, 1948), *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhnikova et Rostovsteva, 1967).

Выше по разрезу в интервале 21А-21–21А-22 известняки представлены полибиокластовыми пакстоунами, в различной степени перекристаллизованными, среди биокластов преобладают сечения зеленых водорослей семейства Palaeoberesellaceae – *Kamaena delicata*, *Stylaella rhomboidea* Berchenko, 1981, *Palaeoberesella lahuseni* (Moeller, 1880), *Exvotarissella index* (Ehrenberg, 1854 emend. Moeller, 1880) и др., в обр. 21А-22 встречены красные водоросли *Stacheoides tenius* Petryk et Mamet, 1972, *Epistacheoides* ex gr. *nephroformis* Petryk et Mamet, 1972. Также присутствуют биокласты криноидеи, раковин брахиопод и гастропод. Эта разность содер-

жит богатый комплекс фораминифер, представленный более чем 40 видами, в том числе (рис. 7–10) *Eotuberitina grandis* (Reitlinger, 1950), различными *Pseudolituotubella*, *Eotextularia diversa* (N. Tchernysheva, 1948), *Endothyra parapriscia* Schlykova, 1951, *Endolaxina laxa* (Conil et Lys, 1964), *Omphalotis chariessa* (Conil et Lys, 1964), *O. omphalota minima* (Rausser-Chernousova et Reitlinger, 1936), *Globoendothyra (Eogloboendothyra) spp.*, *Planogloboendothyra kuzbassica* (Bogush, 1980), *Eoendothyranopsis crassiformis* Vdovenko, 1970, *Plectogyranopsis cf. regularis* (Rausser-Chernousova, 1948), *Dainella micula*, *Tetrataxis angusta* Vissarionova, 1948, *Eoparastaffella simplex* Vdovenko, 1954, *E. simplex pseudochomata* Vdovenko, 1954, *Paracornuspira compacta* (Lin, 1984), *P. cf. hubeiensis* (Lin, 1984), *P. borealis* Stepanova 2024, in press, *P. brunsiiformis* Stepanova 2024, in press (Stepanova, 2024, in press).

Интервал 21А-23–21А-24 представлен мелко- и тонкобиокластовыми спиккуловыми глинистыми вакстоунами, состоящими из неопределимых тонких биокластов. Редко встречаются сечения тонкостенных раковин брахиопод, зеленых водорослей семейства Palaeoberesellaceae, спикул губок, иногда образующих скопления. Фораминиферы редки: *Omphalotis eofrequentata* Vdovenko, 1973, *Spinoendothyra paracostifera* (Lipina, 1955), *Inflatoendothyra parainflata*. В слое 21А-25 наблюдаются тонко- и мелкобиокластовые мшанково-криноидные вакстоуны с редкими крупными фрагментами мшанок, члениками криноидеи и иглами морских ежей. Присутствуют единичные неопределимые

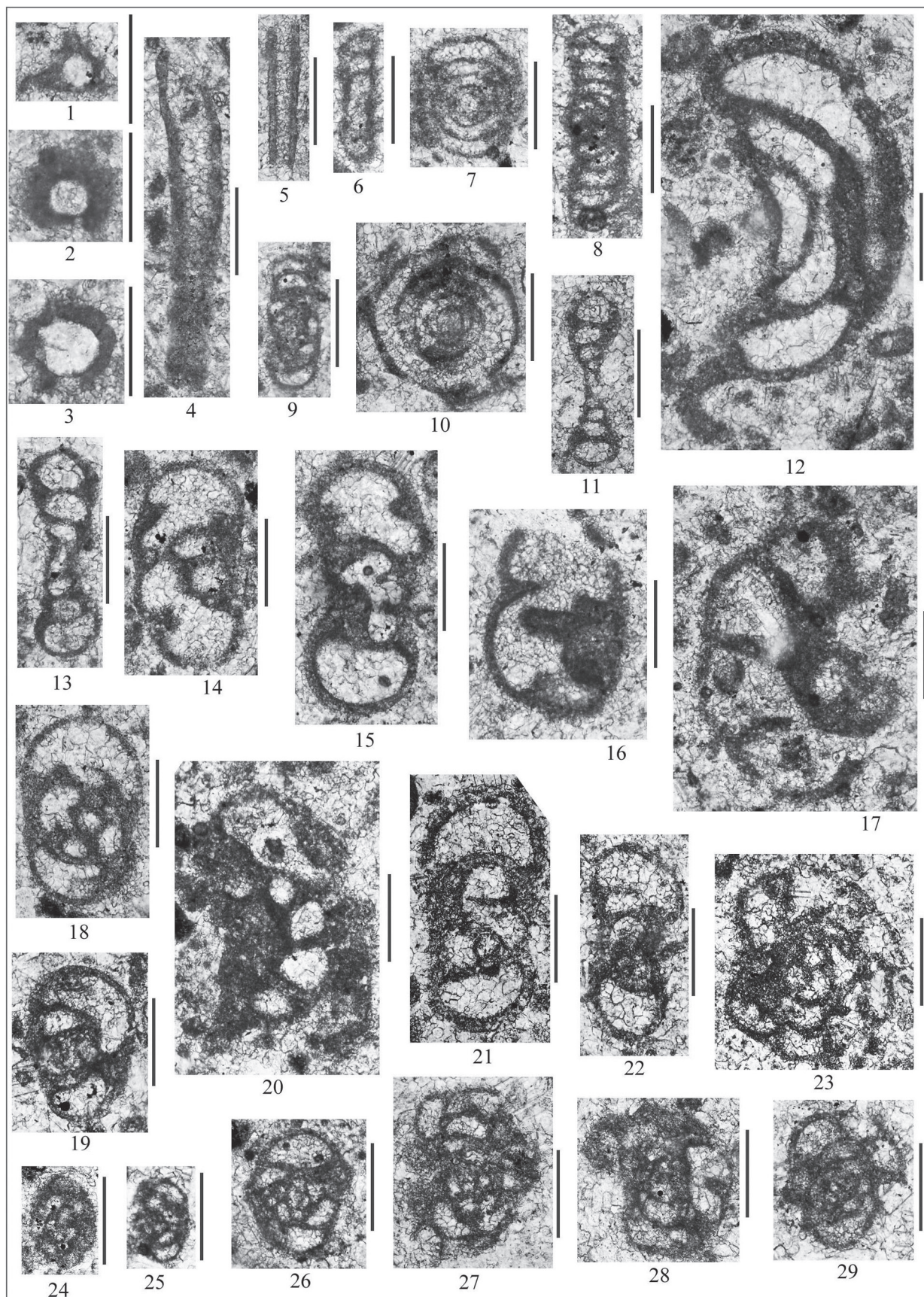


Рис. 6. Фораминиферы зоны *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica* косьвинского горизонта турнейского яруса.

Все формы происходят из обр. 21А-13. Фиг. 4, 5 – продольное сечение; фиг. 8, 9, 11, 13, 18, 19, 21, 23, 25, 26, 29 – аксиальное сечение; фиг. 6, 22 – параксиальное сечение; фиг. 7, 10, 16, 17, 20, 24, 27, 28 – медианное сечение; фиг. 14, 15 – парамедианное сечение; фиг. 12 – диагональное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм.

Фиг. 1. *Ivanovella obruchevica* Stepanova, 2016, экз. 13/2-6.

Фиг. 2. *Neoarchaesphaera* sp., экз. 13/1-10.

Фиг. 3. *Parathuramminites suleimanovi* (Lipina, 1950), экз. 13/1-5.

Фиг. 4. *Earlandia moderata* (Malakhova, 1954), экз. 13/1-12.

Фиг. 5. *Earlandia aljutovica* (Reitlinger, 1950), экз. 13/2-10.

Фиг. 6, 7. *Pseudoammodiscus priscus reposita* Brazhnikova, 1974: 6 – экз. 13/1-11, 7 – экз. 13/1-9.

Фиг. 8. *Brunsia irregularis* (Moeller, 1880), экз. 13/1-20.

Фиг. 9. *Septabrunciina minuta brunsiinoides* Lipina, 1965, экз. 13/1-8.

Фиг. 10, 11. *Tournayella (Tournayella) discoidea* Dain, 1953: 10 – экз. 13/2-18, 11 – экз. 13/2-9.

Фиг. 12. *Eoforschia moelleri* (Malakhova in Dain, 1953), экз. 13/1-22.

Фиг. 13. *Tournayella (Tournayella) regularis* Malakhova, 1956, экз. 13/1-14.

Фиг. 14. *Paraendothyra* sp., экз. 13/2-5.

Фиг. 15. *Cribroparaendothyra* sp., экз. 13/1-4.

Фиг. 16. *Paraendothyra* cf. *nalivkini* N. Tchernysheva, 1940, экз. 13/1-15.

Фиг. 17. *Paraendothyra* cf. *portentosa* Conil, 1984, экз. 13/1-18.

Фиг. 18, 19. *Paradainella dainelliformis* Brazhnikova et Vdovenko, 1973: 18 – экз. 13/2-4, 19 – экз. 13/2-23.

Фиг. 20. *Latiendothyranopsis* sp., экз. 13/1-17.

Фиг. 21. *Granuliferella crassithecica* (Lipina, 1955), экз. 13/2-22.

Фиг. 22. *Pseudoplanoendothyra* sp., экз. 13/2-14.

Фиг. 23. *Spinoendothyra spinosa* (N. Tchernysheva, 1940), экз. 13/2-12.

Фиг. 24, 25. *Spinoendothyra pietoni* (Conil et Lys, 1964): 24 – экз. 13/1-3, 25 – экз. 13/1-13.

Фиг. 26. *Dainella staffelloides* Brazhnikova, 1962, экз. 13/1-7.

Фиг. 27. *Dainella chomatica* (Dain in Brazhnikova, 1962), экз. 13/2-11.

Фиг. 28, 29. *Dainella elegantula* Brazhnikova, 1962: 28 – экз. 13/2-2, 29 – экз. 13/2-3.

Fig. 6. Foraminifers of the Eotextularia diversa–Dainella chomatica Zone, Kosvian Horizon, Tournaisian.

All forms come from sample 21A-13. Fig. 4, 5 – longitudinal section; Fig. 8, 9, 11, 13, 18, 19, 21, 23, 25, 26, 29 – axial section; Fig. 6, 22 – paraxial section; Fig. 7, 10, 16, 17, 20, 24, 27, 28 – median section; Fig. 14, 15 – paramedial section; Fig. 12 – diagonal section. Scale bar 0.2 mm.

фораминиферы семейства Endothyridae и *Tetrataxis paraminima* Vissarionova, 1948.

Криноидные рудстоуны, встреченные в слое 21А-27, состоят из крупных биокластов криноидей, реже наблюдаются сечения раковин брахиопод, мшанок, зеленых (*Exvotarissella index*) и красных (*Stacheoides* cf. *tenius* Petryk et Mamet, *Epistacheoides* sp.) водорослей. Среди фораминифер наиболее характерны представители подсемейства Globoendothyrinae (см. рис. 8, 9). В целом определены: *Eotextularia diversa*, *Endothyra prisca* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936, *E. similis*, *Endolaxina laxa*, *Inflatoendothyra parainflata*, *Pseudoplanoendothyra rotayi* (Dain in Brazhnikova, 1962), *Globoomphalotis (?) elegantula*, *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica*, *Gl. (E.) orelica* Vdovenko, 1967, *Gl. (E.) birjulensis* Bogush, 1987, *Gl. (E.) insigna*, *Eoendothyranopsis donica*, *Tetrataxis media* Vissarionova, 1948, *Eoparastaffella* ex gr. *simplex*, *E. stricta* Postojalko, 1972, *E. venusta* Postojalko, 1972.

В интервале 21А-28–21А-29 преобладают мелко- и тонкобиокластовые глинистые вакстоуны и пакстоуны. Биокласты представлены тонкостенными раковинами брахиопод, зелеными водорослями семейства Palaeoberesellaceae, мшанками, спикулами губок, последние прослоями образуют спикуловые вакстоуны. Изредка наблюдаются крупные фрагменты мшанок и брахиопод. Фораминиферы

единичны: *Endothyra prisca*, *E. ex gr. similis*, *Spinoendothyra* sp., *Pseudoplanoendothyra* cf. *rotayi*, *Globoendothyra (Eogloboendothyra) insigna*.

Общая мощность пестерьковского горизонта составляет 98 м.

В целом возраст отложений в интервале 21А-19–21А-29 определяется присутствием *Eoparastaffella simplex* (см. рис. 9) в ассоциации с многочисленными представителями рода *Eoendothyranopsis* и подрода *Eogloboendothyra* и отвечает зоне *Eoparastaffella simplex–Eoendothyranopsis donica* (Алексеев, 2008) или зоне *Eoparastaffella simplex* ОСШ России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022).

Ильчский горизонт Зона *Viseidiscus primaevus*

Слой 21А-30. В самой верхней части микитовской свиты наблюдаются перекристаллизованные полибиокластовые пакстоуны, в составе которых преобладают разнообразные зеленые сифонокладовые водоросли семейства Palaeoberesellaceae (в том числе: *Kamaena delicata*, *K. minuta* R. Ivanova, 1990, *Exvotarissella index*), а также редкие дазикладовые рода *Anthracoporella*. Несколько реже встречаются криноидеи, сечения раковин брахиопод. Фораминиферы многочисленны (рис. 11, 12): *Ivanovella obruchevica* Stepanova, 2016, *Lapparentidiscus*

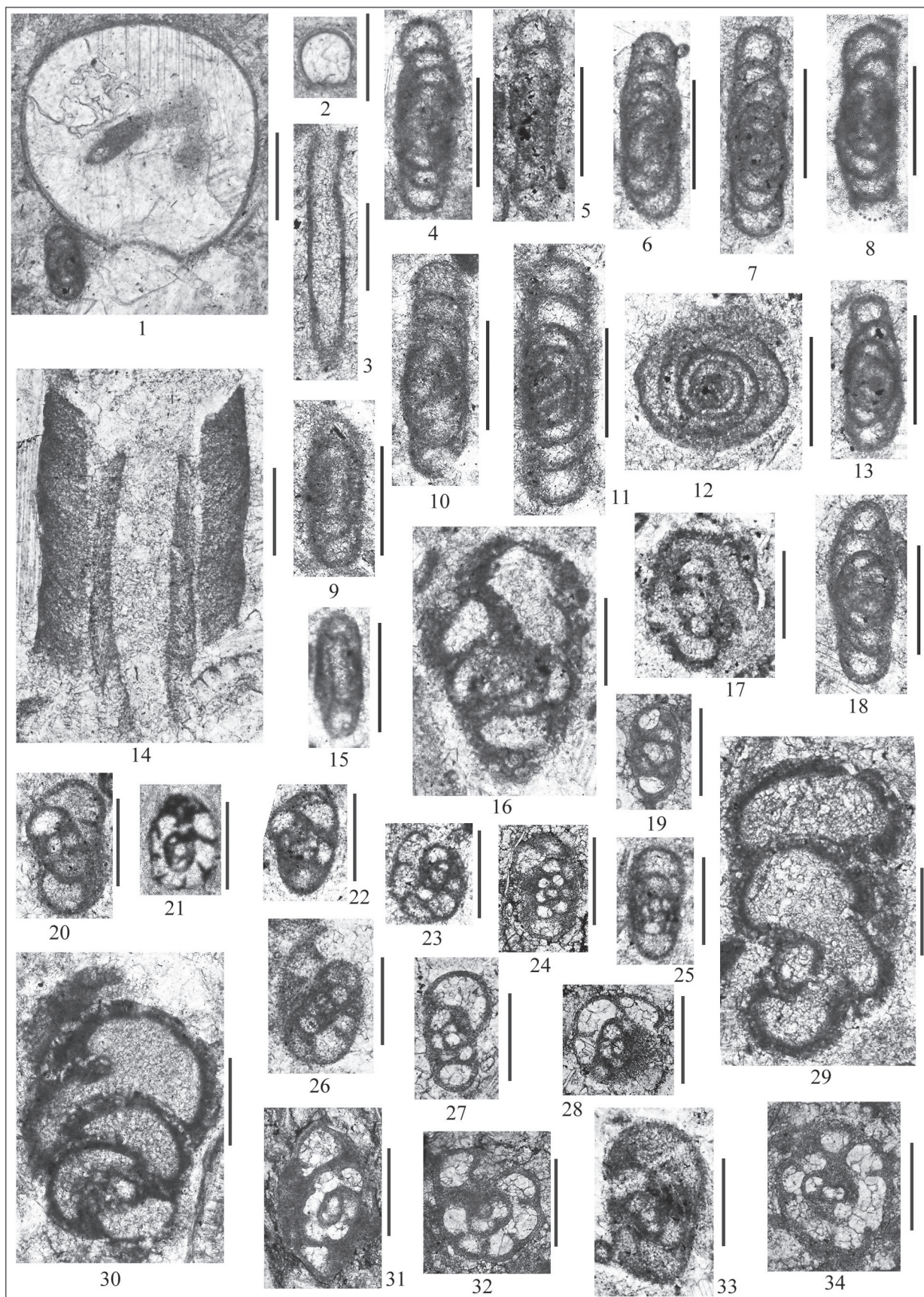


Рис. 7. Фораминиферы зоны *Eoparastaffella simplex* пестерьковского горизонта визейского яруса.

Обр. 21А-18 – 3, 14, 26; обр. 21А-20 – 31; обр. 21А-21 – 1, 2, 5, 7, 9–11, 17, 19, 20, 24, 25, 27, 28, 32–34; обр. 21А-22 – 4, 6, 8, 12, 13, 15, 16, 18, 22, 23, 29, 30; обр. 21А-29 – 21. Фиг. 3, 14, 29, 30 – продольное сечение; фиг. 16, 17 – поперечное сечение клубкообразной части раковины; фиг. 4–11, 13, 18, 19, 22, 25, 27, 31, 33 – аксиальное сечение; фиг. 15, 20 – параксиальное сечение; фиг. 24 – скошенное аксиальное сечение; фиг. 12, 21, 23, 26, 28, 32, 34 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм.

Фиг. 1. *Eotuberitina grandis* (Reitlinger, 1950), экз. 21/1-20.

Фиг. 2. *Eotuberitina reitlingerae* Miklukho-Maclay, 1958, экз. 21/1-34.

Фиг. 3. *Earlandia elegans* (Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1940), экз. 18/1-4.

Фиг. 4. *Paracornuspira compacta* (Lin, 1984), экз. 22/39.

Фиг. 5. *Paracornuspira* cf. *hubeiensis* (Lin, 1984), экз. 21/1-36.

Фиг. 6–8, 10–12. *Paracornuspira borealis* Stepanova, 2024, in press.: 6 – экз. 22/34, 7 – экз. 21/1-15, 8 – экз. 22/21, 10 – экз. 21/1-14, 11 – экз. 21/1-26, 12 – экз. 22/25.

Фиг. 9, 15. *Paracornuspira* (?) sp., 9 – экз. 21/1-10, 15 – экз. 22/20.

Фиг. 13, 18. *Paracornuspira brunsiiformis* Stepanova, 2024, in press.: 13 – экз. 22/17, 18 – экз. 22/35.

Фиг. 14. *Earlandia moderata* (Malakhova, 1954) и *Magnitella porosa* Malakhova, 1975, экз. 18/2-7.

Фиг. 16. *Pseudolituotubella tenuissima* (Vdovenko, 1954), экз. 22/5.

Фиг. 17. *Pseudolituotubella septaglomospiroides* Vdovenko, 1970, экз. 21/1-5.

Фиг. 19. *Neoseptaglomospiranella karakubensis* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), экз. 21/2-22.

Фиг. 20. *Endothyra parapriscia* Schlykova, 1951, экз. 21/1-27.

Фиг. 21. *Endothyra prisca* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936, экз. 29/16.

Фиг. 22, 23. *Endothyra prisca devia* (Conil et Lys, 1964): 22 – экз. 22/50, 23 – экз. 22/13.

Фиг. 24, 25. *Mediendothyra excelsaeformis* (Bogush, 1980): 24 – экз. 21/2-21, 25 – экз. 21/1-29.

Фиг. 26. *Endothyra similis inops* (Conil et Lys 1964), экз. 18/2-3.

Фиг. 27. *Granuliferella antiqua multicamerata* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), экз. 21/2-8.

Фиг. 28. *Mediendothyra novomosquensis* (Vdovenko, 1973), экз. 21/2-12.

Фиг. 29. *Pseudolituotubella rauserae* (Malakhova, 1956), экз. 22/74.

Фиг. 30. *Eotextularia diversa* (N. Chernysheva, 1948), экз. 22/16.

Фиг. 31, 32. *Endothyra similis* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936: 31 – экз. 20/1-2, 32 – экз. 21/2-19.

Фиг. 33. *Granuliferella latispiralis* (Lipina, 1955), экз. 21/1-21.

Фиг. 34. *Endothyra matura* (Vdovenko, 1967), экз. 21/2-5.

Fig. 7. Foraminifers of the Eoparastaffella simplex Zone, Pesterkuvian Horizon, Viséan.

Sample 21A-18 – 3, 14, 26; sample 21A-20 – 31; sample 21A-21 – 1, 2, 5, 7, 9–11, 17, 19, 20, 24, 25, 27, 28, 32–34; sample 21A-22 – 4, 6, 8, 12, 13, 15, 16, 18, 22, 23, 29, 30; sample 21A-29 – 21. Fig. 3, 14, 29, 30 – longitudinal section; Fig. 16, 17 – cross section of the coiled part of the shell; Fig. 4–11, 13, 18, 19, 22, 25, 27, 31, 33 – axial section; Fig. 15, 20 – paraxial section; Fig. 24 – beveled axial section; Fig. 12, 21, 23, 26, 28, 32, 34 – median section. Scale bar 0.2 mm.

nanus (Reitlinger, 1969), *Ammarchaediscus involutus* (Brazhnikova, 1967), *Am. transitus* (Reitlinger, 1969), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Rauser-Chernousova, 1948), *Pl. pravus* Popova, 1970, *Viseidiscus primaevus* (Pronina, 1963), *V. umbogmaensis* (Omara et Conil, 1965), *V. kamkalensis* Marfenkova, 1978, *Paraarchaediscus dubitabilis* Orlova, 1955, *Glomodiscus spiroides* (Popova, 1970), *Endothyrasimilis lenociniosa* Schlykova, 1951, *E. fausta* Malakhova, 1956, *E. elegia* Malakhova, 1956, *Mediendothyra barzassiensis* (Lebedeva, 1954), *Omphalotis eofrequentata* Vdovenko, 1973, *Globoomphalotis* (?) *inconstans* (Grozdilova et Lebedeva, 1954), *Gl. (?) elegantula*, *Globoendothyra (Eogloboendothyra) nevskiensis* (Lebedeva, 1954), *Planogloboendothyra kuzbassica*, *Plectogyranopsis paraconvexa*, *Pseudoplanoendothyra intermedia* (Brazhnikova, 1962), *Dainella staffeloides*, *D. chomatica*, *Tetrataxis obtusus* Malakhova, 1956, *Eoparastaffella rotunda* Vdovenko, 1971, *E. asymmetrica* Vdovenko et Zavjalova, 1971, *Paracornuspira ovoides* (Michno, 1975).

Видимая мощность ильчского горизонта около 20 м.

Присутствие *Viseidiscus primaevus* в ассоциации с другими видами этого рода, а также предста-

вителей родов *Ammarchaediscus* и *Planoarchaediscus* позволяет выделить в данном интервале разреза зону *Viseidiscus primaevus* и сопоставить ее с зоной *Uralodiscus primaevus*–*Globoendothyra ukrainica* ильчского горизонта Западно-Уральского субрегиона (Стратиграфические..., 1993).

АНАЛИЗ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФОРАМИНИФЕР

Образования микитовской свиты на п-ове Горякова принадлежат шельфу карбонатной платформы и характеризуются чередованием мелководных (полибиокластовые пакстоуны) и относительно более глубоководных (глинистые и спикуловые пакстоуны) фаций, терригенные и кремнистые породы присутствуют в подчиненных количествах на отдельных уровнях, преимущественно в турнейском ярусе (Матвеев и др., 2019). Наиболее богатые и разнообразные ассоциации фораминифер, позволяющие уверенно устанавливать возраст отложений, содержатся в полибиокластовых пакстоунах, образование которых происходило в наиболее мелководной краевой части шельфа карбонатной платформы с достаточно высокой волновой

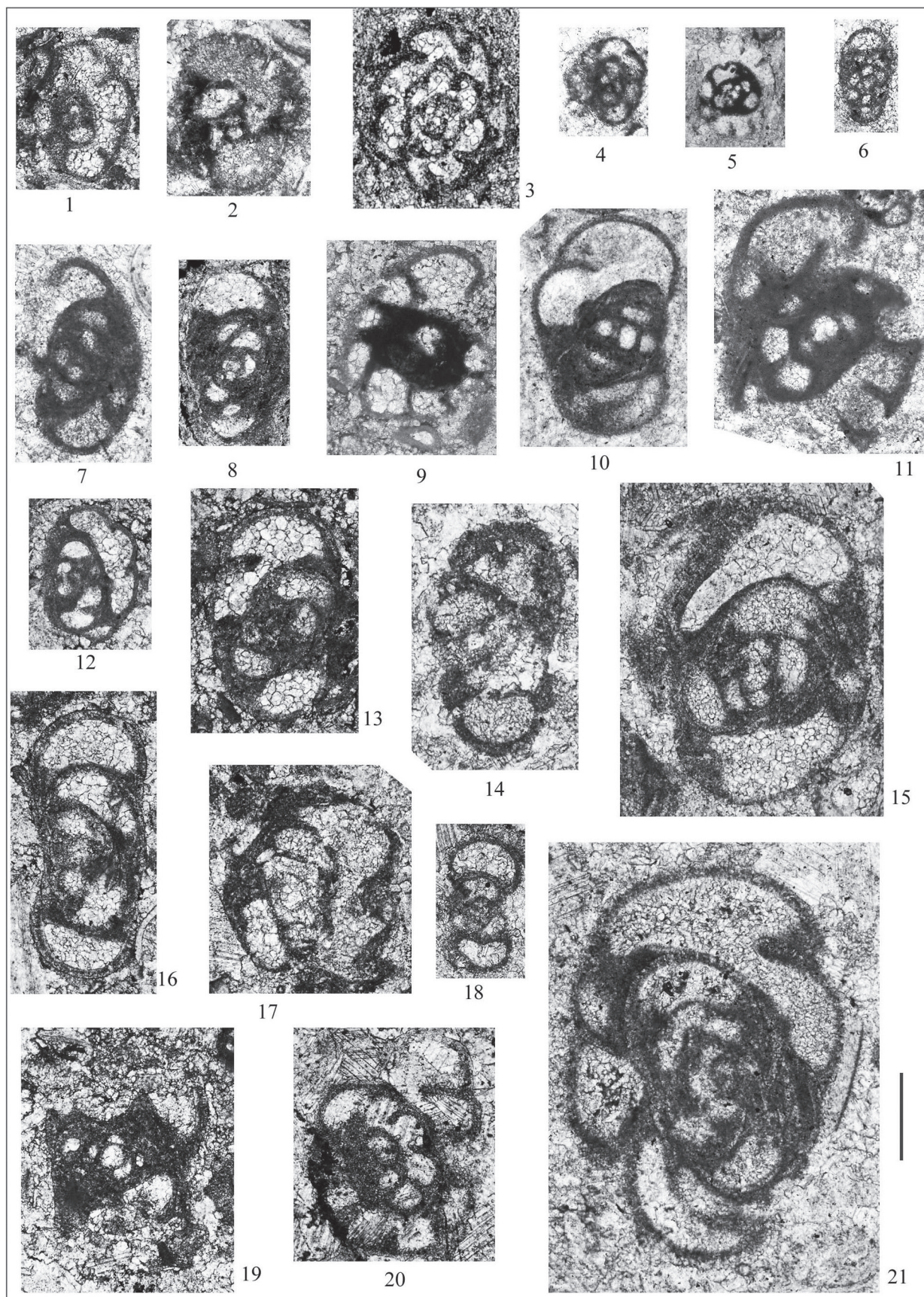


Рис. 8. Фораминиферы зоны *Eoparastaffella simplex* пестерьковского горизонта визейского яруса.

Обр. 21А-18 – 7, 14, 21; обр. 21А-19 – 20; обр. 21А-21 – 2, 9, 10, 12, 13, 16, 19; обр. 21А-22 – 4, 11; обр. 21А-23 – 3, 5, 8; обр. 21А-27 – 1, 6, 15, 17, 18. Фиг. 2, 6–8, 13–16, 18, 19, 21 – аксиальное сечение; фиг. 10 – скошенное аксиальное сечение; фиг. 1, 3–5, 9, 11, 12, 17, 20 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм, все формы показаны с одинаковым увеличением.

Фиг. 1, 2. *Endolaxina laxa* (Conil et Lys, 1964): 1 – экз. 27/5, 2 – экз. 21/1-25.

Фиг. 3. *Spinoendothyra paracostifera* (Lipina, 1955), экз. 23/5.

Фиг. 4. *Spinoendothyra pietoni kalmiussi* (Vdovenko, 1973), экз. 22/24.

Фиг. 5, 6. *Inflatoendothyra parainflata* (Bogush et Juferev, 1970): 5 – экз. 23/4, 6 – экз. 27/9.

Фиг. 7. *Endothyra superba* Malakhova, 1954, экз. 18/1-6.

Фиг. 8. *Omphalotis eofrequentata* Vdovenko, 1973, экз. 23/3.

Фиг. 9. *Omphalotis chariessa* (Conil et Lys, 1964), экз. 21/2-15.

Фиг. 10. *Omphalotis infrequentis* (Schlykova, 1951), экз. 21/1-7.

Фиг. 11. *Omphalotis omphalota minima* (Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936), экз. 22/29.

Фиг. 12. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) parva* (N. Tchernysheva, 1948), экз. 21/2-11.

Фиг. 13, 14, 17. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica* Vdovenko, 1967: 13 – экз. 21/2-18, 14 – экз. 18/2-8, 17 – экз. 27/12.

Фиг. 15, 21. *Globoomphalotis (?) elegantula* (Durkina, 1959): 15 – экз. 27/27, 21 – экз. 18/1-11.

Фиг. 16. *Planogloboendothyra kuzbassica* (Bogush, 1980), экз. 21/2-7.

Фиг. 18. *Pseudoplanoendothyra rotayi* (Dain in Brazhnikova, 1962), экз. 27/24.

Фиг. 19. *Globoomphalotis (?)* sp., экз. 21/2-4.

Фиг. 20. *Globoomphalotis (?)* ex gr. *ishimica* (Rauser-Chernousova, 1948), экз. 19/1-1.

Fig. 8. Foraminifers of the Eoparastaffella simplex Zone, Pesterkovian Horizon, Viséan.

Sample 21A-18 – 7, 14, 21; sample 21A-19 – 20; sample 21A-21 – 2, 9, 10, 12, 13, 16, 19; sample 21A-22 – 4, 11; sample 21A-23 – 3, 5, 8; sample 21A-27 – 1, 6, 15, 17, 18. Fig. 2, 6–8, 13–16, 18, 19, 21 – axial section; Fig. 10 – beveled axial section; Fig. 1, 3–5, 9, 11, 12, 17, 20 – median section. Scale bar 0.2 mm, all shapes shown at the same magnification.

активностью – условиях, благоприятных для развития этих организмов. В тонкозернистых разностях известняков комплексы фораминифер значительно обеднены, возможно, некоторые из раковин перетолжены с мелководья в более погруженные части платформ.

По фауне фораминифер выделяются отложения зон *Spinoendothyra costifera* и *Eotextularia diversa* – *Dainella chomatica* турнейского яруса, а также зон *Eoparastaffella simplex* и *Viseidiscus primaevus* нижней части визейского яруса (рис. 13).

В отложениях кизеловского горизонта (зона *Spinoendothyra costifera*) встречено сообщество микрофауны, в целом характерное для этого стратиграфического уровня (см. рис. 3, 4). Многочисленны *Tournayella*, разнообразны *Neoseptaglomospiranel-la*, *Septabrunsiina*, *Septaglomospiranel-la*, *Endoglomospiranel-la*. Представители последнего рода широко распространены в позднем фамене–раннем турне (Conil, Lys, 1970; Рейтлингер, 1977; Shilo et al., 1984; Богуш и др., 1987), однако имеются указания на их присутствие и в более молодых кизеловских отложениях на восточном склоне Среднего Урала (Постоялко и др., 1999).

Среди эндотириид постоянно встречаются *Paraendothyra*, преимущественно в виде неполных сечений этих крупных раковин, в том числе отмечаются и развернутые формы с ситовидным устьем. Присутствие этих таксонов отмечено в отдельных разрезах (р. Сиказа) на западном склоне Южного Урала (Кулагина и др., 2018); широкое развитие рода *Paraendothyra* характерно для разрезов верхнего турне Омолонского массива (Conil et al., 1982; Shi-

lo et al., 1984). Род *Granuliferella* представлен большим количеством видов, среди которых наблюдаются таксоны широкого географического распространения, например, группы *Gr. latispiralis* и *Gr. antiqua*. Кроме того, встречены *Gr. borealis*, *Gr. sibirica*, более характерные для отложений верхней части турнейского яруса северо-запада Сибирской платформы, турне и низов визе Колымского и Омолонского массивов (Богуш, 1980). Обнаружены сечения раковин фораминифер, относящиеся к роду *Mediopsis*. Представители этого рода распространены в раннекаменноугольных отложениях Северной Азии (Богуш, Юферев, 1966; Соловьева, 1967; Бушмина и др., 1984). *Spinoendothyra*, в том числе *Sp. costifera*, представлены небольшим числом экземпляров, изредка присутствуют *Inflatoendothyra*, *Pseudoplanoendothyra*, *Urbanella*.

По преобладанию в фораминиферовом сообществе видов рода *Granuliferella* данный интервал разреза сопоставляется с верхней частью слюев с *Latiendothyra latispiralis*–*Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* Новой Земли (Матвеев, 1998; Коссовая и др., 2006). Присутствие вида *Spinoendothyra costifera* позволяет отнести эти отложения к одноименной зоне кизеловского горизонта ОСШ России и сопоставить их с одновозрастными образованиями Западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы (Стратиграфические..., 1993; Алексеев, 2008; Alekseev et al., 2022).

В отложениях нижней части косвинского горизонта (зона *Eotextularia diversa*–*Dainella chomatica*) присутствуют разнообразные представители рода *Dainella*, в том числе зональный вид,

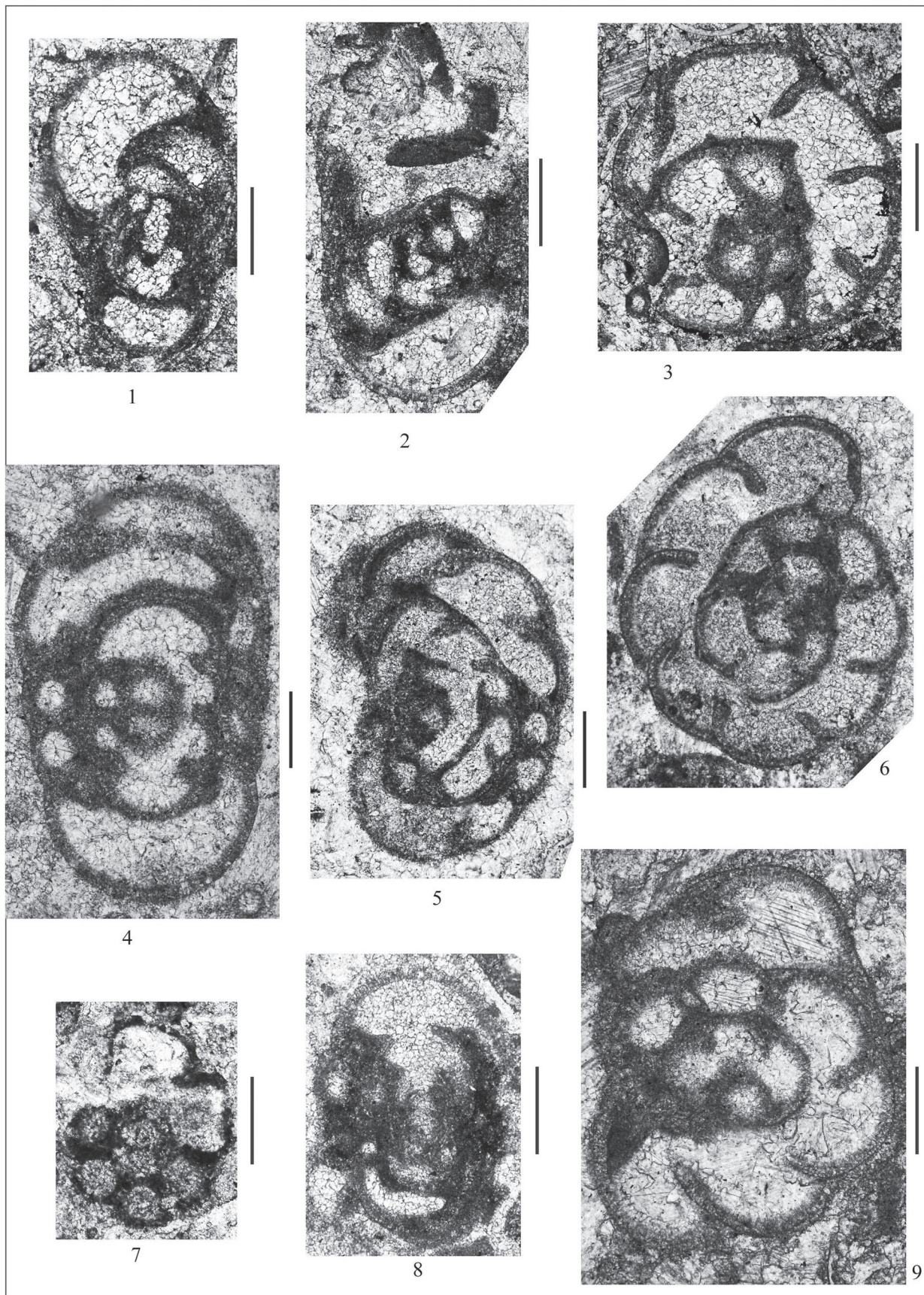


Рис. 9. Фораминиферы зоны *Eoparastaffella simplex* пестерьковского горизонта визейского яруса.

Обр. 21А-18 – 3–5; обр. 21А-19 – 9; обр. 21А-21 – 6; обр. 21А-22 – 7; обр. 21А-27 – 1, 2, 8. Фиг. 1, 2, 8 – аксиальное сечение; фиг. 4 – параксиальное сечение; фиг. 3, 5–7, 9 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм.

Фиг. 1. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) birjulensis* Bogush, 1987, экз. 27/29.

Фиг. 2. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) orelica* Vdovenko, 1967, экз. 27/26.

Фиг. 3, 6. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) insigna* Postojalko, 1972: 3 – экз. 21/2-3, 6 – экз. 18/1-9.

Фиг. 4, 5, 8. *Eoendothyranopsis donica* (Brazhnikova et Rostovsteva, 1967): 4 – экз. 18/1-14, 5 – экз. 18/1-5, 8 – экз. 27/11.

Фиг. 7. *Plectogyranopsis cf. regularis* (Rauser-Chernousova, 1948), экз. 22-23.

Фиг. 9. *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhnikova et Rostovsteva, 1967), экз. 19/2-4.

Fig. 9. Foraminifers of the *Eoparastaffella simplex* Zone, Pesterkovian Horizon, Viséan.

Sample 21A-18 – 3–5; sample 21A-19 – 9; sample 21A-21 – 6; sample 21A-22 – 7; sample 21A-27 – 1, 2, 8. Fig. 1, 2, 8 – axial section; Fig. 4 – paraxial section; Fig. 3, 5–7, 9 – median section. Scale bar 0.2 mm.

в ассоциации с *Eoforschia moelleri*, продолжают существовать *Tourayella*, *Paraendothyra*, *Granuliferella*, *Latiendothyranopsis*, *Spinoendothyra*, появляются редкие фрагменты раковин *Pseudolituotubella* (см. рис. 3, 6). Этот интервал разреза можно сопоставить со слоями с *Tourayella moelleri* – *Eotextularia diversa* Новой Земли (Матвеев, 1998; Косцовая и др., 2006) и зоной *Tourayella moelleri* – *Dainella chomatica* Западно-Уральского субрегиона (Стратиграфические..., 1993), а также с зоной *Eotextularia diversa* – *Dainella chomatica* ОСШ России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022). Примечательно отсутствие в данном комплексе зонального вида *Eotextularia diversa*.

Выше кремнистой пачки косьвинского горизонта в терригенно-карбонатных породах происходит резкое изменение состава фораминиферового сообщества. Ранневизейский (пестерьковский) возраст вышележащего интервала определяется появлением *Eoparastaffella simplex ovalis* (см. рис. 10, фиг. 17), а также *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica*, *Gl. (E.) insigna* – крупных форм без стекловато-лучистого слоя (см. рис. 8, фиг. 14; рис. 9, фиг. 6) в ассоциации с *Eoendothyranopsis donica*. Здесь же многочисленны и разнообразны представители вида *Paralysella*.

Сообщества фораминифер пестерьковского горизонта, приуроченные к прослоям полибиокластовых пакстоунов и рудстоунов, весьма разнообразны, однако состав комплексов несколько меняется от слоя к слою (см. рис. 3, 7–10).

Так, в нижней части горизонта (интервал 21А-21–21А-22) отмечается появление разнообразных представителей рода *Paracornuspira* Stepanova 2024, in press (Stepanova, 2024, in press). Наиболее характерным признаком рода *Paracornuspira* является двухслойное строение стенки раковины, что дает основание рассматривать его в составе у семейства *Pseudocornuspiridae* Reitlinger, 1993 надотряда *Milioloida* (Вдовенко и др., 1993). Кроме уже известных по литературным данным таксонов из нижнего визе Среднего Тянь-Шаня и нижнего карбона юго-восточного Китая (Михно, Балакин, 1975; Lin, 1981, 1984), в составе рода описаны новые виды *Paracornuspira borealis* и *P. brunsiiformis*,

происходящие из разреза микитовской свиты п-ова Горякова (Stepanova, 2024, in press).

В целом в составе микрофаунистического сообщества пестерьковского горизонта увеличиваются количество и разнообразие *Pseudolituotubella*, продолжают существовать *Granuliferella antiqua*, *Gr. latispiralis*, группа *Endothyra prisca*, появляются *Endothyra similis*, *Endolaxina laxa*, некрупные *Omphalotis* sp. Обращает на себя внимание усиленное формообразование в составе рода *Globoendothyra*. Наряду с обычными для этого стратиграфического уровня *Gl. (Eogloboendothyra) parva*, *Gl. (E.) ukrainica*, *Gl. (E.) orelica*, *Gl. (E.) insigna*, *Globoomphalotis (?) elegantula*, *Gl. (?) ex gr. ishimica* (см. рис. 8, 9) часто встречаются *Gl. (E.) birjulensis* (см. рис. 9, фиг. 1), описанные из верхнего турне и визе Кузнецкого бассейна и *Planogloboendothyra kuzbassica* (см. рис. 8, фиг. 16) – верхний турне и визе Кузбасса и Сибирской платформы (Богущ, 1980; Богущ и др., 1987). На отдельных уровнях эти таксоны резко преобладают в составе фораминиферо-ассоциаций (см. рис. 3).

Постоянными составляющими комплекса микрофауны являются характерные ранневизейские виды *Eoendothyranopsis donica* и *Plectogyranopsis paraconvexa*. Изредка отмечаются *Spinoendothyra*, *Pseudoplanoendothyra* и *Dainella*. Представители группы *Eoparastaffella simplex* распространены по всему горизонту, на отдельных уровнях встречаются *Eoparastaffella restricta*, *E. venusta*. Спорадически наблюдаются различные представители рода *Tetrataxis*.

Возраст интервала разреза, включающий в себя рассмотренное сообщество фораминифер, отвечает зоне *Eoparastaffella simplex*–*Eoendothyranopsis donica* Западно-Уральского субрегиона (Стратиграфические..., 1993; Алексеев, 2008) и зоне *Eoparastaffella simplex* ОСШ России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022).

В самой верхней части разреза микитовской свиты в составе фораминиферо-ассоциации появляются новые элементы – представители семейства *Archaeodiscidae*: *Ammarchaediscus involutus* (см. рис. 11, фиг. 14, 15), *A. transitus* (см. рис. 11, фиг. 18), *Planoarchaediscus spirillinoides* (см. рис. 11,

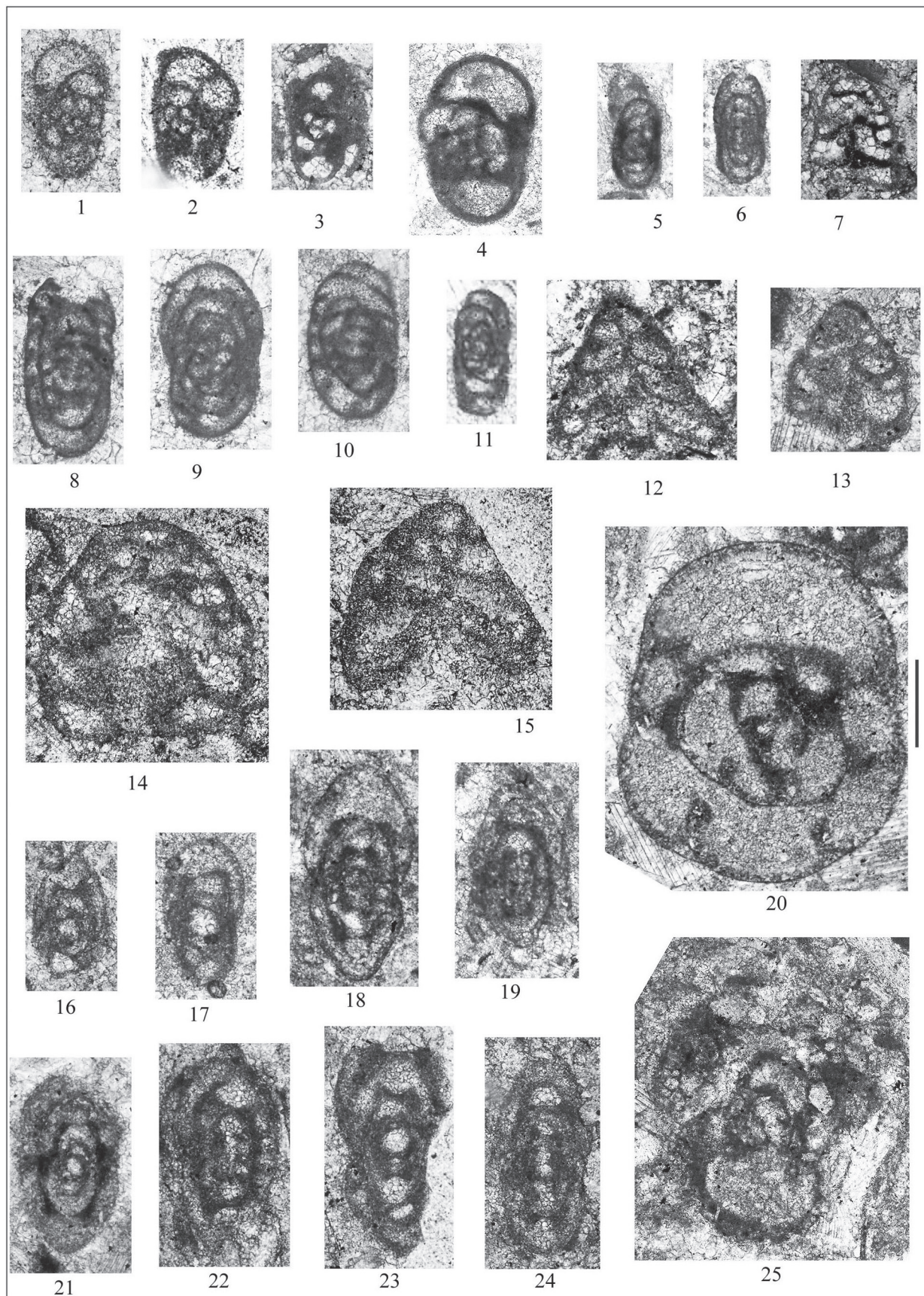


Рис. 10. Фораминиферы зоны *Eoparastaffella simplex* пестерьковского горизонта визейского яруса.

Обр. 21А-18 – 1, 8–11, 17; обр. 21А-21 – 3, 5–7, 12, 18, 20, 21; обр. 21А-22 – 2, 4, 13, 19, 25; обр. 21А-25 – 15; обр. 21А-27 – 14, 16, 22–24. Фиг. 1, 3–9, 11–19, 21–25 – аксиальное сечение; фиг. 10 – парааксиальное сечение; фиг. 2, 20 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм, все формы показаны с одинаковым увеличением.

Фиг. 1, 2. *Dainella micula* Postojalko, 1970: 1 – экз. 18/1-3, 2 – экз. 2/14.

Фиг. 3. *Paradainella* (*Neoparadainella*) cf. *pseudochomatica* Vdovenko, 1973, экз. 21/2-16.

Фиг. 4. *Dainella callosa* Vdovenko, 1973, экз. 22/10.

Фиг. 5, 6. *Mediocris* (*Chomatomediocris*) *brevisculiformis* Vdovenko, 1973: 5 – экз. 21/1-40, 6 – экз. 21/1-30.

Фиг. 7. *Tetrataxis angusta* Vissarionova, 1948, экз. 21/2-25.

Фиг. 8. *Paralysella procerula* (Malakhova, 1975), экз. 18/1-10.

Фиг. 9, 10. *Paralysella schubertelloides* (Bozorgnia, 1973): 9 – экз. 18/1-12, 10 – экз. 18/2-9.

Фиг. 11. *Paralysella compacta* (Malakhova, 1975), экз. 18/2-10.

Фиг. 12. *Tetrataxis fluxus* Conil et Lys, 1964, экз. 21/1-17.

Фиг. 13. *Tetrataxis kiselicus* Malakhova, 1956, экз. 22/38.

Фиг. 14. *Tetrataxis media* Vissarionova, 1948, экз. 27/25.

Фиг. 15. *Tetrataxis paraminima* Vissarionova, 1948, экз. 25/4.

Фиг. 16. *Eoparastaffella* ex gr. *simplex* Vdovenko, 1954, экз. 27/31.

Фиг. 17. *Eoparastaffella simplex ovalis* Vdovenko, 1971, экз. 18/1-13.

Фиг. 18, 19. *Eoparastaffella simplex* Vdovenko, 1954: 18 – экз. 21/1-24, 19 – экз. 22/19.

Фиг. 20, 25. *Eoendothyranopsis crassiformis* Vdovenko, 1970: 20 – экз. 21/1-18, 25 – экз. 22/41.

Фиг. 21, 22. *Eoparastaffella simplex pseudochomata* Vdovenko, 1954: 21 – экз. 21/1-19, 22 – экз. 27/22.

Фиг. 23. *Eoparastaffella restricta* Postojalko, 1972, экз. 27/6.

Фиг. 24. *Eoparastaffella venusta* Postojalko, 1972, экз. 27/18.

Fig. 10. Foraminifers of the *Eoparastaffella simplex* Zone, Pesterkovian Horizon, Visean.

Sample 21A-18 – 1, 8–11, 17; sample 21A-21 – 3, 5–7, 12, 18, 20, 21; sample 21A-22 – 2, 4, 13, 19, 25; sample 21A-25 – 15; sample 21A-27 – 14, 16, 22–24. Fig. 1, 3–9, 11–19, 21–25 – axial section; Fig. 10 – paraxial section; Fig. 2, 20 – median section. Scale bar 0.2 mm, all shapes shown at the same magnification.

фиг. 16), *Pl. pravus* (см. рис. 11, фиг. 17), *Viseidiscus primaevus* (см. рис. 11, фиг. 19, 20), *V. umbogtaensis* (см. рис. 11, фиг. 21, 22), *V. kamkalensis* (см. рис. 11, фиг. 12), *Glomodiscus spiroides* (см. рис. 11, фиг. 25), *Paraarchaediscus dubitabilis* (см. рис. 11, фиг. 23, 24), в ассоциации с ними присутствуют *Lapparentidiscus* (?) sp., *L. nanus*, *Paracornuspira ovooides*.

Комплекс родов и видов семейства Endothyridae мало отличается от такового из подстилающих отложений. По-прежнему многочисленны и разнообразны Globoendothyridae, в том числе встречаются *Planogloboendothyra kuzbassica*, *Globoendothyra (Eogloboendothyra) nevskiensis*, характерные для верхнего турне и визе Кузбасса (Лебедева, 1954). Отмечаются *Dainella staffelloides*, *D. chomatica*, *Urbanella urbana*, *Ur. matura*, наряду с группой *Eoparastaffella simplex* присутствуют *E. rotunda*, *E. asymmetrica*.

По присутствию *Viseidiscus primaevus* данный интервал разреза отвечает зоне *Uralodiscus primaevus*–*Globoendothyra ukrainica* ильичского горизонта Западно-Уральского субрегиона (Стратиграфические..., 1993). Выделенные в отложениях микитовской свиты фораминиферные зоны *Eoparastaffella simplex* и *Viseidiscus primaevus* сопоставляются со слоями с *Eoparastaffella simplex lata* Новой Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фораминиферная последовательность, установленная в терригенно-карбонатных отложениях

микитовской свиты (см. рис. 13), позволяет детализировать предложенные ранее региональные стратиграфические схемы Новой Земли и выделить вместо слоев с фауной зоны и горизонты Западно-Уральского субрегиона и ОСШ России. В отложениях верхней части турнейского яруса выделены стандартные зоны *Spinoendothyra costifera* кизеловского и *Eotextularia diversa* – *Dainella chomatica* косвинского горизонтов ОСШ. В нижнем визе установлены: зона *Eoparastaffella simplex*, отвечающая зоне *Eoparastaffella simplex* – *Eoendothyranopsis donica* пестерьковского горизонта западного склона Урала и зоне *Eoparastaffella simplex* ОСШ, и зона *Viseidiscus primaevus*. Последняя соответствует зоне *Uralodiscus primaevus* – *Globoendothyra ukrainica* ильичского горизонта Западно-Уральского субрегиона.

Фораминиферные сообщества стратиграфических подразделений микитовской свиты содержат большое количество широко распространенных таксонов, обычных для этого стратиграфического интервала. Наряду с ними встречаются роды и виды фораминифер, характерные для восточных и северо-восточных регионов России, что открывает возможности для более широкой корреляции изученных отложений.

Благодарности

Автор признателен В.П. Матвееву за предоставленные материалы. Выражаю также благодарность Е.И. Кулагинной и В.В. Черных за ценные замечания и рекомендации.

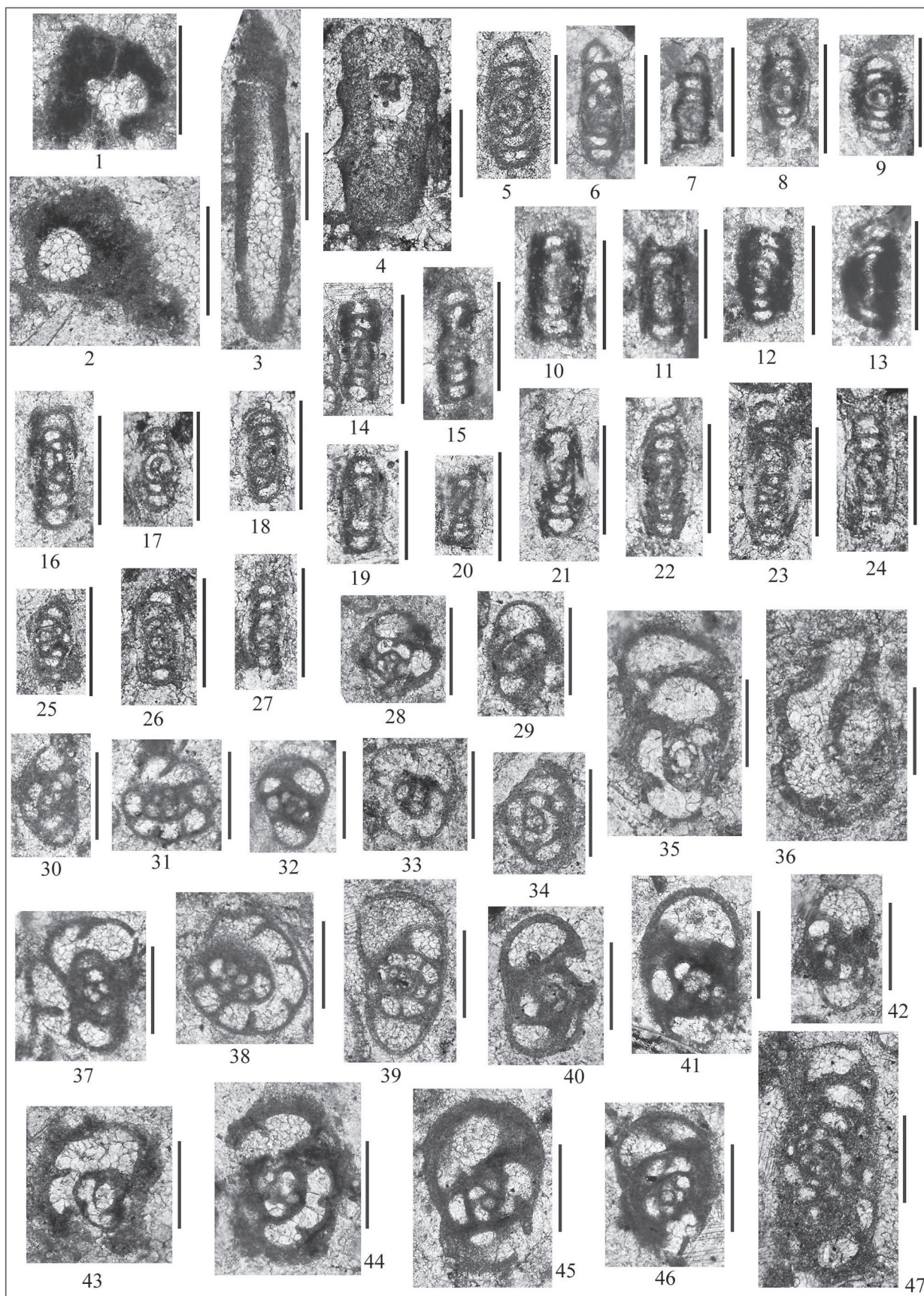


Рис. 11. Фораминиферы зоны *Viseidiscus primaevus* илычского горизонта визейского яруса.

Все формы происходят из обр. 21А-30. Фиг. 3, 4, 35 – продольное сечение; фиг. 36 – поперечное сечение; фиг. 5–27, 29, 30, 32, 39–42, 45–47 – аксиальное сечение; фиг. 28, 31, 33, 34, 37, 38, 43, 44 – медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм.

- Фиг. 1.** *Ivanovella obrucheveica* Stepanova, 2016, экз. 30/2-54.
Фиг. 2. *Serginella* sp., экз. 30/2-59.
Фиг. 3. *Earlandia moderata* (Malakhova, 1954), экз. 30/2-57.
Фиг. 4. *Magnitella porosa* Malakhova, 1975, экз. 30/1-44.
Фиг. 5. *Brunsia sygmoidalis* Rauser-Chernousova, 1948, экз. 30/1-8.
Фиг. 6. *Brunsia* ex gr. *irregularis* (Moeller, 1880), экз. 30/2-43.
Фиг. 7. *Pseudoammodiscus* sp., экз. 30/2-60.
Фиг. 8, 9. *Lapparentidiscus nanus* (Reitlinger, 1969): 8 – экз. 30/2-23, 9 – экз. 30/1-25.
Фиг. 10, 11. *Paracornuspira ovoides* (Michno, 1975): 10 – экз. 30/1-10, 11 – экз. 30/2-18.
Фиг. 12, 13. *Lapparentidiscus* (?) sp.: 12 – экз. 30/2-33, 13 – экз. 30/2-62.
Фиг. 14, 15. *Ammarchaediscus involutus* (Brazhnikova, 1967): 14 – экз. 30/1-18, 15 – экз. 30/2-63.
Фиг. 16. *Planoarchaediscus spirillinooides* (Rauser-Chernousova, 1948), экз. 30/1-27.
Фиг. 17. *Planoarchaediscus pravus* Popova, 1970, экз. 30/2-61.
Фиг. 18. *Ammarchaediscus transitus* (Reitlinger, 1969), экз. 30/2-4.
Фиг. 19, 20. *Viseidiscus primaevus* (Pronina, 1963): 19 – экз. 30/2-27, 20 – экз. 30/2-20.
Фиг. 21, 22. *Viseidiscus umbogmaensis* (Omara et Conil, 1965): 21 – экз. 30/2-18, 22 – экз. 30/2-13.
Фиг. 23, 24. *Paraarchaediscus dubitabilis* Orlova, 1955: 23 – экз. 30/1-9, 24 – экз. 30/1-4.
Фиг. 25. *Glomodiscus spiroides* (Popova, 1970), экз. 30/1-3.
Фиг. 26. *Paraarchaediscus* sp., экз. 30/1-15.
Фиг. 27. *Viseidiscus kamkalensis* Marfenkova, 1978, экз. 30/2-4.
Фиг. 28, 29. *Endothyra agathys* (Conil et Lys, 1964): 28 – экз. 30/1-11, 29 – экз. 30/1-40.
Фиг. 30. *Endothyra prisca* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936, экз. 30/1-6.
Фиг. 31, 32. *Endothyra prisca devia* (Conil et Lys, 1964): 31 – экз. 30-2-48, 32 – экз. 30/2-16.
Фиг. 33. *Endolaxina laxa* (Conil et Lys, 1964), экз. 30/2-8.
Фиг. 34. *Granuliferella antiqua multicamerata* (Brazhnikova et Vdovenko, 1971), экз. 30/2-6.
Фиг. 35. *Pseudolituotubella septaglomospiroides* Vdovenko, 1970, экз. 30/1-23.
Фиг. 36. *Pseudolituotubella* sp., экз. 30/1-12.
Фиг. 37. *Endothyra parapriscas* Schlykova, 1951, экз. 30/2-46.
Фиг. 38. *Endothyra similis* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936, экз. 30/2-21.
Фиг. 39. *Endothyra similis lenociniosa* Schlykova, 1951, экз. 30/1-24.
Фиг. 40. *Endothyra fausta* Malakhova, 1956, экз. 30/1-34.
Фиг. 41. *Endothyra elegia* Malakhova, 1956, экз. 30/2-40.
Фиг. 42. *Mediendothyra barzassiensis* (Lebedeva, 1954), экз. 30/2-50.
Фиг. 43. *Endolaxina laxella* (Z. Simonova, 1975), экз. 30/1-32.
Фиг. 44, 45. *Granuliferella latispiralis* (Lipina, 1955): 44 – экз. 30/2-26, 45 – экз. 30/2-5.
Фиг. 46. *Omphalotis eofrequentata* Vdovenko, 1973, экз. 30/2-24.
Фиг. 47. *Pseudoplanoendothyra intermedia* (Brazhnikova, 1962), экз. 30/1-28.

Fig. 11. Foraminifers of the *Viseidiscus primaevus* Zone, Ilychian Horizon, Visean.

All forms come from sample 21A-30. Fig. 3, 4, 35 – longitudinal section, 36 – cross section; Fig. 5–27, 29, 30, 32, 39–42, 45–47 – axial section; Fig. 28, 31, 33, 34, 37, 38, 43, 44 – median section. Scale bar 0.2 mm.

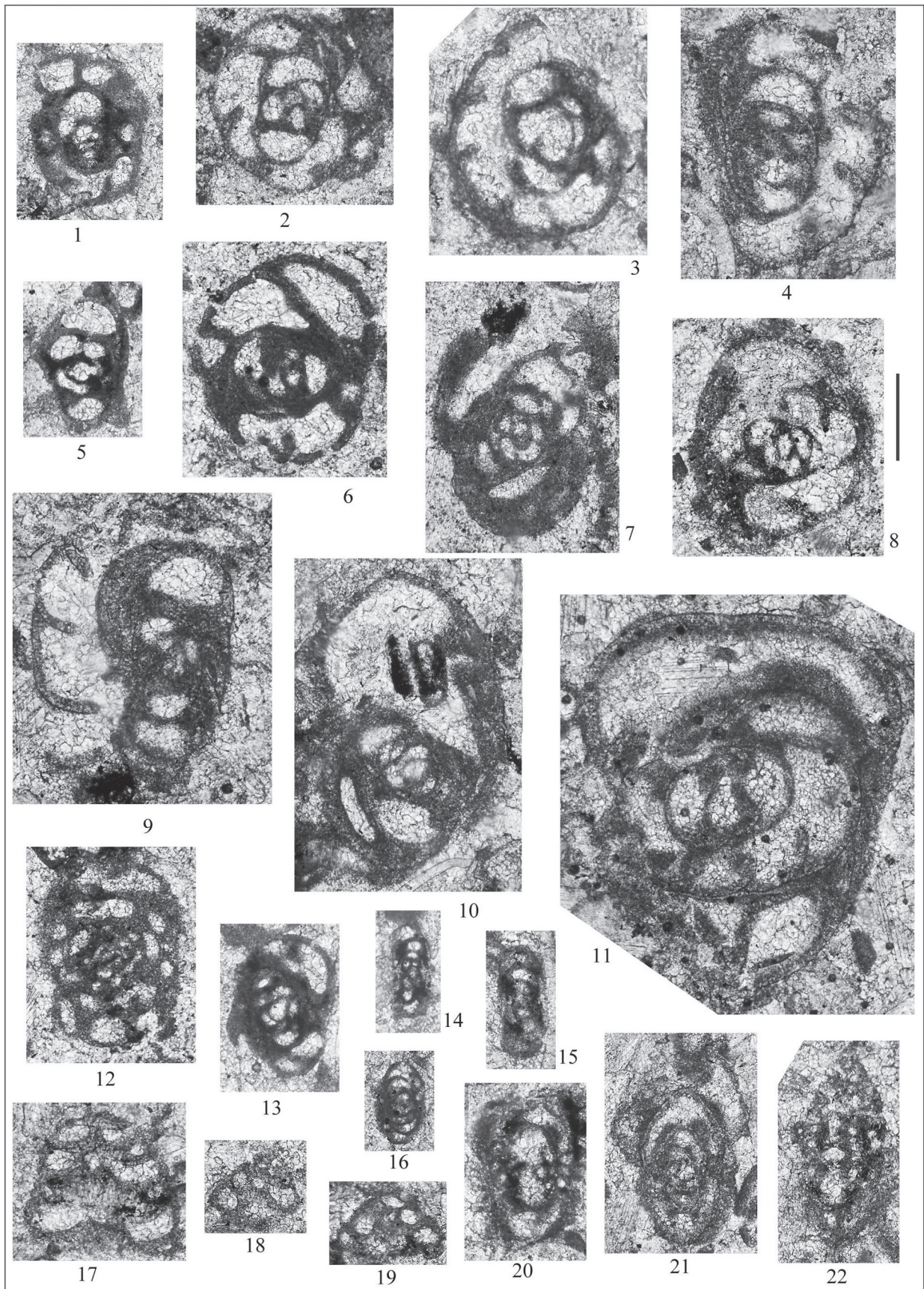


Рис. 12. Фораминиферы зоны *Viseidiscus primaevus* илычского горизонта визейского яруса.

Все формы происходят из обр. 21А-30. Фиг. 5, 7, 9, 13–19, 21, 22 – аксиальное сечение; фиг. 20 – параксиальное сечение; фиг. 4 – скошенное аксиальное сечение; фиг. 1–3, 6, 8, 10, 11 – медианное сечение; фиг. 12 – скошенное медианное сечение. Масштабный отрезок 0.2 мм, все формы показаны с одинаковым увеличением.

Фиг. 1, 5. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) parva* (N. Tchernysheva, 1948): 1 – экз. 30/1-29, 5 – экз. 30/2-29.

Фиг. 2. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) ukrainica* Vdovenko, 1967, экз. 30/1-46.

Фиг. 3, 4. *Planogloboendothyra kuzbassica* (Bogush, 1980): 3 – экз. 30/2-15, 4 – экз. 30/2-9.

Фиг. 6, 7. *Globoomphalotis (?) inconstans* (Grozdilova et Lebedeva, 1954): 6 – экз. 30/1-13, 7 – экз. 30/2-7.

Фиг. 8. *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhnikova et Rostovsteva, 1967), экз. 30/2-19.

Фиг. 9, 10. *Globoendothyra (Eogloboendothyra) nevskiensis* (Lebedeva, 1954): 9 – экз. 30/1-21, 10 – экз. 30/2-42.

Фиг. 11. *Globoomphalotis (?) elegantula* (Durkina, 1959), экз. 30/1-19.

Фиг. 12. *Dainella chomatica* (Dain in Brazhnikova, 1962), экз. 30/2-34.

Фиг. 13. *Dainella staffelloides* Brazhnikova, 1962, экз. 30/1-31.

Фиг. 14. *Urbanella urbana* (Malakhova, 1954), экз. 30/2-17.

Фиг. 15. *Urbanella matura* (Vdovenko, 1972), экз. 30/2-12.

Фиг. 16. *Paralysella compacta* (Malakhova, 1975), экз. 30/1-16.

Фиг. 17. *Tetrataxis obtusus* Malakhova, 1956, экз. 30/2-25.

Фиг. 18, 19. *Tetrataxis sussaicus* Malakhova, 1956: 18 – экз. 30/1-47, 19 – экз. 30/2-55.

Фиг. 20. *Eoparastaffella rotunda* Vdovenko, 1971, экз. 30/2-37.

Фиг. 21. *Eoparastaffella asymmetrica* Vdovenko et Zavjalova, 1971, экз. 30/2-3.

Фиг. 22. *Eoparastaffella* ex gr. *simplex* Vdovenko, 1954, экз. 30/1-45.

Fig. 12. Foraminifers of the *Viseidiscus primaevus* Zone, Ilychian Horizon, Visean.

All forms come from sample 21A-30. Fig. 5, 7, 9, 13–19, 21, 22 – axial section; Fig. 20 – paraxial section; Fig. 4 – beveled axial section; Fig. 1–3, 6, 8, 10, 11 – medial section; Fig. 12 – beveled median section. Scale bar 0.2 mm, all forms shown at the same magnification.

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Биостратиграфические зоны ОСШ России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022)		Корреляция региональных стратиграфических подразделений					
				Аммоноидеи	Фораминиферы	Новая Земля	Западно-Уральский субрегион (Стратиграфические..., 1993; Алексеев, 2008)				
Каменноугольная	Нижний	Визьский	Нижний	Подъярус	Биостратиграфические зоны ОСШ России (Кулагина и др., 2018; Alekseev et al., 2022)	Новая Земля	Фораминиферы (Матвеев, 1998; Коссова и др., 2006)	Зоны фораминифер, принятые в настоящей работе	Фораминиферы	Горизонты	
							Ammonellipsites	<i>Uralodiscus rotundus</i>	Слон с <i>Ur. rotundus</i> – <i>Amn. eospirillinoides</i>	<i>Ur. rotundus</i> – <i>Plectogamopsis</i> <i>paraconvexus</i>	Дружинин- ский
							<i>Fascipericycclus</i> – <i>Bollandoceras</i> part	<i>Gnathodus texanus</i>	Слон с <i>Eoparastaffella</i> <i>simplex lata</i>	<i>Ur. primaevus</i> – <i>Globendothyra</i> <i>ukrainica</i>	Ильчский
							<i>Protocanites</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Tournayella moelleri</i> – <i>Eotextularia diversa</i>	<i>Eoparast. simplex</i> – <i>Eoendothyranopsis</i> <i>donica</i>	Пестерьков- ский
							<i>Gontocycclus</i> – <i>Protocanites</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Tournayella</i> <i>moelleri</i> – <i>Dainella chomatica</i>	Косьвинский
							<i>Gattendorfia</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Spinoendothyra</i> <i>costifera</i>	Кизеловский
							<i>Gattendorfia</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Spinoendothyra</i> <i>costifera</i>	Кизеловский
							<i>Gattendorfia</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Spinoendothyra</i> <i>costifera</i>	Кизеловский
							<i>Gattendorfia</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Spinoendothyra</i> <i>costifera</i>	Кизеловский
							<i>Gattendorfia</i>	<i>Gnathodus typicus</i>	Слон с <i>Latiendothyra</i> <i>latispiralis</i> – <i>Palaeospiro-</i> <i>plectamina</i> <i>tchernyshinensis</i>	<i>Spinoendothyra</i> <i>costifera</i>	Кизеловский

Рис. 13. Сопоставление зон фораминифер, установленных в отложениях микитовской свиты, с ОСШ России и Западно-Уральским субрегионом.
Amn. – *Ammonella*, Bisph. – *Bisphaera*, Eoparast. – *Eoparastaffella*, P. – *Palaeospiroplectamina*, Ur. – *Uralodiscus*.

Fig. 13. Comparison of the foraminiferal zones established in the Mikitovian Formation sediments with the GSS of Russia and the West Ural Subregion.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. (2008) Каменноугольная система. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований, вып. 38. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 61-68.
- Богуш О.И. (1980) Фораминиферы. *Нижний карбон Средней Сибири*. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 121-156.
- Богуш О.И., Липина О.А., Рейтлингер Е.А. (1987) Фораминиферы пограничных отложений девона и карбона Омолонского массива. *Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов*. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 4-16.
- Богуш О.И., Юферев О.В. (1966) Фораминиферы карбона и перми Верхоянья. М.: Наука, 208 с.
- Бушмина Л.С., Богуш О.И., Кононова Л.И. (1984) Микрофауна и биостратиграфия нижнего карбона (юг Западной Сибири). М.: Наука, 128 с.
- Вдовенко М.В., Раузер-Черноусова Д.М., Рейтлингер Е.А., Сабиров А.А. (1993) Справочник по систематике фораминифер палеозоя (за исключением эндотириидей и пермских многокамерных лагеноидей). М.: Наука, 126 с.
- Иванова Р.М., Степанова Т.И. (2021) Альгофлора и микрофауны нижнего карбона Урала и прилегающих территорий. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 264 с.
- Коссова О.Л., Борисенков К.В., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Коновалова М.В., Ошуркова М.В. (2006) Каменноугольная система. *Зональная стратиграфия фанерозоя России*. СПб.: ВСЕГЕИ, 76-91.
- Кулагина Е.И., Степанова Т.И., Зайцева Е.Л., Горожанина Е.Н., Гибшман Н.Б., Иванова Р.М., Вевель Я.А., Пономарева Г.Ю., Филимонова Т.В. (2018) Атлас фораминифер и микрофауны верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Северной Евразии. Фаменский и турнейский ярусы. М.: ПИН РАН, 221 с.
- Лебедева Н.С. (1954) Фораминиферы нижнего карбона Кузнецкого бассейна. *Микрофауна СССР*, 237-320. (Тр. ВНИГРИ, вып. 81).
- Матвеев В.П. (1997) Местные стратиграфические подразделения каменноугольных отложений Северного острова Новой Земли. *Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 25-34.
- Матвеев В.П. (1998) Стратиграфия и брахиоподы каменноугольных отложений острова Северный архипелага Новая Земля. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПб ГТИ (ТУ), 19 с.
- Матвеев В.П., Соболев Н.Н., Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. (1989) Каменноугольные и пермские отложения района Ледяной Гавани (Северный Остров Новой Земли). *Стратиграфия и палеонтология палеозоя Советской Арктики*. Л.: ПГО Севморгеология, 32-41.
- Матвеев В.П., Степанова Т.И., Тарасенко А.Б. (2019) Геологическое строение и возраст горяковской и микитовской свит нижнего карбона в разрезе п-ова Горякова на острове Северный архипелага Новая Земля. *Тр. ИГГ УрО РАН*, вып. 166, 22-33.
- Михно Н.М., Балакин Г.В. (1975) Фораминиферы и мшанки нижнего карбона Чаткальских гор. Ташкент: Фан, 129 с.
- Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и металлогения. (2004) СПб., 174 с. (Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, 205).
- Постоялко М.В., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Ширшова Д.И. (1999) Фаунистическая характеристика отложений фаменского и турнейского ярусов в разрезе Першино. *Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала*. Екатеринбург: УГСЭ, 114-136.
- Рейтлингер Е.А. (1977) Граница девона и карбона на современном этапе ее изученности. *Вопросы микропалеонтологии*, вып. 20. Систематика фораминифер и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 21-53.
- Соловьева М.Ф. (1967) Новые данные о фораминиферах рода *Eoendothyranopsis* из нижнего карбона Восточного Таймыра. *Уч. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия*, 18, 24-37.
- Степанова Т.И. (2023) Зональные подразделения фораминифер позднего турне – раннего визе (нижний карбон) Новой Земли на примере микитовской свиты. *Микропалеонтология: фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр*. Тр. XVIII Всерос. микропалеонтол. совещ. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 169-173.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, Уралгеолоком, 151 лист.
- Aleksseev A.S., Nikolaeva S.V., Goreva N.V., Donova N.B., Kossovaya O.L., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Kurilenko A.V., Kutygin R.V., Popeko L.I., Stepanova T.I. (2022) Russian Regional Carboniferous Stratigraphy. *The Carboniferous Times-scale (Geol. Soc., Lond., Spec. Publ., 512*, 49-117). <https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134>
- Conil R., Lys M. (1970) Données nouvelles sur les Foraminifères du Tournaisien inférieur et des couches de passage du Famennien du Tournaisien dans l'Avesnois. *Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, 55, 241-265.
- Conil R., Poty E., Simakov K.V., Street M. (1982) Foraminifères, spores et coraux du Famennien Supérieur et du Dinantien du massif de l'Omolon. *Annal. Soc. Geol. Belgique*, 105, 145-160.
- Lin J.X. (1981) The early Carboniferous foraminifera in Guangdong and Hunan and their stratigraphic significance. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources of the Chinese Academy of Geological Sciences*. Spec. Iss. of Stratigraphy and Paleontology, 1-41. (In Chinese)
- Lin J.X. (1984) Biostratigraphy of the Yangtze Gorge Area. *Late Palaeozoic Era*. Geological Publishing House, Beijing, 110-382. (In Chinese)
- Shilo N.A., Bouckaert J., Afansjeva G.A., Bless M.J.M., Conil R., Erlanger O.A., Gagiev M.H., Lazarev S.S., Onoprienko Y.I., Poty E., Razina T.P., Simakov K.V., Smirnova L.V., Streel M., Swennen R. (1984) Sedimentological and paleontological atlas of the late Famennian and Tournaisian deposits in the Omolon region (NE-USSR). *Annal. Soc. Geol. Belgique*, 107, 137-247.
- Stepanova T.I. (2024) New data on Lower Carboniferous foraminifera of Novaya Zemlya (Russia). *Paleontol. J.*, in press.

REFERENCES

- Alekseev A.S. (2008) The Carboniferous system. *State of knowledge of Precambrian and Phanerozoic stratigraphy in Russia. Tasks for further research. Resolutions of the ISC and its standing committees*, v. 38. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 61-68. (In Russ.)
- Aleksseev A.S., Nikolaeva S.V., Goreva N.V., Donova N.B., Kossovaya O.L., Kulagina E.I., Kucheva N.A., Kurilenko A.V., Kutugin R.V., Popeko L.I., Stepanova T.I. (2022) Russian Regional Carboniferous Stratigraphy. *The Carboniferous Timescale (Geol. Soc., Lond., Spec. Publ., 512, 49-117)*. <https://doi.org/10.1144/SP512-2021-134>
- Bogush O.I. (1980) Foraminifers. *Lower Carboniferous of Middle Siberia*. Novosibirsk, Nauka Publ., Siberian branch, 121-156. (In Russ.)
- Bogush O.I., Lipina O.A., Reitlinger E.A. (1987) Foraminifers of the boundary sediments of the Devonian and Carboniferous of the Omolon massif. *Microfauna and biostratigraphy of the Phanerozoic of Siberia and adjacent regions*. Novosibirsk, Nauka Publ., Siberian branch, 4-16. (In Russ.)
- Bogush O.I., Yuferev O.V. (1966) Foraminifers of the Carboniferous and Permian of Verkhoyansk Region. Moscow, Nauka Publ., 208 p. (In Russ.)
- Bushmina L.S., Bogush O.I., Kononova L.I. (1984) Microfauna and biostratigraphy of the Lower Carboniferous (south of Western Siberia). Moscow, Nauka Publ., 128 p. (In Russ.)
- Conil R., Lys M. (1970) Données nouvelles sur les Foraminifères du Tournaisien inférieur et des couches de passage du Famennien du Tournaisien dans l'Avesnois. *Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, **55**, 241-265.
- Conil R., Poty E., Simakov K.V., Street M. (1982) Foraminifères, spores et coraux du Famennien Supérieur et du Dinantien du massif de l'Omolon. *Annal. Soc. Geol. Belgique*, **105**, 145-160.
- Ivanova R.M., Stepanova T.I. (2021) Alloglora and microfacies of the Lower Carboniferous of the Urals and adjacent territories. Ekaterinburg, RIO UrO RAN Publ., 264 p. (In Russ.)
- Kossovaya O.L., Borisenkov K.V., Goreva N.V., Isakova T.N., Konovalova M.V., Oshurkova M.V. (2006) The Carboniferous system. *Zonal stratigraphy of the Phanerozoic of Russia*. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 76-91. (In Russ.)
- Kulagina E.I., Stepanova T.I., Zaitseva E.L., Gorozhanina E.N., Gibshman N.B., Ivanova R.M., Vevel' Ya.A., Ponomareva G.Yu., Filimonova T.V. (2018) Atlas of foraminifers and microfacies of the Upper Devonian and Lower Carboniferous deposits of Northern Eurasia. Famennian and Tournaisian stages. Moscow, PIN RAN Publ., 221 p. (In Russ.)
- Lebedeva N.S. (1954) Foraminifers of the Lower Carboniferous of the Kuznetsk Basin. *Microfauna of the USSR*, 237-320. (*Tr. VNIGRI*, v. 81). (In Russ.)
- Lin J.X. (1981) The early Carboniferous foraminifera in Guangdong and Hunan and their stratigraphic significance. *Bulletin of the Yichang Institute of Geology and Mineral Resources of the Chinese Academy of Geological Sciences*. Spec. Iss. of Stratigraphy and Paleontology, 1-41. (In Chinese)
- Lin J.X. (1984) Biostratigraphy of the Yangtze Gorge Area. *Late Palaeozoic Era*. Geological Publishing House, Beijing, 110-382. (In Chinese)
- Matveev V.P. (1997) Local stratigraphic units of the Carboniferous deposits of Severny Island of Novaya Zemlya. *Stratigraphy and paleontology of the Russian Arctic*. St.Petersburg, VNIIOkeangeologiya Publ., 25-34. (In Russ.)
- Matveev V.P. (1998) Stratigraphy and brachiopods of the Carboniferous deposits of Severny Island of the Novaya Zemlya archipelago. Cand. geol. and min. sci. diss. St.Petersburg, St. Petersburg GGI (TU) Publ., 19 p. (In Russ.)
- Matveev V.P., Sobolev N.N., Ustritskii V.I., Chernyak G.E. (1989) Carboniferous and Permian deposits of the Ice Harbor area (Northern Island of Novaya Zemlya). *Stratigraphy and paleontology of the Paleozoic of the Soviet Arctic*. Leningrad, PGO Sevmorgeologiya, 32-41. (In Russ.)
- Matveev V.P., Stepanova T.I., Tarasenko A.B. (2019) Geological structure and age of the Goryakovian and Mikitovian formations of the Lower Carboniferous in the section of the Goryakova Peninsula on Severny Island of the Novaya Zemlya archipelago. *Tr. IGG UrO RAN*, v. 166, 22-33. (In Russ.)
- Mikhno N.M., Balakin G.V. (1975) Foraminifers and bryozoans of the Lower Carboniferous of the Chatkal Mountains. Tashkent, Fan Publ., 129 p. (In Russ.)
- Novaya Zemlya and Vaygach Island. Geological structure and metallogeny. (2004) St.Petersburg, 174 p. (*Tr. NIIGA-VNIIOkeangeologiya*, **205**). (In Russ.)
- Postoyalko M.V., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Shirshova D.I. (1999) Faunistic characteristics of the Famennian and Tournaisian deposits in the Pershino section. *Problems of stratigraphy and paleontology of the Urals*. Ekaterinburg, UGSE Publ., 114-136. (In Russ.)
- Reitlinger E.A. (1977) The boundary of the Devonian and Carboniferous at the present stage of its study. *Systematics of foraminifers and their stratigraphic significance. Questions of micropaleontology*, iss. 20. Moscow, Nauka Publ., 21-53. (In Russ.)
- Shilo N.A., Bouckaert J., Afansjeva G.A., Bless M.J.M., Conil R., Erlanger O.A., Gagiev M.H., Lazarev S.S., Onoprienko Y.I., Poty E., Razina T.P., Simakov K.V., Smirnova L.V., Street M., Swennen R. (1984) Sedimentological and paleontological atlas of the late Famennian and Tournaisian deposits in the Omolon region (NE-USSR). *Annal. Soc. Geol. Belgique*, **107**, 137-247.
- Solov'eva M.F. (1967) New data on foraminifers of the genus Eoendothyranopsis from the Lower Carboniferous of Eastern Taimyr. *Uchenye Zapiski NIIGA. Paleontologiya i Biostratigrafiya*, **18**, 24-37. (In Russ.)
- Stepanova T.I. (2023) Zonal divisions of Late Tournaisian–Early Viséan foraminifera (Lower Carboniferous) of Novaya Zemlya using the example of the Mikitovian Formation. *Micropaleontology: Fundamental problems and contributions to regional geological study of the subsurface*. Proc. XVIII All-Russian Micropaleontological Meeting. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 169-173. (In Russ.)
- Stepanova T.I. (2024) New data on Lower Carboniferous foraminifers of Novaya Zemlya (Russia). *Paleontol. J.*, in press.
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, IGG UrO RAN Publ., *Uralgeolcom Publ.*, 151 plate. (In Russ.)
- Vdovenko M.V., Rauzer-Chernousova D.M., Reitlinger E.A., Sabirov A.A. (1993) Handbook of Paleozoic Foraminifera Systematics (with the exception of endothyroids and Permian multilocular lagenoids). Moscow, Nauka Publ., 126 p. (In Russ.)

ЛИТОСФЕРА Том 24 № 4

Июль–Август 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации Эл № ФС77-87191 от 27 апреля 2024 г.
в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий
и массовых коммуникаций

Редактор-корректор: Н.М. Катаева, М.О. Тюлюкова
Оригинал-макет Н.С. Глушковой
Макет обложки А.Ю. Савельевой

РИО ИГГ УрО РАН № 127 Дата выхода в свет 28.08.2024 Усл. печ. л. 22,5 Уч.-изд. л. 22,5

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

LITHOSPHERE (Russia) Vol. 24 No. 4

July–August 2024

ISSN 2500-302X (Online)

Founder

The Federal State Institution of Science
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate El No. FS77-87191 from April 27, 2024
Federal Service for Supervision of Communications, Information Technology
and Mass Media

Editor-corrector: N.M. Kataeva, M.O. Tulukova
Original-layout N.S. Glushkova
Cover layout A.Yu. Savelieva

IPD IGG UB RAS № 127 Signed in print 28.08.2024 Cond. print. sh. 22,5 Found.-publ. sh. 22,5

Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110
