

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

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

# ЛИТОСФЕРА

Том 23    № 6            2023            Ноябрь–Декабрь

Основан в 2001 году

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

# LITHOSPHERE (Russia)

Volume 23    No. 6            2023            November–December

Founded in 2001

## Литосфера, 2023. Том 23, № 6

Научный журнал  
Основан в 2001 году

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

Журнал имеет целью развитие научных знаний в области широкого комплекса проблем твердой Земли: строения и динамики развития литосферы в пространстве и во времени; процессов седиментации, литогенеза, магматизма, метаморфизма, минерагенеза и рудообразования; создания эффективных методов поиска и разведки полезных ископаемых; геофизических особенностей Земли; разработки современных технологий исследования и мониторинга состояния окружающей среды, прогноза и предотвращения природных и техногенных катастрофических явлений; развития геоаналитических 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; В.Н. Анфилов, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Т.Б. Баянова, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия; Ф. Беа, Университет г. Гранада, Испания; Н.С. Бортников, ИГЕМ, г. Москва, Россия; В.А. Верниковский, ИНГИГ СО РАН, г. Новосибирск, Россия; А. Вымазалова, Чешская геологическая служба, Прага, Чехия; Д. Гарути, Университет Леобена, Австрия; В. Давыдов, Пермский научно-исследовательский институт, Государственный университет Бойсе, Департамент геонаук, Айдахо, США; Д.Ю. Демежко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Р. Зельтманн, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; Е.С. Контарь, УГГУ, г. Екатеринбург, Россия; М.Г. Леонов, ГИН РАН, г. Москва; П.С. Мартышко, ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.В. Масленников, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; А.В. Маслов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Г.А. Мизен, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; Ф. Мэн, Институт геологии Китайской Академии геологических наук, Китай; В.М. Нечухин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; В.Н. Пучков, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; С.Д. Соколов, ГИН РАН, г. Москва, Россия; Р.Х. Сунгатуллин, КФУ ИГиНГТ, г. Казань, Россия; В.Н. Удачин, ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия; Р. Херрингтон, Музей естественной истории, Лондон, Великобритания; И.И. Чайковский, ГИ УрО РАН, г. Пермь, Россия; Р. Эрнст, Департамент наук о Земле, Карleton Университет, Оттава, Канада; В.Л. Яковлев, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

*Редакционный совет:* А.В. Зубков, ИГД УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия; 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](mailto:lithosphere@igg.uran.ru)

© Институт геологии и геохимии УрО РАН  
© Авторы статей

## Lithosphere (Russia), 2023. Volume 23, No. 6

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); Vsevolod N. Anfilogov (Institute of Mineralogy, UB of RAS, Miass, Russia); Tamara B. Bayanova (Geological Institute, Kola SC RAS, Apatity, Russia); Fernando Bea (University of Granada, Spain); Nikolai S. Bortnikov (Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, RAS, Moscow, Russia); Valerii A. Vernikovskii (Institute of Oil Geology and Geophysics, SB of RAS, Novosibirsk, Russia); Anna Vymazalova (Czech Geological Survey, Prague, Czech Republic); Giorgio Garuti (University of Leoben, Austria); Vladimir Davydov (Permian Research Institute, Boise State University, Department of Geosciences, Boise, ID, USA); Dmitry Yu. Demezhko (Institute of Geophysics, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Reimar 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. Kornilov (Mining Institute, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Kreshimir N. Malitch (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Evgenii V. Pushkarev (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Aleksandr G. Talalai (Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia); Vladimir V. Holodnov (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia); Valerii V. Chernykh (IGG, UB of RAS, Ekaterinburg, Russia)

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

© Institute of Geology and Geochemistry  
© Authors of articles

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 23, № 6, 2023

---

---

Зональный биохронологический метод в решении долгоживущих проблем общей стратиграфии <i>В. В. Черных</i>	935
Биостратиграфическое расчленение по конодонтам пражских отложений западного склона Южного Урала на примере разреза Миндигулово <i>Т. М. Мавринская, А. Р. Шарипова</i>	950
Первые палинологические данные из аматского и плявиньского горизонтов Главного девонского поля <i>О. П. Тельнова</i>	970
Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала <i>Е. В. Бурлаков, К. С. Иванов, С. В. Берзин, А. В. Травин, Д. А. Ханин</i>	982
Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минералого-геохимические особенности, геодинамический анализ <i>А. Г. Владимиров, А. В. Карпов, И. Ю. Анникова, Е. И. Михеев</i>	1006
Приповерхностная характеристика базальтов провинции Сукадана на основе гравитационного метода (Лампунг, Индонезия) <i>Л. П. Сирингоринго, Б. Сатийе, А. Рудьяван, И. Г. Б. Е. Сусинта</i>	1027
Позднедевонский габбро-долерит-монцонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии <i>Г. А. Петров, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Ю. Л. Ронкин</i>	1038
Деформация и перекристаллизация сульфидных прослоев на золоторудном черносланцевом месторождении Голец Высочайший <i>С. А. Онищенко</i>	1059
Картирование биодоступного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Южном Зауралье <i>А. В. Епимахов, И. В. Чечушков, Д. В. Киселева, М. Н. Анкушев, П. С. Анкушева</i>	1079
Самородный селен в апикальных породах Гайского медноколчеданного месторождения <i>А. И. Мальшев, Л. К. Мальшева</i>	1095
Авторский указатель за 2023 г.	1115

---

---

## Вниманию читателей

Оформить подписку журнала на 1-е полугодие 2024 года можно во всех отделениях Почты России (подписной индекс издания в Общероссийском каталоге "Почта России" – ПР857)

# Contents

---

---

## Volume 23, No. 6, 2023

---

---

Zonal biochronological method for solving long-living problems of general stratigraphy <i>V. V. Chernykh</i>	935
Pragian conodont biostratigraphy of the western slope of the Southern Urals (Mindigulovo section) <i>T. M. Mavrinskaya, A. R. Sharipova</i>	950
First palynological data from the Amat and Plyavinsky Horizons of the Main Devonian field <i>O. P. Telnova</i>	970
Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals <i>E. V. Burlakov, K. S. Ivanov, S. V. Berzin, A. V. Travin, D. A. Khanin</i>	982
Zhaman-Koitass granite-leukogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis <i>A. G. Vladimirov, A. V. Karpov, I. Yu. Annikova, E. I. Mikheev</i>	1006
Subsurface delineation of Sukadana Basalt Province based on gravity method, Lampung, Indonesia <i>L. P. Siringoringo, B. Sapiie, A. Rudyawan, I. G. B. E. Sucipta</i>	1027
Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry <i>G. A. Petrov, V. V. Kholodnov, E. S. Shagalov, Yu. L. Ronkin</i>	1038
Deformation and recrystallization of sulfide interlayers at the Golets Vysochaishii Gold-Ore Black-Shale Deposit <i>S. A. Onishchenko</i>	1059
Mapping of bioavailable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the Southern Trans-Urals <i>A. V. Epimakhov, I. V. Chechushkov, D. V. Kiseleva, M. N. Ankushev, P. S. Ankusheva</i>	1079
Native selenium in the apical rocks of the Gaisky copper-pyrite deposit <i>A. I. Malyshev, L. K. Malysheva</i>	1095
<hr/>	
Autor's Index for 2023	1119

---

---

### Subscription

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

УДК 551.7+56.016.3

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-935-949

## Зональный биохронологический метод в решении долгоживущих проблем общей стратиграфии

В. В. Черных

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15,  
e-mail: chernykh@igg.uran.ru

Поступила в редакцию 20.03.2023 г., принята к печати 24.04.2023 г.

**Объект исследования.** Рассмотрены проблемные вопросы общей стратиграфии: принцип Карпинского, унификация автономных зональных биохронологических шкал (БХШ), основы стратиграфической классификации, соотношение зональных био- и хроностратиграфических подразделений. **Материал и методы.** Анализируются традиционные решения этих вопросов. Сделана попытка вскрыть логические источники противоречий и сформулировать пути к непротиворечивому синтезу. **Результаты.** Для успешного решения названных вопросов показана необходимость отказаться от отождествления биохронологической шкалы и геологического разреза. Из признания зоны наименьшим подразделением биохронологической шкалы следует линейность зональных подразделений шкалы, что делает ее корректным инструментом для выполнения основных стратиграфических операций – расчленения разреза, определения и корреляции границ стратиграфических подразделений. Строгая дифференциация шкалы от изучаемого с ее помощью разреза позволяет выполнить все требования принципа Карпинского по поводу разделительных горизонтов со смешанной фауной. Это же условие лежит в основе создания стратиграфической классификации, которому должно предшествовать четкое разделение материальных (“картируемых”) стратиграфических подразделений земной коры и подразделений хронологических шкал, с помощью которых выполняется их корреляция. Помещение их в единую “дуалистическую” стратиграфическую классификацию не может дать удовлетворительного результата. Созданию автономных зональных шкал должно предшествовать определение биозон видов, используемых для построения этих шкал, по нормативной (стандартной) для данного стратиграфического интервала зональной шкале. С учетом минимальной размерности зональных подразделений стандартной шкалы выделенные таким методом зоны автономных шкал отвечают целому числу нормативных зон и, следовательно, границы стратозон, установленные по автономным шкалам, в этом случае непременно совпадут с какими-либо границами стратозон, выделенными по нормативной шкале. Указанная процедура позволяет выполнить унификацию автономных зональных БХШ, построенных по разным группам ископаемых. Зональная БХШ выполняет корреляционные функции, зональные подразделения представляют собой инструмент для хронологического отождествления удаленных геологических объектов, в том числе границ хроностратиграфических подразделений, но не входят в их иерархию. **Выводы.** Биохронологическая шкала является моделью биохронологического исчисления геологического времени и не может быть тождественна тому, что моделирует. Дифференциация шкалы от изучаемого с ее помощью разреза является обязательным условием, предваряющим и обеспечивающим успешное решение долгоживущих вопросов общей стратиграфии.

**Ключевые слова:** принцип Карпинского, унификация биохронологических шкал, стратиграфическая классификация, хроностратиграфические подразделения, зональные подразделения

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках НИР государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800010-5

## Zonal biochronological method for solving long-living problems of general stratigraphy

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 20.03.2023, accepted 24.04.2023

**Research subject.** Problematic issues of general stratigraphy are considered, including the Karpinsky principle, the unification of autonomous zonal biochronological scales (BCS), the basics of stratigraphic classification, the relation of zonal

**Для цитирования:** Черных В.В. (2023) Зональный биохронологический метод в решении долгоживущих проблем общей стратиграфии. *Литосфера*, 23(6), 935-949. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-935-949>

**For citation:** Chernykh V.V. (2023) Zonal biochronological method for solving long-living problems of general stratigraphy. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 935-949. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-935-949>

© В.В. Черных, 2023

biostratigraphic and chronostratigraphic units. *Materials and methods.* The existing standard solutions to the above issues are analyzed. An attempt is made to reveal the logical sources of contradictions and to pave ways for a consistent synthesis. *Results.* The necessity for a successful solution of these issues to abandon the identification of the biochronological scale and the geological section is shown. From the recognition of the zone as the smallest subdivision of the biochronological scale, the linearity of the zonal subdivisions of the scale follows, which makes it a correct tool for performing basic stratigraphic operations – section subdivision and correlation of the boundaries of stratigraphic units. Strict differentiation of the scale from a section studied using this scale makes it possible to fulfill all the requirements of the Karpinsky principle regarding dividing horizons with mixed fauna. The same condition underlies the creation of a stratigraphic classification, which must be preceded by a clear separation of the material (“mapped”) stratigraphic units of the Earth’s crust and units of chronological scales, which are used for their correlation. Placing them in a single “dualistic” stratigraphic classification cannot give a satisfactory result. The creation of autonomous zonal scales should be preceded by the definition of the biozones of the species used to build these scales, according to the normative (standard) zonal scale for a given stratigraphic interval. Taking into account the minimum dimension of the zonal subdivisions of the standard scale, the zones of autonomous scales distinguished by this method correspond to a whole number of normative zones, and, therefore, the boundaries of the stratozones established on the autonomous scales, in this case, will certainly coincide with any boundaries of the stratozones, distinguished on the normative scale. This procedure makes it possible to perform the unification of autonomous zonal BCSs based on different groups of fossils. Zonal BCS performs correlation functions, zonal units are a tool for chronological identification of remote geological objects, including the boundaries of chronostratigraphic units, although not being included in their hierarchy. *Conclusions.* A biochronological scale is a model of the biochronological calculation of geological time and cannot be identical to what it models. Differentiation of the scale from a section studied using this scale is an indispensable condition that precedes and ensures the successful solution of long-living problems of general stratigraphy.

**Keywords:** *Karpinsky principle, unification of biochronological scales, stratigraphic classification, chronostratigraphical subdivisions, zonal subdivisions*

#### Funding information

*The work was conducted within framework of state assignment of IGG UB RAS (No. 123011800010-5)*

## ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

О ведущей роли зонального биохронологического метода при определении и корреляции границ стратиграфических подразделений фанерозоя говорится в работах многих исследователей (Раузер-Черноусова, 1967; Меннер, 1980; Гладенков, 1991, 2001, 2004). Может быть, с наибольшей определенностью об этом пишет Б.С. Соколов (1971).

Корректное построение и использование зональных биохронологических шкал (БХШ) предполагает принятие и выполнение ряда исходных условий, требований, которые как будто являются тривиальными, но в то же время часто не выполняются. Наиболее общим и важным считается требование строгой дифференциации подразделений биохронологической шкалы и подразделений геологического разреза земной коры, или, проще говоря, необходимость строго различать биохронологическую шкалу как модельное представление геологического времени и материальный (субстратный) геологический разрез, в котором запечатлено это время в виде конкретных событий, используемых в том числе для построения шкалы.

Считается, что общепринятое выделение субстратных хроностратиграфических единиц (эратемы, системы, отдела, яруса, хронозоны) и соответствующих им геохронологических (временных) подразделений (эры, периода, эпохи, века, фазы) полностью следует этому требованию. Действи-

тельно, стратоны – это совокупности горных пород, а геохронологические подразделения – единицы временной шкалы, или “интервал геологического времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения, включая время внутренних перерывов” (Стратиграфический кодекс..., 2019, с. 10). Завершающая часть текста о включении в геологическое время времени внутренних перерывов не оставляет сомнений в том, что речь идет о физическом, обыденном времени. Сама же геохронологическая шкала понимается при этом как внешнеотсчетная шкала физического времени.

Обращение к физическому времени имело серьезные последствия для развития теоретической стратиграфии и, в частности, вначале вызвало к жизни хроностратиграфические построения Х. Хедберга, а затем послужило основанием для оформления концепции GSSP, в которой использование хронометрических маркеров становится обязательным при обосновании лимитотипа нижней границы общих стратиграфических подразделений (Cowie et al., 1986; Remane et al., 1996).

Сейчас хроностратиграфические установки изъятые из последних выпусков отечественного Стратиграфического кодекса (2006, 2019), а концепция GSSP подвергается серьезной критике (Гладенков, 2001; Жамойда, 2004; Тесаков, 2015). Но в то же время остается неизменным положение о существовании стратиграфических и геохронологи-

ческих подразделений, хотя последние никакой конструктивной роли в геологической хронологии не играют. Об этом с полной определенностью говорит О. Шиндевольф: "...такие понятия, как триас, мел и т. д., мы можем (без всяких дополнительных определений) использовать в двойном, т. е. в хронологическом и стратиграфическом, смысле, совершенно не опасаясь путаницы. Если это уж так необходимо, можно добавлять для всех подразделений понятие *время*. Понятия триасовое *время*, позднедевонское *время* или *время Manticoceras* позволяют столь же однозначно выразить, что под ними подразумевается, как и понятия триасовый *период*, позднедевонская *эпоха*, *век Manticoceras* или *адорфский век*" (1975, с. 45).

Вместе с тем сохраняется ситуация, когда отсутствует явная дифференциация существующих стратиграфических подразделений разреза и подразделений хронологической шкалы, с помощью которой определяется геологический возраст и проводится корреляция этих подразделений. В отечественных стратиграфических кодексах и зарубежных стратиграфических справочниках определение подразделений стратиграфических шкал начинается со слов "совокупность горных пород" или "совокупность слоев", так что все такие "шкалы" оказываются субстратными конструкциями – стратиграфическими колонками пород.

Следует также обратить внимание на то, что введение геохронологических подразделений в стратиграфическую классификацию вуалирует факт отсутствия истинных хронологических шкал, подразделения которых эквивалентны общим стратиграфическим подразделениям. Часто можно встретить, например, выражение "ярусная стратиграфическая шкала", когда, по существу, речь идет о стратиграфической ярусной колонке, в которой подразделениями являются именно ярусы (совокупности горных пород, установленные на основе регионально-геологических данных), а не хронологические единицы, для которых в данном случае даже не придумано соответствующее название. Геохронологический эквивалент яруса – век – это единица физического времени, а не подразделение хронологической шкалы. Точно так же, как и эпоха, период, эра и т. д.

По-видимому, было бы полезно различать биостратиграфические и зональные биохронологические шкалы.

Биостратиграфическая шкала в традиционном понимании – это разрез, расчлененный, например, на свиты, ярусы, для которых указаны маркеры (комплексы палеонтологических остатков), позволяющие опознавать эти стратоны в разных разновозрастных разрезах. В таком понимании Международная стратиграфическая шкала (МСШ) фанерозоя – это сводный разрез стратисферы, подразделения которого снабжены комплексной (и в пер-

вую очередь палеонтологической) характеристикой, позволяющей опознать выделенные в стратонных подразделениях МСШ в других разрезах.

До последнего времени строгая маркировка границ подразделений самой МСШ отсутствовала, так как выполнялась по комплексу ископаемых организмов, что приводило к неоднозначному определению границ стратонов в разных разрезах.

В настоящее время маркировка границ общих стратиграфических подразделений в соответствии с концепцией GSSP, принятой в современной практике стратиграфических исследований, выполняется с использованием зональной биохронологической шкалы с высоким корреляционным потенциалом. Однако даже здесь рекомендация сформулирована расплывчато без упоминания зональных биохронологических шкал: как желательность выбора границы и точки внутри эволюционной линии. Делается оговорка, что "опознание таких линий может быть субъективным и не обязательно более точным, чем опознание определенной комплексной зоны" (Cowie et al., 1986, с. 7). Однако результаты длительной практики применения комплексов ископаемых организмов для определения границ хроностратиграфических подразделений не оставляют сомнений в ненадежности такой маркировки.

Истинно хронологическими, событийными являются построенные на эволюционной основе биохронологические зональные шкалы (и пока только зональные биохронологические шкалы), так как в основе выделения зональных подразделений таких шкал лежат однотипные (равноценные) события – существование видов организмов в их эволюционной последовательности. Такие шкалы используются для маркировки границ ранее выделенных свит, ярусов и других стратонов в конкретных разрезах. Только после создания зональных биохронологических шкал (и отказа от комплексных зональных маркеров) появилась возможность строгого (однозначного) определения положения границ стратонов. Но и в настоящее время эта возможность не используется так, как это следует из признания зоны биохронологической шкалы наименьшим хронологическим подразделением. Если строго учитывать это положение, то границы всех стратиграфических подразделений фанерозоя будут маркироваться как та или другая зона биохронологической шкалы (Черных, 2014, 2016).

Для каждого стратиграфического интервала стратисферы должна быть выбрана стандартная (номинальная) зональная БХШ, в основу построения которой заложена эволюционная последовательность видов ортостратиграфической группы ископаемых организмов. Если (в соответствии с концепцией GSSP) все границы подразделений фанерозоя МСШ будут промаркированы зонами номинальных зональных биохронологических шкал,

то МСШ может рассматриваться как инструмент опознания ее подразделений в конкретных геологических разрезах. Однако если строго подойти к определению возраста отложений по МСШ, то главную роль в этой процедуре играют и будут продолжать играть зональные БХШ. Сами подразделения так называемой Общей, или Международной, стратиграфической шкалы (а по сути, стратиграфической колонки сводного разреза стратисферы) служат в качестве международного хронологического языка (Мейен, 1981). Как отмечено ранее, собственно хронологических шкал и составляющих их хронологических единиц на однотипной событийной основе для общих стратиграфических подразделений (ярусов, отделов, систем и т. д.) пока не существует. Впрочем, возможно, в этом и нет необходимости, если имеются зональные биохронологические шкалы, о которых идет речь далее.

### ЗОНАЛЬНЫЕ БИОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ. ЗОНАЛЬНЫЙ МЕТОД

Негативные последствия, вызванные отсутствием строгой дифференциации стратиграфической шкалы и геологического разреза, наиболее явственно сказались в случае с зональными биохронологическими шкалами, поскольку термины “зона”, “биостратиграфическая зона” традиционно используются для обозначения “совокупности слоев” (Стратиграфический кодекс..., 2019, с. 34), а о зональных подразделениях биохронологических шкал в кодексах даже не упоминается. Кроме этого, зону разрешается подразделять “на подзоны, составляющие в сумме полный стратиграфический объем зоны” (Стратиграфический кодекс..., 2019, с. 34). Как совместить это предложение с признанием зоны в качестве наименьшего подразделения биохронологической шкалы, никак не комментируется.

Главная особенность зональной биохронологической шкалы в том, что она состоит из минимальных хронологических подразделений – зон. Как всякая хронологическая шкала, БХШ является шкалой порядка (Гоманьков, 2007), построенной на последовательной смене однотипных событий в эволюции тех или других групп ископаемых. БХШ – инструмент биологического исчисления геологического времени, и элементарным событием, которое используется для ее построения, выступает событие “существование вида”, маркирующее данную зону и дающее ей имя этого вида в качестве собственного названия. Смена видов в процессе эволюционного развития группы позволяет представить темпоральную последовательность таких событий в виде зональной биохронологической шкалы. Каждое последующее событие завершает предыдущую зону и открывает новую, следующую за ней. Изучение ретроспективных систем прошлого неполной сохранности, каковыми

служат геологические разрезы, из которых мы получаем информацию для построения БХШ, не дает возможности различать в разрезе истинное положение событий, связанных с эволюционной последовательностью видов организмов, используемых для построения БХШ. Так, факт первой находки остатков вида А в конкретном разрезе не может служить свидетельством события “возникновение” этого вида, как и факт исчезновения фоссилий вида А из разреза не может быть истолкован как событие “вымирание вида А”. Все, о чем говорит находка ископаемых остатков вида, – это о факте его существования. Именно это событие и должно быть положено в основу построения зональных биохронологических шкал.

Несмотря на то что все сведения о фоссилиях, используемые в дальнейшем для построения шкалы, мы получаем из разреза, это не может рассматриваться как основание для отождествления шкалы и разреза. Более того, если для построения шкалы применяется эволюционная последовательность видов, она абсолютно независима от того, как именно расчленен данный разрез на ярусы, свиты и любые другие стратона, из отложений которых мы извлекаем ископаемых, и определяется исключительно особенностями самого эволюционного процесса, положенными затем в основу построения зональной БХШ.

Зона как минимальное подразделение шкалы не имеет на шкале границ. Все зоны на шкале безразмерны (зона – хронологический момент), дискретны (между смежными зонами нет постепенных переходов), равнозначны (эквиполентны), различаются только положением на шкале. По существу, здесь зоны – это линейные метки, риски, отмечающие их положение на шкале (рис. 1).

В разрезе зональному подразделению отвечает *стратозона* – интервал пород от уровня первого появления в разрезе вида-индекса до уровня появления следующего за ним вида-индекса. Без подразделения зональной шкалы и разреза, т. е. без выделения зоны как подразделения шкалы и соответствующего ему стратиграфического подразделения (стратозоны) в разрезе, невозможно уяснить, почему зона является минимальным подразделением, если ее (в разрезе) можно делить хоть на миллиметровые слойки. Минимальным подразделением она является именно на хронологической шкале, потому что положенное в основу ее выделения событие “существование вида” невозможно подразделять на части, не потеряв при этом самого события.

Точно так же привычное выражение “в нижней (средней, верхней) части зоны встречается...” может относиться только к стратозоне и теряет всякий смысл, если речь идет о зоне на шкале. Как уже сказано, на шкале зона как минимальное хронологическое подразделение однородна, гомогенна и не может иметь частей.



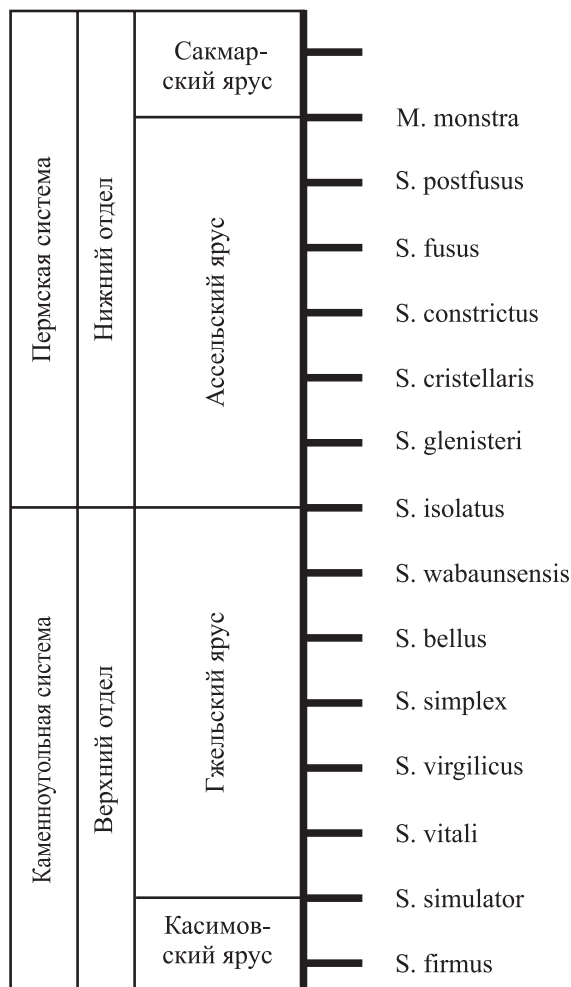


Рис. 1. Зональная шкала гжельского и ассельского ярусов по конодонтам.

S. – Streptognathodus, M. – Mesogondolella.

Fig. 1. Zonal scale of the Gzhelian and Asselian Stages based on conodonts.

S. – Streptognathodus, M. – Mesogondolella.

Опираясь на принцип суперпозиции, можно утверждать, что в разрезе нижняя часть стратозоны древнее верхней. В то же время хронологический возраст любой части стратозоны и любых объектов, не выходящих за границы данной стратозоны, одинаков и отвечает на шкале одноименной зоне. Таким образом, любая часть стратозоны и все объекты, находящиеся в ее границах, являются хронологически идентичными, геологически одновозрастными. Это именно та предельная точность измерения возраста, которую обеспечивает зональная хронологическая шкала. В связи с этим и нижняя, и средняя, и верхняя части стратозоны, как и все находящиеся в ней объекты, в разрезе имеют одну и ту же зональную датировку на хронологической шкале. Исходя из этого, и граница любого

стратиграфического подразделения, оказавшаяся внутри стратозоны, датируется полной зоной и совпадает с соответствующей зоной-риской на шкале (см. рис. 1).

Следующий отсюда вывод – зональные биохронологические границы любых стратиграфических подразделений (стратонов) представляют собой определенную зону, т. е. на шкале являются линейными (двумерными), а в разрезе всегда объемными (трехмерными), – невозможно осознать без дифференциации шкалы и разреза.

Назначение зонального метода состоит в определении (опознании) и корреляции стратиграфических границ с помощью зональной БХШ. Можно сказать, что никакого другого назначения зональное расчленение вообще не имеет. Об этом с полной определенностью говорит Г.П. Леонов: “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).

Если принять предлагаемую концепцию разделения шкалы и разреза и учесть зональную природу стратиграфических границ, то можно преодолеть ряд традиционных долгоживущих стратиграфических противостояний и упростить процедуры решений, связанные с классификационными и номенклатурными вопросами стратиграфии. Далее приведены примеры, иллюстрирующие это утверждение.

### Принцип Карпинского

Вначале С.Н. Никитин и Ф.Н. Чернышев, затем А.П. Карпинский, а за ними Л.Л. Халфин, отрицая резкие разграничительные линии между подразделениями Международной стратиграфической шкалы и утверждая, что смежные из них связаны горизонтами со смешанной фауной, мыслили МСШ как сводный разрез стратисферы, состоящий из материальных (вещественных) подразделений (стратонов), а их палеонтологическую характеристику (биохронологическую шкалу) считали неотъемлемой частью этого сводного разреза. Об этом прямо свидетельствуют представления С.Н. Никитина и Ф.Н. Чернышева о том, что “подразделения одинакового порядка должны насколько возможно быть друг другу эквивалентны как циклы палеонтологического развития” (1889, с. 143)<sup>1</sup>. Л.Л. Халфин утверждает, что “МСШ отражает историю развития органического мира Земли, а ее подразделения отвечают качественно различным этапам этой истории”

<sup>1</sup> Замечу, что цитированная мысль этих исследователей полностью отвечает зональным подразделениям биохронологической шкалы в моем представлении. Но именно хронологической шкалы, а не разреза.

(1980, с. 75). Следует отметить, что и большинство современных стратиграфов согласны с представлениями о МСШ как о сводном разрезе стратисферы (см, например: Ганелин, 1992; Стратиграфический кодекс..., 1992, 2006, 2019; Найдин, 1994). Наиболее определенно эта точка зрения высказана и обоснована в работе А.В. Гоманькова (2007).

При таком взгляде на МСШ как на колонку сводного разреза стратисферы, безусловно, верным является требование непрерывности стратиграфической последовательности ее подразделений (“как следствие чисто регионального синтеза” (Соколов, 1971, с. 160). При выполнении этого требования колонка стратонов (без пропусков и перекрытий), представленных стратотипическими разрезами, может служить вещественным эталоном геологического времени. Желание авторов первых опытов построения МСШ сделать границы между ее подразделениями резкими вполне естественно, понятно и оправданно. Действительно, границы подразделений любой шкалы, используемой как измерительный инструмент, несомненно, должны быть резкими, линейными. Если мыслить шкалу как разрез, то необходимо иметь четкие разграничительные линии между подразделениями МСШ. Именно такой взгляд С.Н. Никитин и Ф.Н. Чернышев считали выражением телеологического мирозерцания и полагали, что он “в геологию завещан теорией катаклизмов Кювье” (1889, с. 138). Однако как не квалифицируй такой взгляд и кем бы он ни был завещан, само желание иметь шкалу с четко выделенными линейными границами подразделений продиктовано функциональным назначением шкалы как измерительного инструмента и не может быть объектом критики.

Тем не менее, если рассматривать биохронологическую составляющую как неотъемлемую часть МСШ (а именно так делают С.Н. Никитин, Ф.Н. Чернышев и их последователи), то приходится признать, что биохронологическое исчисление геологического времени основано на событиях истории развития органического мира, в которой “нет разрывов, зияний: последовательные фауны (флоры) преемственно связаны” (Халфин, 1980, с. 54). Следовательно, на границе любых стратиграфических подразделений располагаются слои (“переходные горизонты”, по терминологии А.П. Карпинского), содержащие смешанную фауну (флору), эти переходные горизонты нужно выделять в самостоятельные подразделения. Данное предложение А.П. Карпинского (1945) Л.Л. Халфин предложил рассматривать в качестве принципа Карпинского и считать переходные горизонты со смешанной фауной естественными границами между подразделениями МСШ (Халфин, 1970).

Остается открытым вопрос о том, как сделать так, чтобы границы подразделений хроностратиграфической шкалы (как и всякой шкалы, рассмат-

риваемой как измерительный инструмент) были бы резкими, линейными, а эквивалентные им границы подразделений геологических разрезов представляли бы “переходные горизонты со смешанной фауной”.

В настоящее время границы всех стратиграфических подразделений фанерозоя *определяются* с использованием зональной биохронологической шкалы. Как уже было сказано ранее, любой объект, в том числе определяемая *стратиграфическая граница*, попавшая в ту или иную зону данной зональной БХШ, датируется полной зоной (в силу ее минимальной хронологической размерности). Иначе говоря, границей между любыми смежными стратонами является определенная зона данной шкалы. Именно зона (на шкале) разделяет, например, два смежных яруса и служит (на шкале) разграничительной линией между смежными ярусными, системными и любыми другими надъярусными стратонами (см. рис. 1). *Принятие условия минимальности зонального подразделения обеспечивает линейность границ подразделений зональной шкалы.* На шкале зона обозначается безразмерной линейной, и зональная граница между соседними ярусами, системами *на шкале* линейная, резкая (между смежными зонами нет переходных подразделений), такая, какая и должна быть между минимальными подразделениями шкалы, используемой как измерительный инструмент. В то же время разделительная граница – зона *в разрезе* (стратозона) не линейная (как на шкале), а интервальная (объемная), имеет определенную мощность, латеральную протяженность и выступает тем самым “горизонтом со смешанной фауной”, о котором говорили А.П. Карпинский и Л.Л. Халфин.

В практике ведения геолого-съёмочных работ принято относить эту разделительную зону к верхнему из смежных ярусов. Однако это не влияет на ее положение на шкале – она занимает промежуточное положение между смежными стратонами (см. рис. 1), именно такое положение, которое настойчиво предлагали упомянутые авторы. Несмотря на то что границы между надзональными подразделениями *на шкале* двумерные, линейные, это уже никак нельзя списать на телеологическое мирозерцание, которое “завещано теорией катаклизмов Кювье”. Как уже было сказано, линейный характер границ стратонов на зональной шкале полностью следует из признания минимальной размерности зонального подразделения биохронологической шкалы.

Если не оговорить строгое разделение хронологической шкалы и разреза и рассматривать шкалу как сводный разрез, а стратоны – как ее (шкалы) подразделения, в этом случае обсуждение резких границ подразделений шкалы и переходных горизонтов между стратонами может вестись долго и безрезультатно.

Как это происходит – можно показать на примере. В работе “Введение в теорию стратиграфии” Сергей Викторович Мейен уделил обсуждению принципа Карпинского два раздела – § 97 и 98 (1989). Забегая вперед, следует сказать, что мы целиком согласны с С.В. Мейеном в отношении статуса так называемого принципа Карпинского. Конечно, это не принцип, а скорее техническая рекомендация: при установлении границ между стратонами выбирать непрерывные разрезы с постепенными переходами между палеонтологическими реперами. Однако далее показано, что это согласие происходит не на той логической основе, которую использует С.В. Мейен.

Итак, приведем пространную цитату из работы С.В. Мейена, касающуюся обсуждаемой темы. Именно здесь он ведет спор с Л.Л. Халфиным, отстаивающим точку зрения А.П. Карпинского, С.Н. Никитина, Ф.Н. Чернышева.

“Высказывалось даже мнение, что представление о двумерном (плоскостном) характере границ МСШ – пережиток катастрофизма (Халфин, 1970) и даже телеологического мирозерцания (Никитин, Чернышев, 1889, с. 138). «Мы неоднократно утверждали, что МСШ отражает историю органического мира Земли, а ее подразделения отвечают качественно различным этапам этой истории... Но эволюция органического мира не знает зияний, разрывов; ее этапы связаны переходными интервалами, которым в МСШ отвечают переходные горизонты; последние и представляют собой естественные границы подразделений, тогда как резкие, не имеющие третьего измерения уровни, искусственно вносятся в МСШ, а фактически унаследованы от теории катастроф Кювье» (Халфин, 1970, с. 5).

Эту точку зрения разделял и А.П. Карпинский, предложивший еще в прошлом веке не включать переходные слои ни в одно из граничных подразделений, а выделять в самостоятельную переходную единицу. <...> Мнение Карпинского Л.Л. Халфин (1970) возвел в статус универсального принципа, который якобы соответствует диалектическому пониманию развития органического мира Земли.

Против такого решения выдвигалось веское соображение: выделяя переходные слои в качестве самостоятельной единицы, мы вместо одного спорного уровня получаем два. В ответ на это Халфин говорит, что это не так, поскольку пограничная единица (например, ярус) более не включается ни в одну систему. Вопрос о границе систем не обсуждается, остаются лишь границы ярусов. К сожалению, в статье Халфина не говорится, как же быть со всеми другими границами МСШ. Если следовать его логике, то надо выделять переходные слои между всеми другими единицами МСШ, не исключая ярусы и даже зоны. Допустим, что мы ввели переходную единицу, изображающую границу между зонами. У этой единицы границы тоже должна

быть трехмерными. Потребуется вводить единицу еще более низкого порядка, и так до бесконечности” (Мейен, 1989, с. 99–100).

Показав, что принцип Карпинского “ведет через “дурную бесконечность” к абсурду” и “таким образом, ни о какой диалектике в предложении Халфина не может быть и речи” (Мейен, 1989, с. 101), С.В. Мейен приводит свое видение разрешения диалектического противоречия: “Надо вскрыть наиболее глубокие источники противоречия, ясно сформулировать противоположения (антиномию, антитезы) и искать путь к непротиворечивому синтезу” (1989, с. 100).

С нашей точки зрения, основным источником противоречий является именно то обстоятельство, что ни С.В. Мейен, ни его оппоненты в лице Л.Л. Халфина и А.П. Карпинского не разделяют понятий “геологический разрез” и “зональная биохронологическая шкала”. Кроме этого, С.В. Мейен забыл, что зона является наименьшим подразделением шкалы и в связи с этим “вводит единицу еще более низкого порядка” непозволительно. Наконец, важно и то, что “на всех уровнях иерархической системы стратиграфии фанерозоя границы подразделений должны определяться лишь видовыми зонами, независимо от заключенного в них рангового разнообразия таксонов других (незональных) групп фауны” (Соколов, 1971, с. 175).

Если рассматривать МСШ как хронологическую шкалу-разрез, то невозможно осознать зону наименьшей (линейной) единицей: *в разрезе* она неизбежно будет трехмерной и ее можно подразделять на подзоны, зонулы, биогоризонты и т. п. В этом случае можно привести принцип Карпинского к “дурной бесконечности”. Если говорить о границах подразделений МСШ, понимая под МСШ все-таки не разрез, а шкалу, то границы ее подразделений определяются по зональной биохронологической шкале как конкретная зона. В силу минимальной размерности зональных подразделений на шкале эти границы являются линейными и разделяют в таком виде ярусы, отделы и системы (см. рис. 1).

В связи с этим можно высказать общую точку зрения, что хронологические границы стратонов любого ранга в разрезе являются трехмерными, в то время как на зональной биохронологической шкале эти границы всех стратиграфических подразделений представлены зонами, которые, будучи наименьшими подразделениями, должны рассматриваться как линейные, двумерные. Но это связано только с принятием условия минимальной размерности зональных подразделений и не имеет никакого отношения к теории катастроф.

Использование зональной шкалы для маркировки границ ярусных и более высокого ранга стратонов и строгая дифференциация шкалы от измеряемого с ее помощью разреза позволяют выполнить все требования по поводу разделительных горизон-

тов со смешанной фауной, о которых говорил в новейшее время Л.Л. Халфин и которые не принимало большинство исследователей. В частности, как было показано ранее, зональные подразделения являются линейными границами на биохронологической шкале. В то же время в разрезе они представляют собой некоторый стратиграфический интервал, занимаемый соответствующей стратозоной, служащей “горизонтом со смешанной фауной” между смежными стратонами. Так разрешается давняя проблема, обозначенная Л.Л. Халфиным как принцип Карпинского.

### Стратиграфическая классификация В.А. Зубакова

В свое время В.А. Зубаков предложил свою схему “улучшенной стратиграфической классификации” (1980). Он называет ее дуалистической, поскольку она объединяет “все множество стратонов... в два типа: геостратиграфических подразделений, представляющих картируемые геологические тела, и хроностратиграфических подразделений, представляющих инструмент корреляции” (1980, с. 28; курсив наш. – В. Ч.). Как обычно, и хроностратиграфические, и геостратиграфические подразделения относятся к стратонам, т. е. подразделениям разреза. Например, в хроностратиграфические попадают подразделения общей шкалы (ярусы, отделы и т. п.), горизонты, оппель-зоны.

Хотя общая идея предлагаемой В.А. Зубаковым “классификации” вполне здравая, однако, чтобы ее реализовать в полной мере, нужно четко обозначить первый шаг. Ведь предложение В.А. Зубакова, с нашей точки зрения, касается в первую очередь не столько классификации стратиграфических подразделений, сколько строгой дифференциации подразделений *хронологических шкал*, действительно представляющих собой *инструмент корреляции*, и *разрезов* стратиграфических подразделений земной коры, которые можно рассматривать как “картируемые геологические тела” и которые с помощью этих шкал опознаются и коррелируются.

Только после выполнения этой операции можно было бы предметно обсуждать предлагаемый В.А. Зубаковым или любым другим автором проект стратиграфической классификации, куда едва ли есть резон помещать хроностратиграфические шкалы и “картируемые геологические тела”. Классификацию шкал, если в этом действительно есть необходимость, следовало бы сделать автономной и независимой от отдельной, самостоятельной классификации стратонов (субстратных подразделений разрезов).

Таким образом, и при решении вопросов стратиграфической классификации исходной акцией является дифференциация хронологических шкал и разрезов.

### Унификация автономных зональных шкал, или как справиться с “лестницей Шиндевольфа”

Использование автономных зональных шкал, построенных по разным группам ископаемых, для установления (опознания) и корреляции стратиграфических границ дает несопоставимые результаты, причиной которых принято считать феномен, известный под названием “лестница Шиндевольфа”, вызванный хронологическим несовпадением этапов эволюционного развития таксонов разных групп. Это несовпадение фиксируется непосредственно в разрезе относительно определенной границы стратиграфического подразделения, установленного по различным группам ископаемых организмов. Например, в стратотипическом разрезе Айдаралаш (Казахстан) нижняя граница пермской системы, установленная по конодонтам, расположена на 6.3 и 26.8 м ниже этой же границы, установленной по фузулинидам и аммоноидеям соответственно. Именно различия в уровнях появления в разрезе маркеров стратиграфической границы из разных групп ископаемых имеются в виду, когда речь идет о “лестнице Шиндевольфа”. Привести к единству (выполнить унификацию) зональных шкал на этих фактических данных чрезвычайно трудно, чаще невозможно.

С нашей точки зрения, несовпадение границ стратиграфических подразделений, выделенных по разным группам ископаемых, в значительной мере является следствием традиционной путаницы зон (стратозон), устанавливаемых в разрезе, и зон, устанавливаемых на шкалах. Разрешение этой проблемы состоит в выборе приоритетной (стандартной) для данного стратиграфического интервала зональной шкалы по ортостратиграфической группе ископаемых, по которой должны маркироваться все остальные (автономные) зональные шкалы.

Маркировка шкал выполняется следующим образом. Вначале по стандартной шкале определяются биозоны всех видов, используемых для построения автономных шкал для данного стратиграфического интервала. При этом должно быть строго соблюдено условие минимальной размерности зональных подразделений стандартной шкалы. В соответствии с этим условием любая определяемая биозона может быть выражена только *целым количеством зональных подразделений* стандартной шкалы. Из полученных таким образом биозон конструируются отдельные (автономные) шкалы по каждой группе ископаемых. Критерий установления границ зон автономных шкал должен быть тем же самым, что и в стандартной шкале. Если условие минимальной размерности зональных подразделений стандартной шкалы при определении биозон строго выполнялось, то зональные подразделения построенных автономных шкал совпадут с теми или иными зональными подразделениями стан-

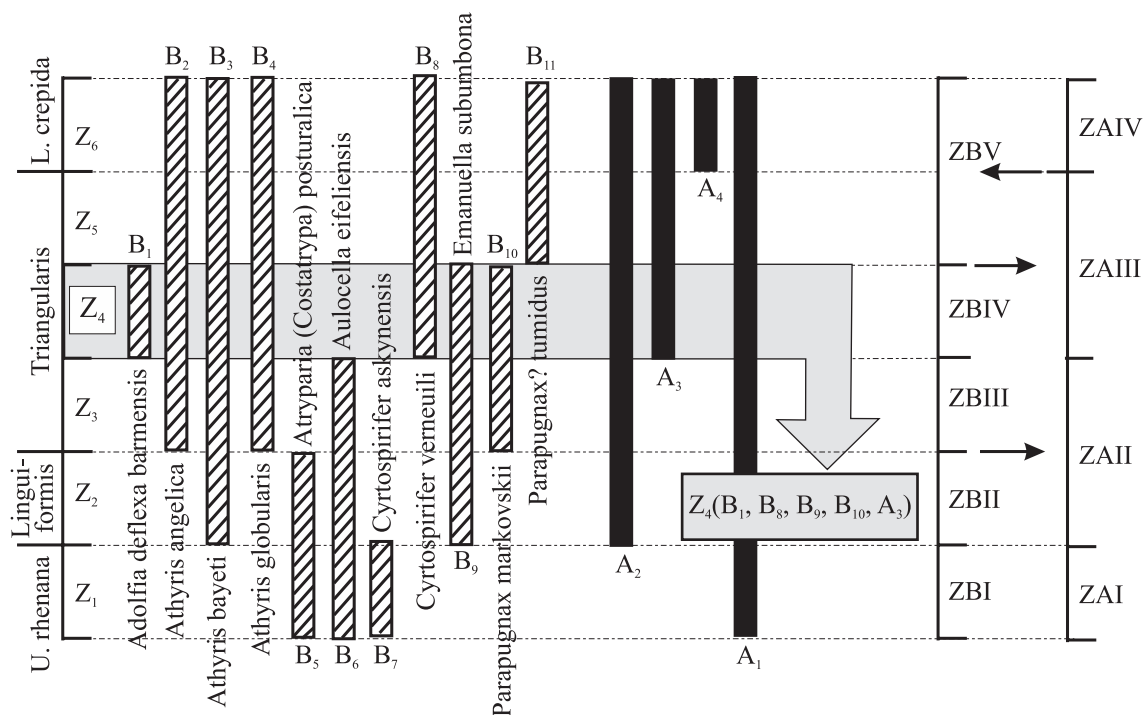
дартной шкалы. Таким образом, будет выполнена унификация всех автономных шкал. При корректном осуществлении всех названных операций станет также ясным, какие из границ стратозон, установленных по нормативной шкале, могут быть опознаны по автономным шкалам, а какие не могут (рис. 2). Но, как показывает наш опыт, большинство границ стратозон, установленных по нормативной шкале, может быть опознано по автономным шкалам, построенным по указанному методу.

В качестве примера, иллюстрирующего характер выполняемой процедуры и получаемые при этом результаты, можно привести построение автономной зональной шкалы по брахиоподам позднего девона Западного склона Урала (Черных, Кучева, 2016). В качестве нормативной зональной шкалы использована зональная конодонтовая шкала. Данные о распространении брахиопод взяты из работы (Тагариева, Мизенс, 2015). Построенная таким образом зональная шкала по брахиоподам (ZBI–ZBV) позволяет опознать почти все границы конодонтовых зон в разрезах (за исключением зоны Lower stercida) и дать комплексную характеристику определенных зон нормативной шкалы,

усиливающую ее корреляционный потенциал (см. рис. 2, очерчено прямоугольником).

Сопоставив построенные описанным методом шкалы, можно убедиться, что границы некоторых стратозон брахиоподовой шкалы не имеют аналогов на условной шкале ZA и, наоборот, нижняя граница стратозоны ZAIV не имеет соответствующей ей границы среди брахиоподовых стратозон. Подобные некоррелируемые границы обозначены на рис. 2 стрелками. Это значит, что с помощью одной из шкал нельзя сопоставить отдельные стратиграфические уровни, которые хорошо фиксируются с помощью другой шкалы. Такого рода сведения помогут избежать ненужных дискуссий по поводу установления границ некоего стратона (яруса, отдела, системы) с помощью нескольких автономных шкал, построенных по разным группам ископаемых.

Завершая обсуждаемую тему, вернемся к вопросу о границе между каменноугольной и пермской системами по конодонтовой, аммонитовой и фузулинидовой шкалам в разрезе Айдаралаш. Если взять в качестве нормативной конодонтовую зональную шкалу, то названная граница между этими системами, устанавливаемая по аммонитовой и



**Рис. 2.** Биозоны видов позднедевонских брахиопод (B<sub>1</sub>–B<sub>11</sub>) и видов условной группы организмов (A<sub>1</sub>–A<sub>4</sub>), установленные по стандартной (нормативной) конодонтовой шкале (зоны Z<sub>1</sub>–Z<sub>6</sub>).

Пояснения см. в тексте.

**Fig. 2.** Biozones of the species of Late Devonian brachiopods (B<sub>1</sub>–B<sub>11</sub>) and species of a conditional group of organisms (A<sub>1</sub>–A<sub>4</sub>), established according to the standard (normative) conodont scale (zones Z<sub>1</sub>–Z<sub>6</sub>).

Explanation in the text.

фузулинидовой шкалам, попадает в конодонтовую зону *isolatus* – пограничную зону между каменноугольной и пермской системами. Таким образом, эта операция позволяет прийти к выводу о *хронологической* одновозрастности границы между каменноугольной и пермской системами, установленной в разрезе Айдаралаш по конодонтам, фузулинидам и аммоноидеям.

### Соотношение зональных биохронологических и хроностратиграфических подразделений

Близкая тема, вынесенная в заголовок настоящего подраздела, рассматривается в работе Г.П. Леонова (1974, с. 72), к которой мы будем неоднократно обращаться. Из всех “хроностратиграфических подразделений”, т. е. общих стратиграфических подразделений, будут рассмотрены ярусные подразделения. Но все сказанное далее о соотношении ярусных и зональных биохронологических подразделений справедливо и для всех хроностратиграфических (не только ярусных) подразделений.

В противовес мнению Дж. Калломона и Д. Доновэна о единстве хроностратиграфических и зональных биостратиграфических подразделений Г.П. Леонов в этой работе отстаивает точку зрения о самостоятельности подразделений международной шкалы ярусного и более высокого ранга (“хроностратиграфических подразделений”), не отличающихся в этом отношении от подразделений регионально-стратиграфического происхождения. Их не следует объединять с зональными подразделениями, биологическими по природе, и определять объем хроностратиграфических подразделений, в первую очередь ярусов, входящими в их состав стандартными зонами. “Анализ исторических данных не оставляет сомнений, что объемы и положение границ подавляющего большинства как ярусов, так и более крупных хроностратиграфических единиц определяется регионально-стратиграфическими данными – объемом и границами региональных прототипов соответствующих подразделений Международной шкалы. Именно поэтому различные ярусы, в том числе и ярусы юры, охватывают различное число стандартных зон, которое определяется первоначальным объемом каждого данного яруса, а не какими-либо биостратиграфическими соображениями” (Леонов, 1974, с. 75).

Таким образом, зональные подразделения биохронологической шкалы, биологические по природе, не имеют ничего общего с подразделениями общей стратиграфической шкалы, выделяемых на основе регионально-стратиграфических данных. Зональная БХШ выполняет корреляционные функции, и это ее единственное назначение.

К этому выводу можно было прийти, минуя длительные словопрения, просто учтя принципиальные, существенные различия шкалы и разреза

и приняв в связи с этим в качестве исходного положение о дифференциации шкалы и разреза. Поскольку то, что называется МСШ, представляет собой сводный разрез стратисферы (Найдин, 1994), а подразделения этой “шкалы” являются совокупностями горных пород (геологических тел), постольку они должны быть отделены от зональных палеонтологических шкал, выступающих модельным представлением (биохронологическим исчислением) геологического времени.

Кроме этого, учитывая минимальную размерность зональных единиц, границами подразделений ярусного и более крупного ранга, установленными с помощью зональной биохронологической шкалы, являются определенные зоны. Это максимальная точность, которую обеспечивает зональная БХШ при датировке любого объекта, расположенного в пределах соответствующей стратозоны в разрезе (см. рис. 1). Например, на конодонтовой зональной шкале границей между каменноугольной и пермской системами, выступающей в то же время границей между гжельским и ассельским ярусами, служит зона *Streptognathodus isolatus*. На шкале она не входит в состав ни каменноугольной системы, ни пермской системы, ни в гжельский, ни в ассельский ярус. Эта зона на шкале является разделяющей линейной границей. В разрезе субстратный аналог данной граничной зоны – стратозону – принято относить к вышележащему из смежных ярусных стратонов и совмещать нижнюю границу стратозоны с нижней границей ассельского яруса. Это чисто условная договорная акция, которая обеспечивает линейную границу при оконтуривании геологических тел при ведении геологических (картографических) работ. Установить, какой именно частью (нижней, средней или верхней) представлена стратозона в конкретных разрезах, невозможно, поскольку любая часть стратозоны, независимо от ее представительности в разрезе, датируется соответствующей полной зоной на шкале.

Рассмотрим вопрос о том, что такое ярусная шкала. Напомним, что Г.П. Леонов отстаивает следующую точку зрения: по природе почти все подразделения Международной шкалы ярусного и более высокого ранга являются единицами регионально-стратиграфического происхождения, объем и границы которых определялись на основе регионально-геологических данных.

Согласно Стратиграфическому кодексу России, общие стратиграфические подразделения, к которым относится ярус, – это “совокупности горных пород (геологические тела), занимающие определенное положение в полном геологическом разрезе земной коры и образовавшиеся в течение интервала геологического времени, зафиксированного в стратотипическом разрезе и (или) с помощью лимитотипов” (2019, с. 15). Иначе говоря, в традици-

онном восприятии ярусная шкала – сводная колонка стратотипических разрезов горных пород, расположенных в порядке их стратиграфической последовательности. Некоторые вариации в определении общей стратиграфической шкалы (к которой, несомненно, относится ярусная шкала) в отечественных кодексах и зарубежных справочных руководствах оставляют неизменным положение о том, что эта шкала является совокупностью горных пород. Чтобы данная колонка сводного разреза земной коры, состоящая из ярусных подразделений, могла выглядеть как шкала времени, предлагается ввести их геохронологические аналоги и назвать ярусы веками (гжельский век, ассельский век и т. д.). Указание, что геохронологическое подразделение представляет собой “интервал геологического времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения, включая время внутренних перерывов” (Стратиграфический кодекс, 2019, с. 10), позволяет понять, что речь здесь идет о времени физическом. Иными словами, так называемые “геохронологические подразделения” на поверку оказываются хронометрическими. Об этом же с несомненностью свидетельствует и сама процедура установления лимитотипов нижних границ ярусов МСШ в соответствии с современной концепцией GSSP, предполагающая радиоизотопное определение “абсолютного возраста”. Чтобы стратиграфическая последовательность ярусов (веков) могла исполнять функции шкалы физического времени, следует ввести изотопные метки возраста нижней границы каждого яруса-века. В нашем случае это выглядит так, млн лет: гжельский век – 303.7, ассельский век – 298.9, сакмарский век – 295.5. Однако возможности такой шкалы для трансляции (корреляции) границ фанерозойских ярусов весьма ограничены по понятным причинам. И, самое главное, эта шкала интервалов (шкала длительностей) не может быть объединена, слита со шкалой порядка, каковой является биохронологическая зональная шкала (Черных, 2014). Таким образом, рис. 1 по содержанию эклектичен: в нем сведены вместе разные шкалы: хронометрическая (ярусная) шкала интервалов и биохронологическая шкала порядка (зональная). Единственное назначение этого рисунка – показать, что нижние границы подразделений общей стратиграфической шкалы (ярусов, отделов, систем) отвечают зонам биохронологической конодонтовой шкалы и могут быть прослежены в этом качестве на площади развития геологически (хронологически) одновозрастных отложений с помощью этой шкалы.

Однако отсюда никак не следует, что ярус устанавливается “по биостратиграфическим данным, отражающим эволюционные изменения и (или) этапность развития органического мира, и представляет собой совокупность хронозон, объединен-

ных по какому-либо определенному признаку”, как это представляют себе составители последнего отечественного Стратиграфического кодекса (2019, с. 17). Ранее было приведено мнение Г.П. Леонова, который на основе анализа истории выделения стратонев МСШ показал, что объем и границы этих подразделений устанавливались исходя из регионально-геологических данных. Конкретные разрезы определенных на этой основе ярусов были впоследствии приняты за эталонные (стратотипы). Только после того как в стратотипах уже установленные границы ярусов были промаркированы с помощью зональных биохронологических шкал, стало возможным распознать возрастные аналоги ярусов в других разрезах. Подчеркнем еще раз: к установлению ярусов зональные БХШ не имели никакого отношения.

Г.П. Леонов также приводит мнение М.С. Мессежникова (1966) о том, что есть вообще сомнения в возможности отнесения зоны к шкале общих стратиграфических подразделений. Как основной вывод – рассматривать “стандартную зональную колонку” в первую очередь как стандарт для корреляции. “Это последнее замечание следует понимать, очевидно, в том смысле, что, по мнению Мессежникова, есть все основания рассматривать зоны как особую, отличную от хроностратиграфических, категорию стратиграфических (биостратиграфических?) единиц” (Леонов, 1974, с. 78). Несмотря на то что М.С. Мессежников, говоря о зональной шкале, традиционно мыслит ее как “стандартную зональную колонку”, т. е. последовательность стратозон в разрезе, он явно склоняется к мнению о корреляционной функции этой “колонки” и к особому статусу зонального подразделения. Здесь уже недалеко от нашего видения статуса и функционального назначения БХШ: “Ее подразделения – зоны – представляют собой инструмент для выполнения хронологического отождествления удаленных геологических объектов, в том числе границ стратиграфических подразделений ОСШ, но не входят в их иерархию” (Черных, 2005, с. 15). Если бы М.С. Мессежников и Г.П. Леонов четко разделяли зональную шкалу и разрез, предположительность высказанного мнения М.С. Мессежникова уступила бы место полной уверенности в корреляционном назначении зональной биохронологической шкалы и особом статусе зоны как наименьшего подразделения этой шкалы.

Чтобы не возникало вновь вопросов по поводу палеонтологической характеристики яруса, которая якобы должна составляться “из широко распространенных видов (и родов), содержащихся как в стратотипе яруса, так и в других одновозрастных отложениях” (Стратиграфический кодекс..., 2019, с. 17), необходимо, наконец, уяснить простую вещь: строгая маркировка и корреляция стратиграфических границ ярусных подразделений вы-

полняется с помощью зональных биохронологических шкал. Эти шкалы не следует объединять с вещественными, материальными разрезами стратонов (геологическими телами), которые с помощью этих шкал сопоставляются, трассируются, но подразделения этих шкал не входят в состав ярусных стратонов. Выделение стратозон в разрезе является предварительной, подготовительной операцией, предшествующей корреляции границ стратонов с помощью данной зональной шкалы. Граница яруса, попавшая в определенную стратозону, маркируется одноименным зональным подразделением шкалы. После того как корреляция стратиграфических границ яруса выполнена, никто не вспоминает о выделенных стратозонах в разрезе.

Таким образом, зональные биохронологические подразделения не следует вводить в состав хроностратиграфических подразделений Общей (Международной) стратиграфической шкалы. Объем и границы стратиграфических подразделений устанавливаются исходя из регионально-геологических особенностей разрезов. Зональный масштаб при конструировании биохронологической шкалы мы получаем из анализа процесса эволюционного изменения той или иной группы организмов, запечатленного в палеонтологической летописи. Таким образом, зональные биохронологические подразделения являются по природе эволюционно-биологическими единицами. Зональная биохронологическая шкала служит инструментом корреляции границ стратиграфических подразделений ярусного и более высокого ранга, но зональные единицы не входят в иерархию стратонов, так как устанавливаются на совершенно ином, качественно ином основании и никаких других, кроме опознавательных и корреляционных, функций не несут. Это особенно явственно проявляется при геологическом картировании, когда зональные шкалы широко используются для картирования отложенный свит, ярусов, но сами стратозоны никогда не картируются.

Зона (хронозона) не является, как это указано в последнем отечественном Стратиграфическом кодексе, “единицей Общей стратиграфической шкалы, подчиненной ярусу” (2019, с. 18). Невозможно задать зону непосредственно в разрезе отложенный какого-либо яруса до того, как будет построена зональная БХШ. Положение границы стратозоны в разрезе, определенное по зональной БХШ, не обязательно должно совпасть с границей яруса. Обычно они и не совпадают. Практика условного совмещения границ яруса с наиболее близко пространственно размещенной в разрезе границей стратозоны преследует именно практические цели – трассировать данный ярус путем корреляции его границ с помощью зональной БХШ. Непонимание существа этой условной процедуры приводит к неправомерному отождествлению границ стратозон

с границами ярусных подразделений и включению зоны в иерархию подразделений Общей стратиграфической шкалы.

Границы яруса (и любых надъярусных единиц Общей шкалы), установленные по зональной шкале, являются соответствующими зонами БХШ. В разрезе ярусы были установлены в стратотипической местности на основе историко-геологических данных. Маркировка его границ в соответствии с требованиями концепции GSSP предполагает использование зональной шкалы, причем желательно построенной на эволюционной основе (Стратиграфический кодекс..., 1992, с. 76). Эта процедура необходима не столько для обоснования ярусных границ (они были обоснованы ранее и на иной основе), сколько для их демаркации, опознания и последующей корреляции.

Зональная биохронологическая шкала является шкалой биологического исчисления геологического времени. Эта шкала – по природе палеонтологическая, хронологическая, событийная – относится к шкалам порядка. В основу построения таких шкал закладывается фиксированный порядок расположения объектов в соответствии со степенью выраженности их определенного свойства.

Главная особенность органической эволюции определенной группы организмов состоит в том, что этот процесс необратим, и последовательность событий и сами события этого процесса (последовательности существования видов одной фратрии) не повторяются. Порядок следования событий (существование вида А, Б, В и т. д.) устанавливается, исходя из их стратиграфической последовательности. В данном случае в качестве свойства отдельных видов используется порядок размещения их в стратиграфической (хронологической) последовательности – свойство “раньше, чем”. Аналогично шкале порядка твердости Мооса, в которой эталоны твердости расставлены по порядку возрастания номеров эталонов: каждый следующий эталонный минерал в этой шкале на единицу “тверже, чем” предыдущий. Нумерация этой твердости условная, и ортоклаз (твердость 6) не в 2 раза тверже кальцита (твердость 3). Точно так же каждая следующая в шкале зона увеличивает свое свойство “раньше, чем” на одну зональную единицу, но хронометрическая длительность любых двух зон отнюдь не вдвое продолжительнее, чем любой одной зоны.

Кроме этого, часто удается уловить направленность изменения признака строения индивидов в процессе эволюционного развития группы. В этом случае зональные палеонтологические шкалы, в основу которых закладывается морфологический тренд, полностью отвечают понятию “шкала порядка”, которая построена на основе того, что последовательность зон расположена в соответствии со степенью сближения признака от его начального состояния к конечному.



По определению в порядковой шкале должно быть не менее трех подразделений. Только в этом случае можно уловить изменения используемого для градации шкалы признака в определенном направлении. Такая трехзонная биохронологическая шкала была ранее названа нами “элементарной БХШ” (Черных, 2005). Элементарную зональную БХШ следует использовать при маркировке и опознании границ хроностратиграфических подразделений.

Применяемые для построения хронологической шкалы события, составляющие процесс эволюционного развития некоторой группы организмов, должны быть качественно равноценными. Наиболее близко этому требованию отвечают монотаксонные зональные подразделения, выделяющиеся на основе изучения эволюционной последовательности видов, принадлежащих близкородственным группам.

Построить шкалу порядка из ярусов невозможно в силу того, что каждый из них выделялся по своему, по комплексу признаков (литологических, циклостратиграфических, палеонтологических и т. д.), причем два однотипно выделенных яруса, по-видимому, трудно найти. Выявить общую стратиграфическую последовательность таким образом установленных подразделений (т. е. построить сводный разрез) можно только с помощью уже построенной шкалы, обычно биохронологической. Строго маркировать сами границы ярусов можно только используя зональную биохронологическую шкалу. Даже после этого ярусная последовательность будет больше похожа на календарь событий, заключенных в рамки каждого ярусного подразделения, чем на истинную шкалу порядка, так как невозможно обеспечить в разных удаленных разрезах качественную равноценность, эквивалентность событий, заложенных в основу установления ярусных подразделений в стратотипах. Все, чего можно достичь после того, как будет установлена стратиграфическая последовательность подразделений общей шкалы, – это получить единый хронологический язык для описания истории геологических событий конкретных регионов.

## ВЫВОДЫ

1. К настоящему времени вполне созрело и стало необходимым решение ввести в обиход стратиграфических построений понятие “зональная биохронологическая шкала”, дать ее строгое определение, включающее определение наименьшего (зонального) подразделения шкалы, указать функциональное назначение этой шкалы, подчеркнуть необходимость ясно различать зональную биохронологическую шкалу как модельное представление геологического времени и геологический разрез как материальный эквивалент этого времени. Как

было показано в настоящей работе, такая реформа позволяет привести к единой точке зрения решение многих дискуссионных вопросов стратиграфии.

2. Кроме зональной БХШ истинно хронологических шкал, построенных на единой содержательной основе, в стратиграфии нет. Осознание этого положения происходит очень медленно, без требуемой аргументации, на ощупь. Длительная практика установления границ хроностратиграфических подразделений на базе комплексной палеонтологической характеристики и бесконечные споры о том, где находится эта граница в конкретных разрезах, наконец, подвели к признанию необходимости проводить эти границы с помощью зональной биохронологической шкалы, построенной на эволюционной основе (концепция GSSP). Как бы ни критиковали эту концепцию, в ней есть здравая мысль об использовании для установления стратиграфических границ истинно хронологических шкал – зональных БХШ.

3. Необходимо признать, что применение зонального биохронологического метода определения стратиграфических границ имеет свои особенности, не получившие до сих пор ясной оценки специалистов. На шкале определенная этим методом граница отвечает наименьшему биохронологическому подразделению – зоне, и в связи с этим является линейной. В стратиграфическом эквиваленте (в геологическом разрезе) данная граница становится трехмерной, объемной и отвечает стратозоне в целом. Осознание линейного характера градации зональной биохронологической шкалы и объемного характера соответствующих стратиграфических границ геологических объектов, определенных с помощью этой шкалы, является исходным для корректной постановки и решения вопросов общей стратиграфии.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ганелин В.Г. (1992) Три концепции теории стратиграфии и Стратиграфический кодекс СССР. *Сов. геология*, (5), 77-81.
- Гладенков Ю.Б. (1991) Современные проблемы зональной стратиграфии. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 3-8.
- Гладенков Ю.Б. (2001) Кайнозой Сахалина – современные стратиграфические схемы и корреляция геологических событий. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 9(2), 77-91.
- Гладенков Ю.Б. (2004) Биосферная стратиграфия (Проблемы стратиграфии начала XXI века). *Тр. ГИН РАН*, вып. 551, 119 с.
- Гоманьков А.В. (2007) Геологическое время и его измерение. М.: Товарищество научных изданий КМК, 58 с.
- Жамойда А.И. (2004) Проблемы Международной (Общей) стратиграфической шкалы и ее совершенствование. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 12(4), 3-13.
- Зубаков В.А. (1980) Стратиграфическая классификация

- и геосторическая периодизация: поиски новых путей и решений. *Экосистемы в стратиграфии*. (Отв. ред. В.А. Красилов, Н.И. Блохина). Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 22-37.
- Карпинский А.П. (1945) Об аммониях артинского яруса и о некоторых сходных с ними каменноугольных формах. *Собрание сочинений*. Т. I. М.; Л.: АН СССР, 479-496.
- Леонов Г.П. (1974) Основы стратиграфии. Т. 2. М.: МГУ, 486 с.
- Мейен С.В. (1981) От общей к теоретической стратиграфии. *Сов. геология*, (9), 58-69.
- Мейен С.В. (1989) Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 216 с.
- Меннер В.В. (1980) Зоны в практике стратиграфических исследований (история установления, типы и природа). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (3), 5-17.
- Месежников М.С. (1966) Зоны региональных стратиграфических шкал. *Сов. геология*, (7), 3-16.
- Найдин Д.П. (1994) Так что же такое стратиграфия? *Стратиграфия. Геол. корреляция*, 2(2), 3-11.
- Никитин С.Н., Чернышев Ф.Н. (1889) Международный геологический конгресс и его последние сессии в Берлине и Лондоне. *Горный журнал*, 1(1), 115-150.
- Раузер-Черноусова Д.М. (1967) О зонах единых и региональных шкал. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (7), 104-118.
- Соколов Б.С. (1971) Биохронология и стратиграфические границы. Проблемы общей и региональной геологии: сб. ст. Новосибирск: Наука, 155-178.
- Стратиграфический кодекс России. (2006) 3-е изд. СПб.: ВСЕГЕИ, 96 с.
- Стратиграфический кодекс России. (2019) 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 93 с.
- Стратиграфический кодекс. (1992) 2-е изд., доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 120 с.
- Тагариева Р.Ч., Мизенс Л.Г. (2015) Разрезы западного склона Южного Урала, перспективные для выбора точки регионального стратотипа нижней границы фаменского яруса. *Литосфера*, (3), 33-56.
- Тесаков Ю.И. (2015) О соотношении хроно- и биостратиграфических подразделений (на примере силура). *Геология и геофизика*, 56(4), 805-829.
- Халфин Л.Л. (1970) Принцип А.П. Карпинского и границы подразделений Международной стратиграфической шкалы (МСШ). *Тр. СНИИГИМС и МС. Региональная геология*, вып. 110, 4-10.
- Халфин Л.Л. (1980) Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск: Наука, 200 с.
- Черных В.В. (2005) Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 217 с.
- Черных В.В. (2014) Зональные хронологические шкалы и стратиграфические границы. *Литосфера*, (3), 3-10.
- Черных В.В. (2016) Основы зональной биохронологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 268 с.
- Черных В.В., Кучева Н.А. (2016) Политаксонные и монотаксонные зональные шкалы в биостратиграфии. *Литосфера*, (5), 5-16.
- Шиндewolf О. (1975) Стратиграфия и стратотип. М.: Мир, 136 с.
- Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., Basset M.G., Remane J. (1986) Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 83, 1-14.
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Noiwen W. (1996) Revised guidelines for the establishment of Global chronostratigraphic standards by International Commission of Stratigraphy. *Episodes*, 19(3), 77-81. <https://doi.org/10.18814/epi-ugs/1996/v19i3/007>

## REFERENCES

- Chernykh V.V. (2005) Zonal method in biostratigraphy. Zonal scale of the Lower Permian by conodonts. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 217 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2014) Zone chronological scales and the stratigraphic boundaries. *Lithosphere (Russia)*, (3), 3-10. (In Russ.)
- Chernykh V.V. (2016) The basics of zonal biochronology. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 268 p. (In Russ.)
- Chernykh V.V., Kucheva N.A. (2016) Polytaxonomic and monotaxonomic zonal biochronological scales in biostratigraphy. *Lithosphere (Russia)*, (5), 5-16. (In Russ.)
- Cowie J.W., Ziegler W., Boucot A.J., Basset M.G., Remane J. (1986) Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 83, 1-14.
- Gladenkov Yu.B. (1991) Modern problems of zonal stratigraphy. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (10), 3-8. (In Russ.)
- Gladenkov Yu.B. (2001) Cenozoic of Sakhalin – modern stratigraphic schemes and correlation of geological events. *Stratigr. Geol. Korrel.*, 9(2), 77-91. (In Russ.)
- Gladenkov Yu.B. (2004) Biosphere stratigraphy (Stratigraphic problems in the Early XXI century). Moscow, GEOS Publ., 120 p. (In Russ.)
- Goman'kov A.V. (2007) Geological time and its measurement. Moscow, KMK Publ., 58 p. (In Russ.)
- Karpinsky A.P. (1945) About Ammonians of the Artinskian Stage and about some Carboniferous forms similar to them. *Collected works*. V. I. Moscow; Leningrad, AN SSSR, 479-496. (In Russ.)
- Khalfin L.L. (1970) A.P. Karpinsky's and the boundaries of units of the International Stratigraphic Scale (ISS). *Tr. SNIIGIMS i MS. Regional geology*, вып. 110, 4-10. (In Russ.)
- Khalfin L.L. (1980) Theoretical question of stratigraphy. Novosibirsk, Nauka Publ., 200 p. (In Russ.)
- Leonov G.P. (1974) Bases of the stratigraphy. V. 2. Moscow, MGU, 486 p. (In Russ.)
- Menner V.V. Zones in the practice of stratigraphic research (history of establishment, types and nature). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (3), 5-17. (In Russ.)
- Mesezhnikov M.S. (1966) Zones of regional stratigraphic scales. *Sov. Geologiya*, (7), 3-16. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1981) From the general to the theoretical stratigraphy. *Sov. Geologiya*, (9), 58-69. (In Russ.)
- Meyen S.V. (1989) Introduction into the theory of the stratigraphy. Moscow, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Naidin D.P. (1994) So, What Is Stratigraphy? *Stratigr. Geol. Korrel.*, 2(2), 3-11. (In Russ.)
- Nikitin S.N., Chernyshev F.N. (1889) International Geological Congress and its recent sessions in Berlin and London. *Gornyi zhurnal*, 1(1), 115-150. (In Russ.)
- Rauser-Chernousova D.M. (1967) On the zones of the united and regional scales. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (7), 104-

118. (In Russ.)
- Remane J., Basset M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Noiwen W. (1996) Revised guidelines for the establishment of Global chronostratigraphic standards by International Commission of Stratigraphy. *Episodes*, **19**(3), 77-81. <https://doi.org/10.18814/epi-ugs/1996/v19i3/007>
- Shindewolf O. (1975) Stratigraphy and stratotype. Moscow, Mir Publ., 136 p. (In Russ.)
- Sokolov B.S. (1971) Biochronology and stratigraphic boundaries. *Problems of general and regional geology*. Novosibirsk, Nauka Publ., 155-178. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2006) 3rd ed. St.Petersburg, VSEGEI, 96 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code of Russia. (2019) 3rd ed., revised and enlarged. St.Petersburg, VSEGEI, 93 p. (In Russ.)
- Stratigraphic Code. (1992) 2nd ed., enlarged. St.Petersburg, VSEGEI, 120 p. (In Russ.)
- Tagarieva R.Ch., Mizens L.G. (2015) Cross-sections of the western slope of the Southern Urals, promising to select the point of the lower boundary of the regional stratotype Famennian stage. *Lithosphere (Russia)*, (3), 33-56. (In Russ.)
- Tesakov Yu.I. Correlation of chronostratigraphic and biostratigraphic units (example of the Silurian System). *Geol. Geofiz.*, **56**(4), 805-829. (In Russ.)
- Zhamoida A.I. (2004) Problems Related to the International (Standard) Stratigraphic Scale and Its Perfection. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **12**(4), 3-13. (In Russ.)
- Zubakov V.A. (1980) Stratigraphic classification and geohistorical periodization: the search for new ways and solutions. *Ecosystems in stratigraphy*. (Ed. by V.A. Krasilov, N.I. Blokhina). Vladivostok, DVNTs AN SSSR, 22-37. (In Russ.)

УДК 551.734.2

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-950-969

## Биостратиграфическое расчленение по конодонтам пражских отложений западного склона Южного Урала на примере разреза Миндигулово

Т. М. Мавринская, А. Р. Шарипова

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

Поступила в редакцию 30.01.2023 г., принята к печати 08.05.2023 г.

**Объект исследования.** Пражские конодонты из разреза Миндигулово на западном склоне Южного Урала. **Цель.** Биостратиграфическое расчленение пражских отложений по конодонтам. **Материалы и методы.** Исследование основано на биостратиграфическом методе: выделение конодонтов по традиционной методике, таксономическое определение конодонтовых ассоциаций из пражских отложений, построение и корреляция зональной шкалы. **Результаты.** Впервые в широтном течении р. Белой пражские отложения охарактеризованы конодонтами в разрезе Миндигулово. Выявлена последовательность подразделений конодонтов в ранге слоев с фауной: слои с *Gondwania irregularis*, *Latericriodus steinachensis*, слои с *Pelekysgnathus serratus*, слои с *Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei* и слои с *Polygnathus cf. pireneae*. **Выводы.** Установленные подразделения конодонтов непосредственно сопоставляются со стандартной зональной шкалой пражского яруса. Полученная коллекция конодонтов состоит из таксонов, характеризующих филетическую линию *Gondwania irregularis–Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei–Eognathodus zeravshanicus*, *Polygnathus pireneae*, установленных в разрезах пражских отложений Австралии и Южном Тянь-Шане. Совместное присутствие в разрезе Миндигуловский глубоководной фауны семейства Eognathodidae и мелководной Icriodontidae дает возможность проводить корреляции разнофациальных разрезов.

**Ключевые слова:** Южный Урал, нижний девон, пражский ярус, куламатский горизонт, корреляция, конодонты

### Источник финансирования

Работа выполнена в рамках темы государственного задания “Основные события фанерозоя: палеонтология, стратиграфия, корреляция”, № НИОКТР FMRS-2022-0010

## Pragian conodont biostratigraphy of the western slope of the Southern Urals (Mindigulovo section)

Tatiana M. Mavrinskaya, Aliya R. Sharipova

Institute of Geology, UFRS RAS, 16/2 K. Marx st., Ufa 450077, Russia, e-mail: stpal@ufaras.ru

Received 30.01.2023, accepted 08.05.2023

**Research subject.** Pragian conodonts from the Mindigulovo section on the western slope of the South Urals. **Aim.** Conodont-based biostratigraphy of the Pragian deposits. **Materials and methods.** This study is based on the biostratigraphic method: identification of conodonts using conventional techniques, recognition of Pragian conodont associations, zonal scale proposal and correlation. **Results.** The Pragian beds in the Mindigulovo Section in the latitudinal flow of the Belaya River are characterized using conodonts for the first time. The following conodont-based subdivisions at the rank of beds with fauna are recognized (from bottom to top): Beds with *Gondwania irregularis*, *Latericriodus steinachensis*, Beds with *Pelekysgnathus serratus*, Beds with *Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei* and Beds with *Polygnathus cf. pireneae*. **Conclusions.** The recognized conodont-based units can be directly correlated with the standard zonal scale of the Pragian. The conodont assemblage studied contains taxa characterizing the *Gondwania irregularis–Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei–Eognathodus zeravshanicus*, *Polygnathus pireneae* lineage, also known in the Pragian successions of Australia and the South Tien Shan. The co-occurrence of the deep-water family Eognathodidae and the shallow-water Icriodontidae in the Mindigulovo Section enables the correlation of different facies sections.

**Keywords:** Southern Urals, Lower Devonian, Pragian stage, Kulamat Horizon (Regional Substage), correlation, conodonts

**Для цитирования:** Мавринская Т.М., Шарипова А.Р. (2023) Биостратиграфическое расчленение по конодонтам пражских отложений западного склона Южного Урала на примере разреза Миндигулово. *Литосфера*, **23**(6), 950-969. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-950-969>

**For citation:** Mavrinskaya T.M., Sharipova A.R. (2023) Pragian conodont biostratigraphy of the western slope of the Southern Urals (Mindigulovo section). *Lithosphere (Russia)*, **23**(6), 950-969. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-950-969>

© Т.М. Мавринская, А.Р. Шарипова, 2023

#### Funding information

The work was carried out within the framework of the state assignment "The main events of the Phanerozoic: paleontology, stratigraphy, correlation", No. NIOKTR FMRS-2022-0010

#### Acknowledgements

The authors express their gratitude to Dr. O.V. Artyushkova for organizing field work and describing the section during two seasons, for valuable consultations and recommendations in the process of writing the article. The authors are grateful to the referees for careful reading of the manuscript and useful comments.

## ВВЕДЕНИЕ

На западном склоне Южного Урала нижнедевонские отложения наиболее полно представлены в Западно-Зилаирской зоне (рис. 1б), где они известны преимущественно в рифогенных фациях. На основе монографического изучения брахиопод и кораллов из отложений нижнего девона А.П. Тяжевой, Р.А. Жаворонковой и А.А. Гарифуллиной (1976) выполнено их биостратиграфическое расчленение с выделением региональных стратиграфических подразделений. Пражские отложения разделены на два горизонта – куламатский и тютюленский, стратотипы которых располагаются в бассейне р. Иргизла, левого притока р. Белой. Эти горизонты вошли в Схему стратиграфии девона Урала (Субрегиональные..., 1993).

Горизонты нижнего девона были очень хорошо охарактеризованы брахиоподами и кораллами, корреляция по ним считалась достаточной. Но в настоящее время при датировании и расчленении палеозойских отложений ведущая роль отводится ортостратиграфическим группам фауны, одной из которых являются конодонты. В последние годы расчленение разрезов нижнего девона, определение объема ярусов и положения ярусных границ на основе конодонтов являются предметом международных дискуссий вследствие больших расхождений в биоразнообразии и стратиграфическом распространении релевантной конодонтовой фауны в различных регионах. Особенно проблемным с этой точки зрения считается пражский ярус (Slavík et al., 2007).

### ПРОБЛЕМЫ СТАНДАРТНОЙ КОНОДОНТОВОЙ ШКАЛЫ ПРАЖСКОГО ЯРУСА И ЕЕ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

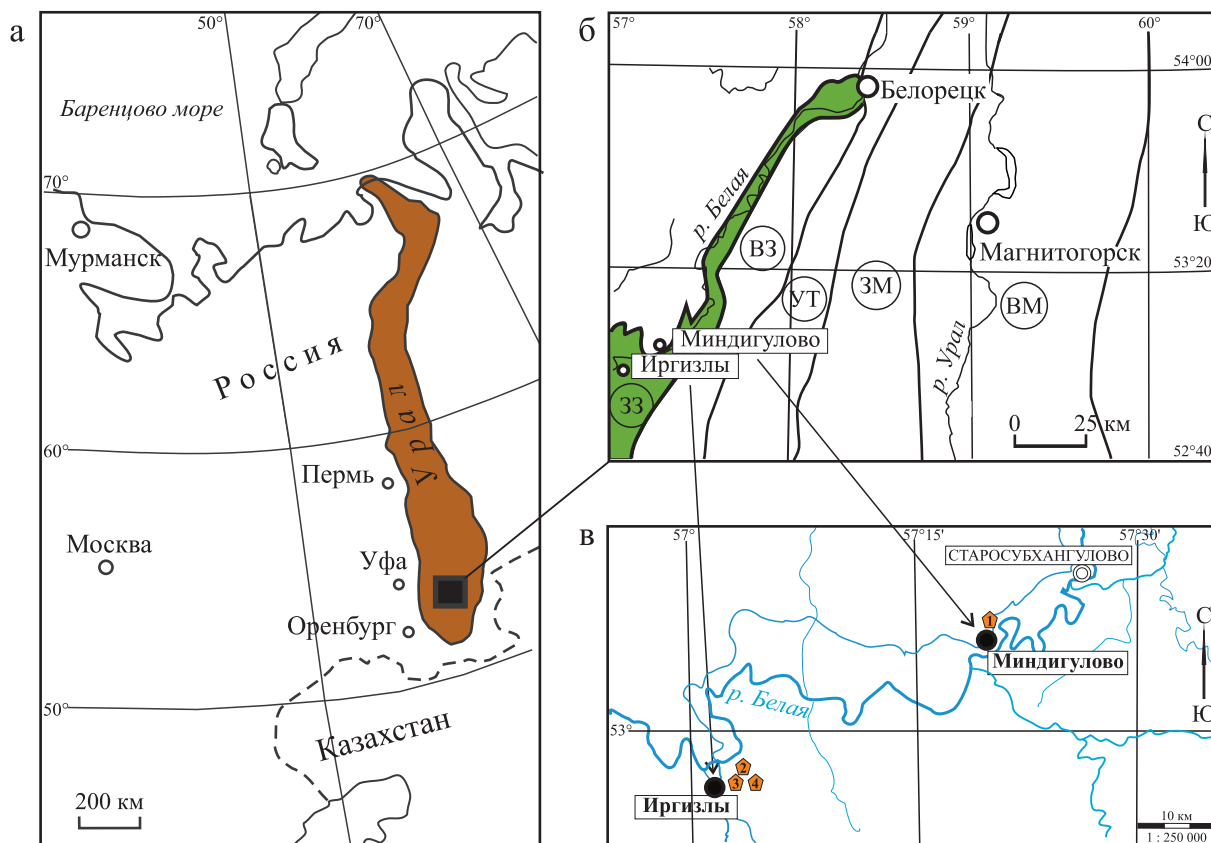
Стандартная конодонтовая зональность для пражского яруса разработана Н.Р. Lane и А.Р. Ormiston (1979) по разрезам Аляски. На основе установленной в них эволюционной последовательности эогнатодонтид выделены три зоны: *Eognathodus sulcatus*, *Eog. kindlei*, *Polygnathus pireneae*. Они дополнили и уточнили существовавшую шкалу (Klapper, 1977).

Позднее, в результате таксономической ревизии и после переописания голотипа вида *Eognathodus sulcatus*, ранние эогнатодонтиды выделены в новый род *Gondwania* (Bardashev et al., 2002), самым древним таксоном которого является *Gondwania irregularis* (Druce) (Murphy, 2005; Slavík et al., 2007). *Eognathodus sulcatus* в объеме, отвечающему голотипу, не встречается ниже верхней праги. Поэтому нижняя зона пражского яруса *Eog. sulcatus* заменена на *G. irregularis* (Becker et al., 2012, 2020).

Но на данный момент эта шкала требует доработки. За последние 40 лет получен большой коллекционный материал, благодаря которому конодонтовая зональная последовательность продолжает уточняться и совершенствоваться (Becker et al., 2012, 2020) (рис. 2). Однако варианта универсально применимой конодонтовой шкалы для пражского яруса до сих пор нет. Созданию такой шкалы препятствует ряд проблемных моментов.

1. Особенности и различия пражских бассейнов. Пражские отложения в ряде европейских регионов: в Карнийских Альпах, Испанских Пиренеях, Австрии, Подолии и прежде всего в типовой местности в Баррандиене в большинстве случаев представлены регрессивными мелководными фациями с преимущественным распространением в них мелководных конодонтовых биофаций в основном семейства Icriodontidae. Редкая встречаемость в разрезах пражского яруса космополитной конодонтовой фауны и, в частности, эогнатодонтид очень затрудняет выполнение корреляции с его стандартными подразделениями. Для стратотипической местности в Баррандиене и сходных по биофациям разрезов пражских отложений в Испанских Пиренеях предложена альтернативная шкала на основе фауны икриодонтид (Slavík, 2004; Slavík, Hladil, 2004; Slavík et al., 2007). Маркером нижней границы пражского яруса в ней является вид *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi) (см. рис. 2).

2. Установление первого появления таксонов семейства Eognathodontidae и положения нижней границы пражского яруса по биостратиграфическому критерию в соответствии с Руководящими указаниями и уставом, утвержденными Международной комиссией по стратиграфии в 1986 г. (Guidelines and statutes..., 1986).



**Рис. 1.** Местоположение района исследований (а), схема структурно-формационного районирования палеозойских отложений (б; по (Легенда..., 1999)) и схема расположения разрезов пражских отложений (в; (Тяжева и др., 1976)) Южного Урала.

Структурно-формационные зоны: 33 – Западно-Зилайская, ВЗ – Восточно-Зилайская, ВМ – Восточно-Магнитогорская, ЗМ – Западно-Магнитогорская, УТ – Уралтауская. Разрезы: 1 – Миндигулово, 2 – руч. Безымьянный, 3 – р. Сияк, 4 – р. Иргизла.

**Fig. 1.** Location of the study area (а), scheme of structural-formational zoning of Paleozoic deposits (б; according to (Legend..., 1999)) and diagram of the location of sections of Pragian deposits (в; (Tyazheva et al., 1976)) of the Southern Urals.

Structural zones: 33 – West-Zilair Zone, ВЗ – East Zilair Zone, ВМ – East Magnitogorsk Zone, ЗМ – West Magnitogorsk Zone, УТ – Uraltau Zone. Sections: 1 – the Mindigulovo, 2 – Bezymyanny Creek, 3 – river Siyak, 4 – river Irgizla.

Стратотип для лохковско-пражской границы выбран в 1988 г. в Баррандиене в карьере в Velká Chuchle на юго-западе г. Праги в Чехии. Нижняя граница пражского яруса была установлена на основании первой находки в разрезе *Eognathodus sulcatus* – вида-индекса одноименной зоны (Weddige, 1987; Chlupáč, Oliver, 1989). В последующие годы М.А. Murphy (2005) получен более полный материал по разрезам пражских отложений Северной Америки в Неваде, позволивший определить биостратиграфическую нижнюю границу пражского яруса. Он продемонстрировал схему, в основе которой лежит филогенетическая интерпретация последовательного развития морфотипов рода *Gondwania* от предковых форм *Masaraella pandora*. В качестве биостратиграфического индикатора

нижней границы пражского яруса предложен вид *Gondwania irregularis* (без сулкуса) – самый ранний таксон в линии зогнатодонтид. Однако в стратотипе границы в Баррандиене вид *Gondwania irregularis* (Druce) появляется ниже установленной там границы (Slavík, Hladil, 2004; Slavík et al., 2007). В настоящее время нижнюю границу пражского яруса с учетом всех имеющихся данных рекомендовано проводить внутри зоны *irregularis* (Becker et al., 2012, 2020).

3. Различное стратиграфическое положение уровня появления *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston) – вида-индекса второй зоны стандартной конодонтовой шкалы (Lane, Ormiston, 1979) в разных регионах. В разрезах пражского яруса в типовой местности в Баррандиене единичные экземпляры

Система	Отдел	Ярус	Конодонтовые зональности				Слои с фауной
			(Lane, Ormiston, 1979)	(Becker et al., 2012)	(Becker et al., 2020)	(Slavík, 2004)	(Данная статья)
Девонская	Нижний	Пражский	pireneae	pireneae	serratus	celtibericus	Слой с <i>Polygnathus pireneae</i>
			kindlei	kindlei	profunda	serratus	Слой с <i>Gondwania profunda</i> , <i>Pseudogondwania kindlei</i>
			sulcatus	irregularis	irregularis		Слой с <i>Pelekysgnathus serratus</i>
						steinachensis	Слой с <i>Gondwania irregularis</i> , <i>Latericriodus steinachensis</i>
		Лохковский		gilberti	gilberti	gilberti	<i>gilberti</i>

Рис. 2. Сопоставление конодонтовых зональных шкал пражского яруса с конодонтовой схемой, разработанной авторами для западного склона Южного Урала.

Fig. 2. Correlation of Pragian conodont zonations with conodont zonal scheme for the western slope of the South Urals on authors data.

ры неполной сохранности, отнесенные к виду *Pseudogondwania? kindlei*, обнаружены вместе с *Latericriodus steinachensis* в основании яруса (Slavík et al., 2007). В Северной Америке в штате Невада расчленение разрезов пражских отложений выполнено Murphy (2005) по конодонтовой фауне. Им предложена конодонтовая схема, где нижняя часть расчленена на основе эволюции эогнатодонтид на интервал-зоны *irregularis-profunda*, *profunda-brevicauda*, а верхняя на основе рода *Pedavis* – на *brevicauda-mariannae*, *mariannae-lenzi*. По мнению М.А. Murphy (2005), отдельные морфотипы эогнатодонтид, выделенные им в верхах нижнего интервала-зоны пражского яруса-*irregularis-profunda*, по морфологическим признакам близки к оригинальным видам *Pseudogondwania kindlei* Lane & Ormiston. Отсюда он сделал вывод о более раннем появлении данного вида в невадийских разрезах и несоответствии его статусу последующего зонального вида в конодонтовой зональности для пражского яруса Невады. В разрезах пражских отложений на Южном Тянь-Шане *Pseudogondwania kindlei* установлен в их верхней части. В соответствии с эволюционной интерпретацией эогнатодонтид, конодонты вида *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston) появились в параллельной ветви одновременно с конодонтами рода *Gondwania* с развитым сулкусом (*Gondwania profunda*, по (Murphy, 2005)). По данным исследований конодонтовой фауны из Тянь-Шаньских разрезов, род *Pseudogondwania* определен как тупиковая ветвь в эволюции эогнатодонтид, который вымер в

начале эмского века (Bardashev et al., 2002; Елкин и др., 2011).

4. Стратиграфическое положение последней зоны в стандартной конодонтовой шкале пражского яруса – *pireneae* – и ее легитимность последние десятилетия являются предметом острых дискуссий из-за крайне редкой встречаемости вида и неясности его филогенеза. Но в ряде регионов этот вид достаточно распространен, как и другие эогнатодонтиды, что позволяет проследить эволюционный переход от эогнатодонтид к полигнатидам. R. Mawson (1998) по разрезам в Австралии предложила в качестве такого перехода эволюционную линию *sulcatus-kindlei-zeravshanicus-pireneae*. Близкая эволюционная схема предложена Е.А. Елкиным с соавторами (2011). Ими дана филогенетическая интерпретация эогнатодонтид и полигнатид, полученных из разреза Зинзильбан в Южном Тянь-Шане. Они представили последовательности выявленных в разрезе пражских и эмских конодонтовых видов в виде филогенетического дерева, исходящего от вида *Masaraella pandora*, с латеральными ответвлениями. Ветвь *Gondwania juliae-Polygnathus pireneae* содержит последовательность видов *Gondwania juliae-Eognathodus sulcatus* nu (= *jurii* morph sensu (Елкин и др., 2011))–*Eognathodus trilinearis-Polygnathus pireneae*. Зона *pireneae* переведена ими в ранг подзоны и включена в зону *kindlei* в качестве ее верхней подзоны. Богатый материал с многочисленными конодонтами вида *Polygnathus pireneae* получен в последние годы в Южном Китае

в верхнепражском интервале, где прослежена филогения от эогнатодонтид к полигнатидам. Виды *Eognathodus trilinearis*, *Eog. zeravshanicus* рассматриваются как переходные формы к ветви полигнатид, начинающейся с *Polygnathus pireneae* (Lu et al., 2016, 2019).

Таким образом, разработка стандартной конодонтовой шкалы для пражского яруса на сегодняшний день остается насущной, но трудноразрешимой задачей, так как существуют большие различия в распространении и биоразнообразии конодонтовой фауны пражского возраста между Северной Америкой, Европой, Азией и Австралией. Вопрос продолжает обсуждаться, появляются новые данные о распространении конодонтов в пражских отложениях.

В данной статье рассматриваются проблемы расчленения пражского яруса нижнего девона западного склона Южного Урала на основе конодонтовой фауны.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В целях решения поставленной проблемы нами проведено изучение разрезов пражского яруса на наличие в них конодонтов. Прежде всего были изучены стратотипические разрезы региональных горизонтов по р. Иргизла и ее притокам: руч. Безымянный, р. Сияк (см. рис. 1). Пражские отложения в указанных разрезах представлены мощными выходами массивных и толстослоистых органогенных и биокластовых известняков, с прослоями афонитовых. Также было проведено изучение разрезов по р. Белой в южной части меридионального течения и в широтном течении, где разрезы пражских пород представлены переслаиванием толсто-, средне- и тонкослоистых доломитизированных известняков.

Отбор проб производился из каждой литологической разности. Масса проб в целом составляла до 5 кг из массивных органогенных известняков и 1 кг из слоистых известняков. Детальность отбора менялась в зависимости от особенностей опробованного интервала. Массивные и толстоплитчатые известняки отбирались через 2–3 м, в основном в подошве, середине и кровле слоя, слоистые известняки – через 0.2–0.5 м. Отобранные пробы подвергались дезинтеграции в 5%-й муравьиной кислоте. Просмотр проб, отбор и определение фауны проводились под бинокулярным микроскопом. Фотографии конодонтов сделаны на электронном микроскопе в ИГ УФИЦ РАН.

В стратотипических разрезах региональных горизонтов, представленных рифогенными фациями, не удалось обнаружить информативную конодонтовую фауну. Встреченные в них редкие конодонты представлены единичными кониформными элементами *Panderodus unicastatus* (Branson & Mehl). *Panderodus* sp., имеющими широкое стратиграфи-

ческое распространение от ордовика до среднего девона и, отдельными рамиформными элементами часто неполной сохранности, входящими в состав многих мультиэлементных родов силурийского и нижнедевонского возраста. Разрезы, находящиеся по р. Белой, оказались более благоприятными. Наиболее перспективен из них разрез в широтном течении р. Белой на ее правом берегу вблизи д. Миндигулово. Пражские отложения здесь вскрыты в нескольких отдельных скальных обнажениях, нарастающих друг друга (см. рис. 1в).

### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ МИНДИГУЛОВСКИЙ

Пограничные лохковско-пражские отложения (шерлубайского/куламатского горизонтов) описаны в обн. 3 (рис. 3), находящемся в 3 км выше по течению от д. Миндигулово на склоне правого берега р. Белой в его верхней части. Подробное его описание представлено в опубликованных ранее статьях о биостратиграфии лохковских и нижнепражских отложений на западном склоне Южного Урала (Mavrinskaya, Artyushkova, 2017; Мавринская, Артюшкова, 2020). В данной работе мы приведем краткую обобщенную характеристику.

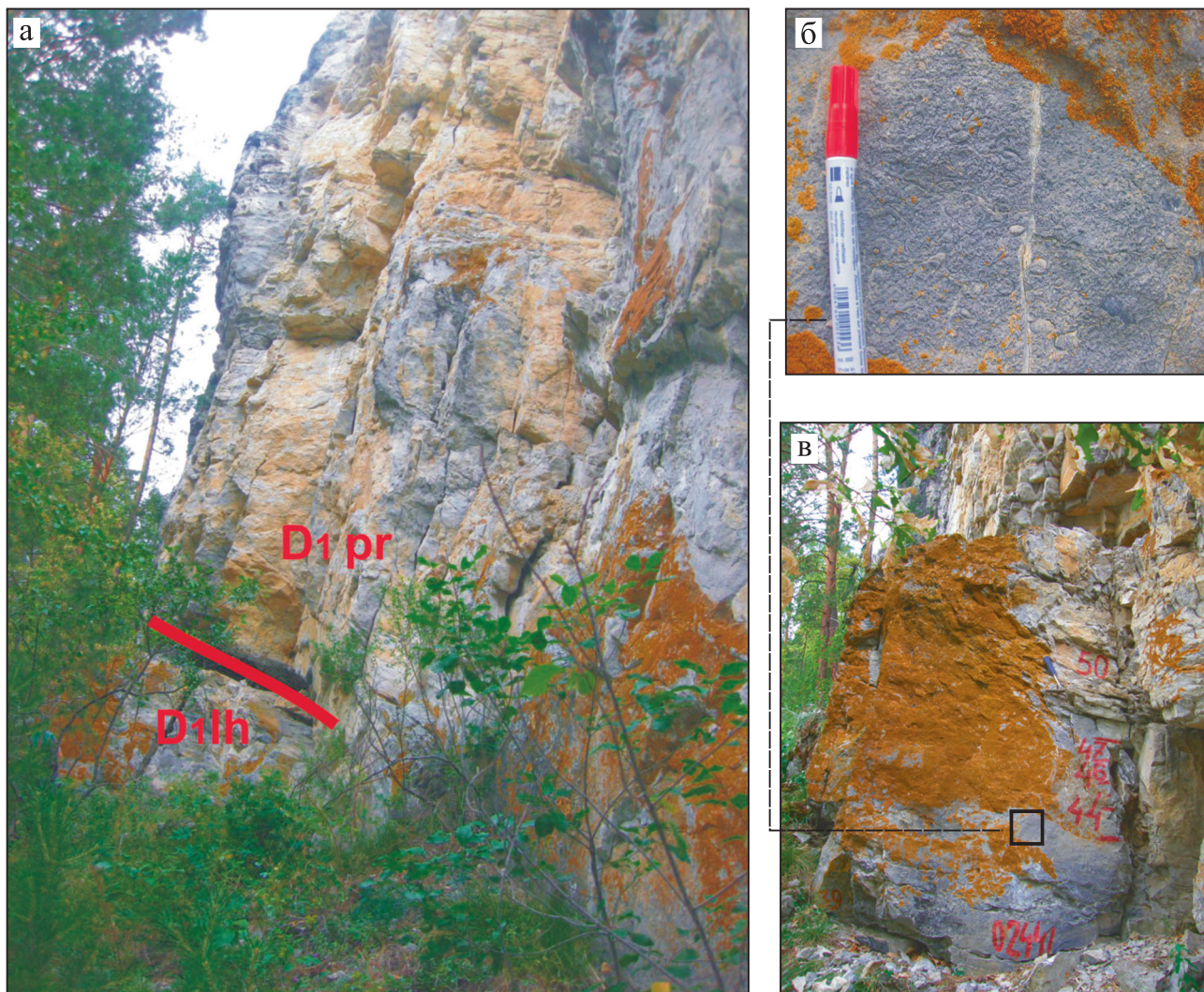
Отложения верхнего лохкова (верхи шерлубайского горизонта) в описываемом обнажении вскрыты в интервале 0.0–2.85 м, представлены глинистыми темно-серыми биокластовыми известняками (см. рис. 3б, в).

В комплексах конодонтов в пробах из этого интервала присутствуют верхнелохковские конодонты *Icriodus* cf. *angustoides alcoleae* (Carls), *Icr.* cf. *postwoschmidti* Mashkova, *Masaraella pandora* cf. *morph. zeta* (Murphy, Matti & Walliser), *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper), *Pedavis gilberti* Valenzuela-Ríos (рис. 4). В обр. М-40А, взятом в кровле этого интервала, обнаружен вид *Gondwania irregularis* (Druce), являющийся видом-индексом одноименной зоны.

На темноцветных биокластовых известняках верхнего лохкова в кровле лежит линзовидный слой черных глинистых сланцев протяженностью 7 м (рис. 5а), постепенно переходящих в темно-серые глинистые известняки. Внутри сланцев в 0.05 м выше их подошвы наблюдаются стяжения известняков размером (0.15–0.20) × 0.5 м. В обр. Ф17-7, взятом из стяжения известняка, обнаружены верхнелохковские конодонты *Caudicriodus* cf. *angustoides alcoleae* (Carls), *Pedavis gilberti* Valenzuela-Ríos. Мощность линзы – 0.5–0.7 м.

Непосредственно над черными сланцами лежит слой серых плитчатых известняков мощностью 0.4 м (рис. 5б) с одиночными конодонтами *Gondwania* sp., *Pandorinellina miae* (Bultynck), *Pand.* cf. *optima postoptima* Farrell (обр. 02456), характерными для нижней части пражского яруса.





**Рис. 3.** Обнажение 3. Пограничные лохковско-пражские отложения (шерлубайский и куламатский горизонты) в разрезе Миндигуловский (а) и темно-серые биокластовые известняки в верхней части шерлубайского горизонта верхнего лохкова (б, в).

**Fig. 3.** Outcrop 3. Lochkovian-Pragian boundary deposits (Sherlubay and Kulamat Horizons (Regional Substage) (a) and dark gray bioclastic limestones in the upper part of the Sherlubay Horizon (Regional Substage) of the Upper Lochkov (б, в).

Выше залегает мощная толща светло-серых доломитизированных известняков (см. рис. 4). А.П. Тяжевой с соавторами (1976) они отнесены к куламатскому горизонту на основании находок в них брахиопод *Ivdelinia lahuseni* (Tschernychev). В целом толща доломитизированных известняков хорошо обнажена в отдельных скальных уступах мощностью не менее 30 м. Конодонты редкие, комплексы бедные, состоящие из 2–4 видов, часто монотаксонные.

Снизу вверх здесь вскрыты следующие отложения.

3.35–4.50 м. Известняки криноидные, доломитизированные, среднеслоистые, в 4.25 м от основания

обнажения в обр. 02458 выявлены первые *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi) morphotype *eta* Klapper et Johnson.

4.5–17.0 м. Известняки доломитизированные, тонко-, средне- и толстослоистые, с редкими остатками раковинной и криноидной фауны, часто перекристаллизованной, отдельными слоями кавернозные, трещиноватые, с кальцитовыми прожилками. В обр. 02466-02469, 02473 в интервале 10.25–17 м в комплексах конодонтов встречены *Pel. cf. serratus* Jentzsch., *Pandorinellina miae* (Bultynck). В единичных образцах наблюдаются *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper), *Pand. cf. optima postoptima* Farrell, *Gondwania cf. irregularis* (Druce), *Latericriodus*

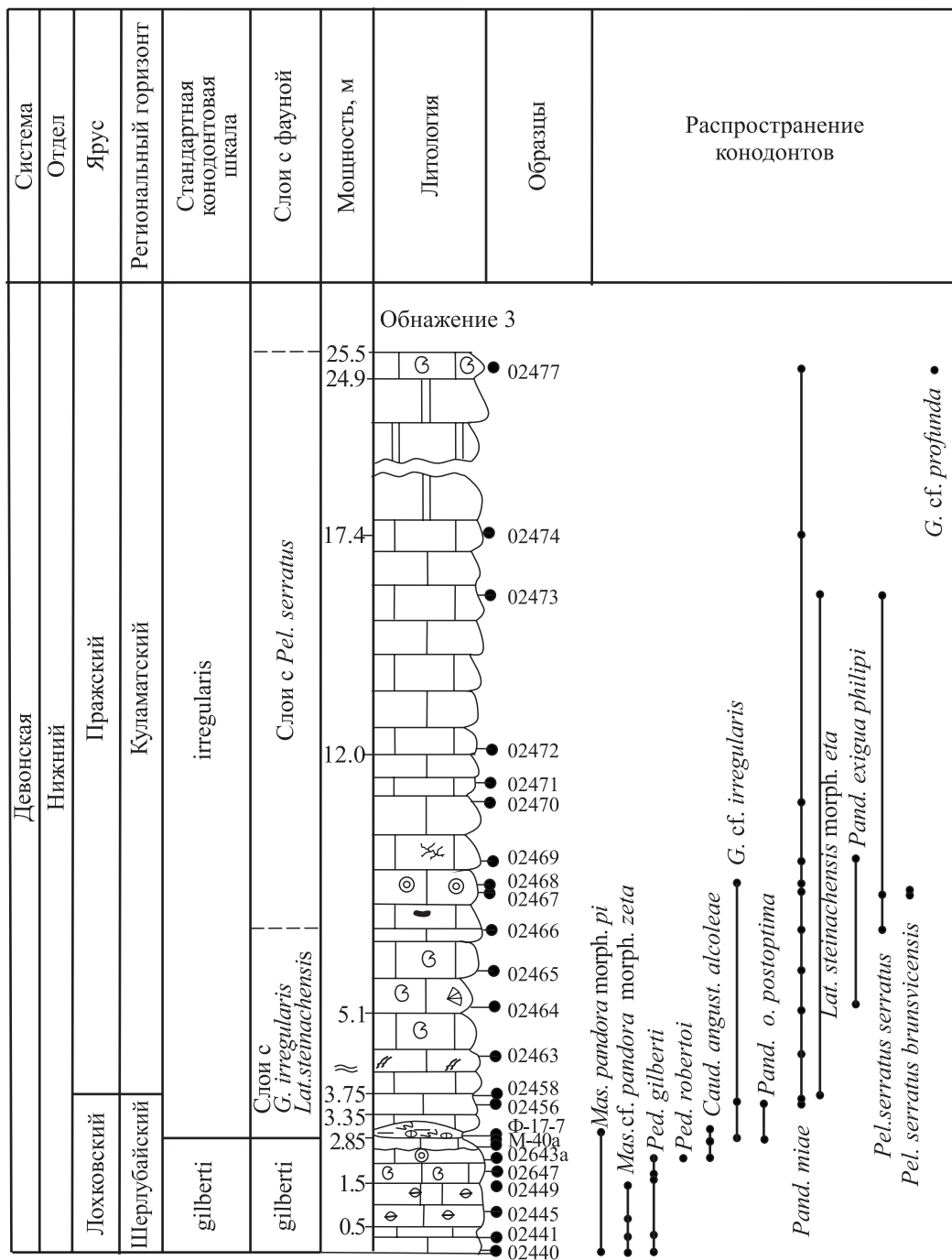


Рис. 4. Распространение коноднтов в обн. 3 в разрезе Миндигуловский.

1 – криноидный известняк, 2 – известняк органогенный, 3 – известняк биокластический, 4 – доломиты, 5 – известняк карвернозный, 6 – известняк трещиноватый, 7 – известняк с жилами кальцита, 8 – известняк рассланцованный, 9 – известняк расклеваяжированный, 10 – бугристая поверхность напластования, 11 – пльчатые глинистые сланцы со стяжениями известняков, 12 – фаунистические остатки: а – брахиоподы, б – криноидеи. Здесь и на рис. 6, 7: *Caud.* – *Caudicriodus*, *Eog.* – *Eognathodus*, *G.* – *Gondwania*, *Lat.* – *Latericriodus*, *Mas.* – *Masaraella*, *Pand.* – *Pandorinellina*, *Ped.* – *Pedavis*, *Pel.* – *Pelekysgnathus*, *Pol.* – *Polygnathus*, *Ps.* – *Pseudogondwania*, *Z.* – *Zieglerodina*.

Fig. 4. Distribution of conodonts in Mindigulovo section, outcrop 3.

1 – crinoidal limestone, 2 – organogenic limestone, 3 – organogenic-detrital limestones, 4 – dolomites, 5 – cavernous limestone, 6 – fractured limestone, 7 – limestone with veins of calcite, 8 – sheared limestone, 9 – cleaved limestone, 10 – hilly bedding surface, 11 – flaky shales with limestone concretions, 12 – faunal remains: a – brachiopods, б – crinoids. Here and in Fig. 6, 7: *Caud.* – *Caudicriodus*, *Eog.* – *Eognathodus*, *G.* – *Gondwania*, *Lat.* – *Latericriodus*, *Mas.* – *Masaraella*, *Pand.* – *Pandorinellina*, *Ped.* – *Pedavis*, *Pel.* – *Pelekysgnathus*, *Ps.* – *Pseudogondwania*, *Z.* – *Zieglerodina*.

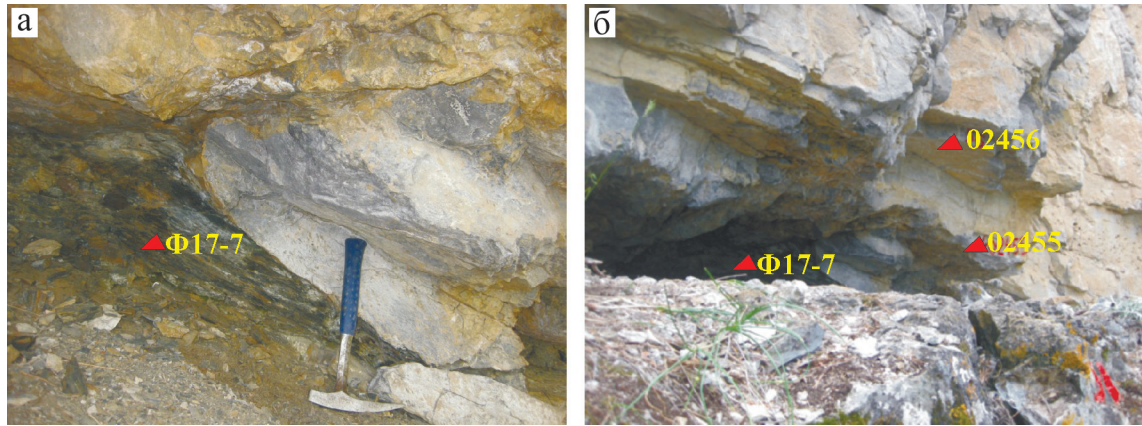


Рис. 5. Граница лохковского и пражского ярусов в обн. 3 в разрезе Миндигуловский.

а – линзовидный слой черных глинистых сланцев в основании доломитизированных известняков куламатского горизонта, б – серые тонкоплитчатые известняки основания куламатского горизонта.

Fig. 5. Lochkovian and Pragian Boundary in outcrop 3 of the Mindigulovo section.

а – lenticular layer of shales at the base of dolomitic limestones of the Kulamat Horizon (Regional Substage), б – gray thin-platey limestones at the base of the Kulamat Horizon (Regional Substage).

*steinachensis* (Al-Rawi) morphotype *eta* Klapper et Johnson.

17.0–22.4 м. Доломиты светло-серые, массивные и толстослоистые.

22.4–23.0 м. Известняки органогенные, доломитизированные. В обр. 02477 найден конодонт неполной сохранности, отнесенный к *Gondwania* cf. *profunda* Murphy.

Наиболее полный разрез пражских отложений с детальным отбором проб изучен на правом берегу р. Белой по нескольким скальным выходам (обн. 8, 9А-17, 9Б-19 и 10) на восточном склоне хребта в 1–1.5 км выше по течению от д. Миндигулово.

Обнажение 8. Координаты 53°03.823' с.ш., 57°20.701' в.д.

В известняках, вскрытых в обнажении, отмечается отчетливая плитчатая отдельность, совпадающая со слоистостью. Породы имеют юго-юго-восточное падение (аз. пад. 140°–150°). Снизу вверх разрез представлен следующими отложениями.

0.0–2.0 м. В видимом основании известняк биокластический, серый и темно-серый, массивный и толстоплитчатый, трещиноватый, ожеженный. Отмечаются зеркала скольжения. В образцах, отобранных в 1.8 и 1.9 м от основания обнажения (обр. 02722, 03184), выявлены редкие конодонты

*Icriodus* sp., *Zieglerodina* cf. *remscheidensis repetitor* (Carls & Gandl), *Pandorinellina* aff. *optima* Moskalenko (рис. 6). Комплекс состоит из видов, распространенных в верхах лохкова – низах праги.

2.0–3.0 м. Известняк массивный.

3.0–4.20 м. Известняк серый, мелкозернистый, среднеплитчатый, кавернозный, ожеженный.

4.20–8.3 м Известняк серый, криноидный, разнотернистый, раскливажированный и рассланцованный, в кровле отмечается слой плитчатого известняка с тонкими прожилками кальцита. В 6.7 м от видимого основания обнажения в обр. 03189 обнаружены конодонты *Latericriodus* cf. *steinachensis* (Al-Rawi), *Icriodus* sp., *Pandorinellina* cf. *miae* (Bultynck) (см. рис. 6).

8.3–9.5 м. Известняк темно-серый, крапчатый, массивный и толстослоистый.

9.5–14.3 м. Известняки серые, крапчатые, толсто- и среднеплитчатые. Породы раскливажированы с разной степенью интенсивности, в кровле уступа (обр. 03193) слой мощностью 3.5 м сильно-раздробленных пород. В образцах, отобранных на уровнях 9.7 м (обр. 03191), 10.9 м (обр. 03192) от основания обнажения обнаружены редкие конодонты *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi) morph. beta Klapper & Johnson, *Latericriodus* cf. *steinachensis* (Al-Rawi) (см. рис. 6).

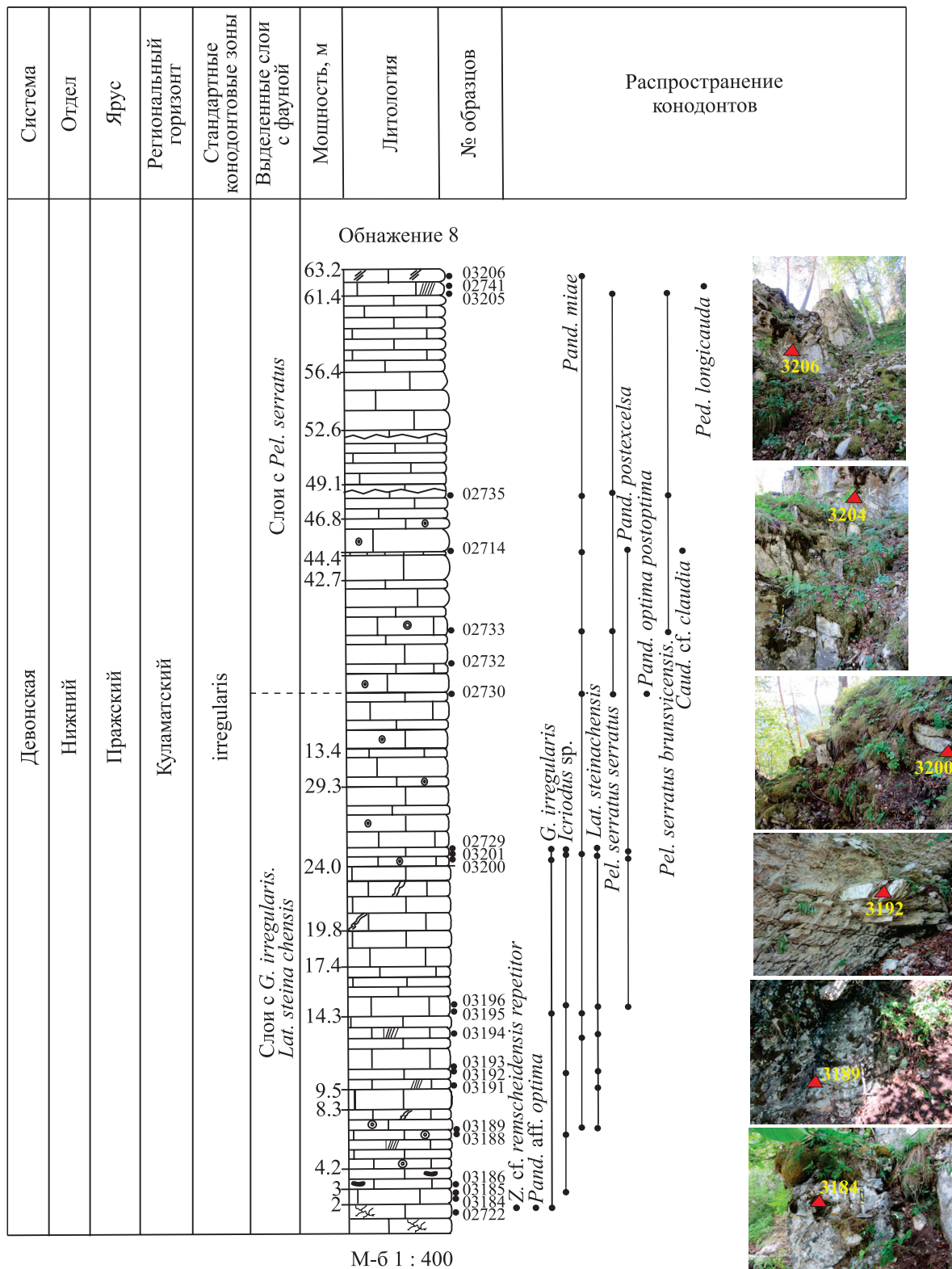


Рис. 6. Распространение коноднтов в обн. 8 в разрезе Миндигуловский.  
Условные обозначения – см. рис. 4.

Fig. 6. Distribution of conodonts in Mindigulovo section in outcrop 8.  
Legend – see Fig. 4.

14.3–17.4 м. Известняк серый и темно-серый, массивный, с прослоями среднеплитчатого известняка полосчатого с отпрепарированными поверхностями наслоения. В 0.3 м от основания слоя (14.6 м от основания обнажения) в обр. 03195 выделен комплекс конодонтов с *Gondwania irregularis* (Druce), *Icriodus* sp., *Pandorinellina miae* (Bultynck), *Pandorinellina* sp.

17.4–19.8 м. Известняк серый, толстослоистый.

19.8–24.0 м. Известняк темно-серый, толстослоистый, с прожилками кальцита по трещинам.

24.0–29.3 м. Известняк темно-серый, массивный, толсто- и среднеплитчатый, прослоями биокластовый, преимущественно криноидный. Местами отмечаются тонкие глинисто-карбонатные прослойки. Поверхности напластования неровные, часто покрыты глинистыми корочками с буровато-желтыми пятнами ожелезнения. В 24.5 и 25.5 м выше основания обнажения (обр. 03200, 02729) найдены конодонты *Gondwania irregularis* (Druce), *Latericriodus* cf. *steinachensis* (Al-Rawi) morph. beta Klapper & Johnson, *Pandorinellina miae* (Bultynck), *Pandorinellina* sp.

29.3–42.7 м. Известняк светло-серый и серый, криноидный, разнозернистый, средне- и толстоплитчатый, поверхности наслоения ожелезнены. Отмечаются мелкие пустоты, заполненные глинистым материалом. В интервале 35–40 м от основания разреза (обр. 02730, 02732, 02733) выявлены единичные конодонты *Pelekysgnathus serratus serratus* (Carls & Gandl), *Pel. serratus brunsvicensis* Valenzuela-Ríos, *Pandorinellina miae* (Bultynck).

42.7–44.4 м. Известняк светло-серый, разнозернистый, массивный. В кровле наблюдается маломощный (0.1 м) слой белесых глинисто-карбонатных пород, выветрелых до глинисто-щебенистой массы.

44.4–44.6 м. Известняк темно-серый, мелкозернистый, тонкоплитчатый. Поверхность плиток ожелезненная, ожелезнение отмечается и по вертикальным трещинам.

44.6–46.8 м. Известняк серый, среднезернистый, массивный, с перекристаллизованной фауной криноидей. Конодонты редкие, представлены *Caudicriodus* cf. *claudia* Klapper, *Pandorinellina miae* (Bultynck) (обр. 02714).

46.8–49.1 м. Известняк серый, разнозернистый, среднеплитчатый. Поверхность кровли бугристая, с глинистой коркой выветривания. В известняках в 48.6 м от видимого основания разреза (обр. 02735) выявлены редкие конодонты *Pandorinellina miae* (Bultynck), *Pelekysgnathus serratus serratus* (Carls & Gandl), *Pel. serratus brunsvicensis* Valenzuela-Ríos.

49.1–52.6 м. Известняк темно-серый, мелкозернистый, плотный, среднеплитчатый, с ожелезненными поверхностями напластования. Мощность 3.5 м.

52.6–56.4 м. Известняк серый, мелкозернистый, плотный, массивный, ожелезненный.

56.4–61.4 м. Известняк серый, разнозернистый, плотный, среднеплитчатый, ожелезненный. Мощность 5.0 м.

61.4–63.2 м. Известняк светло-серый, биокластовый. Породы раскливажированы, рассланцованы. В самой верхней части выхода известняков в 61.8 м от основания (обр. 02741) встречаются нижнепражские конодонты *Pandorinellina exigua* (Philip), *Pandorinellina miae* (Bultynck), *Pedavis* cf. *longicauda* Murphy. По присутствию в комплексе нижнепражского вида *Pedavis* cf. *longicauda* его стратиграфическое положение ограничивается нижней частью пражского яруса зоной *irregularis*.

В целом в обн. 8, как видно из приведенной конодонтовой характеристики, вскрыты отложения куламатского горизонта пражского яруса, только слои в основании обнажения могут принадлежать к шерлубайскому горизонту верхнего лохкова.

*Обнажение 9Б-19.* Координаты 53°03.802' с.ш. 57°20.826' в.д. Находится в нижней части склона юго-восточнее обн. 8. Представлено уступообразным скальным выходом. Отложения в данном обнажении ранее с долей условности датировались ранним лохковым на основании единичных находок конодонтов, которые определены в открытой номенклатуре как *Zieglerodina* cf. *remscheidensis* (Ziegler) и *Cypricriodus* aff. *hesperius* (Klapper & Murphy) ювенильная форма (Mavrinskaya, Slavik, 2013; Mavrinskaya, Artyushkova, 2017). Для уточнения видовой принадлежности конодонтовой фауны и, соответственно, стратиграфической принадлежности отложений, вмещающих эту фауну, произведено дополнительное изучение обнажения с детальным отбором образцов на наличие конодонтов. В результате доизучения обнаружены более молодые конодонтовые комплексы, позволившие пересмотреть возраст отложений в данном обнажении и отнести их к раннепражским.

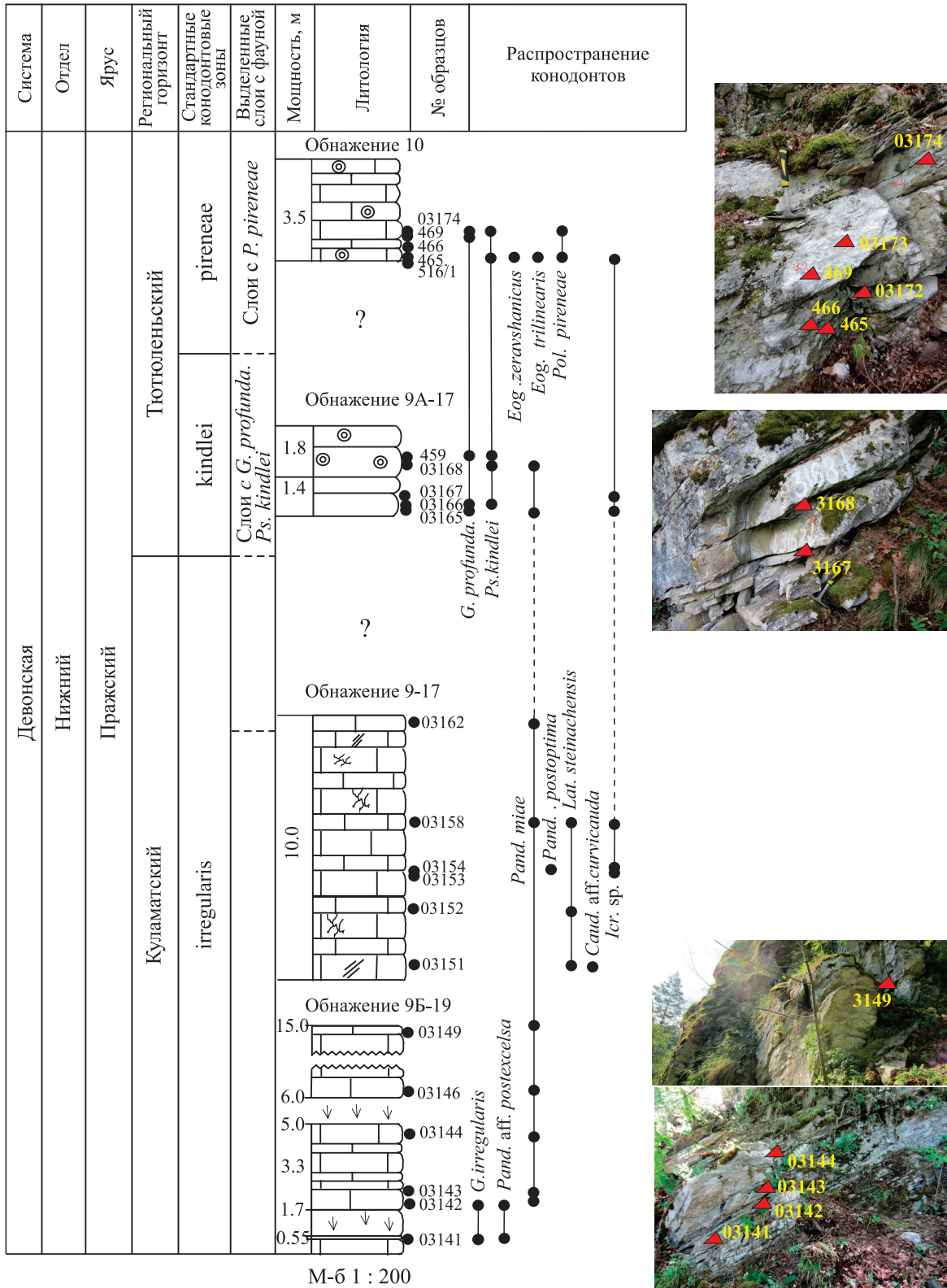
В обнажении последовательно снизу вверх вскрыты следующие интервалы (рис. 7).

0.0–0.55 м. Известняк серый, разнозернистый, рассланцованный, раскливажированный.

0.55–0.7 м. Известняк серый, разнозернистый, тонкоплитчатый, плотный. В этом слое обнаружены конодонты (обр. 03141) *Gondwania irregularis* (Druce), *Pandorinellina* aff. *postexcelsa* (Wang & Ziegler), *Pandorinellina* cf. *postoptima* Farrell.

0.70–1.70 м. Закрытый интервал.

1.70–5.0 м. Известняк светло-серый, мелкокристаллический, средне- и тонкослоистый. В 1.70 м от основания в обр. 03142 обнаружены конодонты *Acodina triquetra* (Jentzsch), *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pan.* cf. *optima* (Moskalenko). В 2.3 м выше основания обнажения из обр. 03143 выделены единичные конодонты *Pandorinellina* cf. *postexcelsa* (Wang et Ziegler), *Pandorinellina* sp. В кровле выхода в обр. 03144 встречаются конодонты *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pan.* aff. *kyleae* Farrell.



**Рис. 7.** Распространение конodontов в обн. 9Б-19, 9-17, 9А-17, 10 в разрезе Миндигуловский.  
Условные обозначения – см. рис. 4.

**Fig. 7.** Distribution of conodonts in outcrops 9Б-19, 9-17, 9А-17, 10 in the Mindigulovo section.  
Legend – see Fig. 4.

5.0–6.0 м. Задернованный интервал.

6.0–15.0 м. Известняк серый, разнотернистый, тонко- и среднеплитчатый. В обр. 03146 в основании уступа обнаружены конодонты *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pandorinellina* sp. В обр. 03149 в 3 м выше обр. 03146 в кровле уступа встречены конодонты плохой сохранности *Gondwania* cf. *irregularis* (Druce), *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pan.* aff. *postexcelsa* (Wang & Ziegler).

Обнажение 9-17. 53°03.78' с.ш., 57°20.835' в.д.

Находится гипсометрически выше обн. 9Б-19. В обнажении вскрыты известняки серые, мелко- и тонкозернистые, тонко- и среднеслоистые, расланцованные, трещиноватые. Мощность обнажения ≈10.0 м. Выявленные конодонтовые комплексы бедные по видовому составу, часто монотаксонные, конодонты малочисленные, в основном плохой и неполной сохранности. Определены единичные таксоны: из обр. 03152 (в 1.55 м от видимого основания) – *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi), из обр. 03153 (1.85 м) – *Icriodus* sp., из обр. 03158 (в 6.0 м от видимого основания обнажения) – *Icriodus* sp., *Pandorinellina* cf. *miae* (Bultynck), *Pandorinellina* sp. (см. рис. 7).

Обнажение 9А-17. Координаты 53°03.770' с.ш., 57°20.814' в.д.

Расположено выше по склону и выше по разрезу от предыдущего обнажения. Представлено известняками стальными-серыми, разнотернистыми, тонко- и среднеплитчатыми, в кровле – известняками криноидными с остракодами. Мощность обнажения 3.2 м. В 0.40 м от основания (обр. 03165) встречены конодонты *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston). В 0.56 м от основания (обр. 03166) и 0.8 м от основания (обр. 03167) обнаружены *Icriodus* sp., *Gondwania profunda* Murphy, *Pandorinellina* aff. *miae* (Bultynck), *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston), в 1.62 м от видимого основания (обр. М-459, 03168) найдены *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston). Выявленные комплексы конодонтов в целом характерны для верхней части пражского яруса зоны P. *kindlei*.

Обнажение 10. 53°03.754' с.ш., 57°20.838' в.д.

В обнажении вскрыты известняки криноидные серые, тонко- и среднеслоистые. Мощность выхода 3.5 м. В основании обнажения (обр. 465, 516/1) обнаружены единичные *Eognathodus zeravshanicus* Bardashev & Ziegler и *Eognathodus trilinearis* (Cooper, 1973). В 0.5 м (обр. 466), 0.6 м (обр. 231), 0.9 м (обр. 469) и 0.96 м (обр. 03174) от основания выявлены таксоны *Polygnathus pireneae* (Voersma), *Gondwania profunda* Murphy, *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston). В обр. 03174 встречены единичные элементы *Caudicriodus* cf. *curvicauda* (Carls & Gandl) (см. рис. 7). Стратиграфическая принадлежность выделенных комплексов по совокупности видов соответствует пражскому ярусу (верхней части), зоне P. *pireneae*.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПРАЖСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ РАЗРЕЗА МИНДИГУЛОВО

Нижняя граница пражского яруса определяется в обн. 3 по биостратиграфическому критерию на основании появления *Gondwania irregularis* (Druce) в результате эволюции *Masaraella pandora*–*Gondwania* (Мавринская, Артюшкова, 2017; Мавринская, Артюшкова, 2020). Литологически она характеризуется сменой темно-серых биокластовых известняков светло-серыми доломитизированными толстоплитчатыми известняками с редкой, часто перекристаллизованной макрофауной с линзой темно-серых глинистых сланцев в основании со стяжениями известняков с верхнелохковскими конодонтами. Многими исследователями седиментологические изменения в пограничных слоях лохкова/праги интерпретируются как регрессивное событие. Тенденция к обмелению наблюдается с начала позднего лохкова и отмечается во всех регионах Пери-Гондваны, Сев. Америке, Австралии. Обмеление сопровождается резкими биофациальными преобразованиями в брахиоподовых и планктонных сообществах (Chlupáč, Kukul, 1986, 1988; Ziegler, Lane, 1987; Talent et al., 1993; Hladil et al., 2008; Koptíková et al., 2010). Впервые биофациальные изменения в пограничных отложениях лохковского/пражского ярусов проследил и определил как глобальное событие О.Н. Walliser (1996). R.T. Becker с соавторами (2016) отнесли пограничное лохковско/пражское событие к глобальным событиям четвертого порядка.

В Миндигуловском разрезе биофациальные изменения в позднем лохкове наблюдаются в конодонтовой фауне, другая фауна в разрезе очень редкая и плохой сохранности. Они заключаются в тотальном исчезновении большинства стратиграфически значимых глубоководных родов *Lanea*, *Ancyrodelloides*, *Flajsella* и преимущественном распространении мелководных таксонов семейства Icriodontidae. Количество и видовое разнообразие значительно сокращаются (Мавринская, Артюшкова, 2017; Мавринская, Артюшкова, 2020).

Несмотря на небольшое видовое разнообразие и количество конодонтовой фауны в изученных обнажениях в разрезе Миндигуловский, выявленные таксоны в большинстве своем представлены стратиграфически важными видами, позволяющими выполнить расчленение разреза и его глобальную и региональные корреляции (табл. 1–3). Из-за разрыва между обнажениями и отсутствия смыкаемости слоев, содержащих зональные и характерные виды конодонтов, биостратиграфическое расчленение выполнено в ранге слоев с фауной.

Выделение слоев с фауной произведено по изучению совокупности выходов пражских отложений в обн. 3–10.

Таблица 1. Распространение и содержание таксонов конодонтов в образцах в обн. 3

Table 1. Distribution of conodonts in samples from the outcrop 3

Ярус	Лохковский										Пражский												
Горизонт	Шерлубайский										Куламатский												
Конодонтовая зона	gilberti										irregularis												
Слои с фауной	gilberti										Слои с <i>G. irregularis</i> , <i>L. steinachensis</i>				Слои с <i>Pel. serratus</i>								
Мощность, м	2.85										4.65				18								
Вес, кг	1.2	1.0	1.5	1.9	1.2	0.8	1.2	1.3	1.8	1.5	1.1	0.8	0.7	1.1	1.4	1.7	1.2	1.6	1.1	0.9	1.5	1.2	1.8
Образец	02440	02441	02445	02449	02646	02647	02648a	02643a	M-40a	Ф-17-7	02456	02458	02463	02464	02465	02466	02467	02468	02469	02470	02473	02474	02477
Конодонт																							
<i>Mas. pandora</i> morph. <i>pi</i>	3									4													
<i>Mas. cf. pandora</i> morph. <i>zeta</i>	5	1	1	1																			
<i>Ped. gilberti</i>	1	1			1	1	1																
<i>Ped. robertoi</i>							1																
<i>Caud. cf. angust. alcoleae</i>								1	1	1													
<i>G. irregularis</i>									1		1							1					
<i>Pand. optima postoptima</i>										1	1												
<i>Pand. miae</i>											1	1	1	1	5	11	4	12	4	7		1	1
<i>Lat. steinachensis</i> morph. <i>eta</i>												1									1		
<i>Pand. exigua philipi</i>														1					1				
<i>Pel. serratus serratus</i>																1	1				1		
<i>Pel. serratus brunsvicensis</i>																	1	1					
<i>G. aff. profunda</i>																							1

Таблица 2. Распространение и содержание таксонов конодонтов в образцах в обн. 8

Table 2. Distribution of conodonts in samples from the outcrop 8

Ярус	Пражский																				
Горизонт	Куламатский																				
Конодонтовая зона	irregularis																				
Слои с фауной	Слои с <i>G. irregularis</i> , <i>L. steinachensis</i>										Слои с <i>Pel. serratus</i>										
Мощность, м	34.3										28.9										
Вес, кг	1.2	1.5	1.8	1.3	0.8	1.1	1.6	1.3	1.9	1.5	1.8	1.0	1.6	1.9	1.6	1.2	0.8	2.2	1.7	2.0	1.3
Образец	02722	03185	03186	03188	03189	03191	03192	03192/1	03194	03195	03196	03200	03201	02729	02730	02733	02714	02735	03205	02741	03206
Конодонт																					
<i>Z. cf. remscheidensis repetitor</i>	1																				
<i>Pand. aff. optima</i>	1																				
<i>G. irregularis</i>	1									1		1		1							
<i>Icr. sp</i>		1		1			1	1			1		3	2							
<i>Pand. sp</i>			1											7							
<i>Pand. miae</i>					1				1	5			2		8	3	9	2			4
<i>Lat. steinachensis</i>					1	1	3		7		2		1	3							
<i>Pel. serratus serratus</i>															1	8		3	6		
<i>Pand. postexelsa</i>											3	1	7				1				
<i>Pand. optima postoptima</i>															4						
<i>Pel. serratus brunsvicensis</i>																1		1	2		
<i>Caud. cf. claudia</i>																	2				
<i>Ped. longicauda</i>																					1



Таблица 3. Распространение и содержание таксонов конодонтов в образцах в обн. 9Б-19, 9-17, 9А-17, 10

Table 3. Distribution of conodonts in samples from the outcrop 9B-19, 9-17, 9A-17, 10

Ярус	Пражский																					
Горизонт	Кулаватский										Тютюленьский											
Конодонтовая зона	irregularis										kindlei					pireneae						
Слои с фауной	Слои с <i>G. irregularis</i> , <i>L. steinachensis</i>										Слои с <i>G. profunda</i> , <i>Ps. kindlei</i>					Слои с <i>P. pireneae</i>						
Обнажение	9Б-19					9-17					9А-17					10						
Мощность, м	15					10					3.2					3.5						
Вес, кг	1.1	1.5	1.4	0.9	1.6	1.1	1.0	1.6	1.3	1.3	0.9	1.7	1.1	1.8	1.4	1.3	1.2	1.5	1.1	0.9	1.6	1.1
Образец	03141	03142	03143	03144	03146	03151	03152	03153	03154	03158	03162	03163	03165	03166	03167	03168	459	516/1	465	466a	469	03174
<i>G. irregularis</i>	4	1																				
<i>Pand. postexcelsa</i>	3	2																				
<i>Pand. cf. postoptima</i>									2													
<i>Pand. miae</i>		3	4	1	1					1	2		4			8						4
<i>Lat. steinachensis</i>						1	1			9												
<i>Caud. aff. curvicauda</i>						1																
<i>Icr. sp</i>								3	2	1		1		2	2				1			
<i>G. profunda</i>													1	2			1				1	5
<i>Ps. kindlei</i>														1		1	1		2			3
<i>Eog. zeravshanicus</i>																		1				
<i>Eog. trilinearis</i>																			1			
<i>Pol. pireneae</i>																				1		1
<i>G. profunda</i> morph. <i>psi</i>																						1

Нижняя часть пражских отложений (кулаватский горизонт) вскрыта в обн. 3, 8, 9Б-19, 9-17. В них выделены.

1. Слои с *Gondwania irregularis*, *Latericriodus steinachensis*. Биостратиграфическая нижняя граница пражского яруса установлена в обн. 3 по первой находке *G. irregularis* (рис. 8, фиг. 23–27) – первого представителя семейства Eognathodontidae. В составе комплексов, кроме видов-индексов, присутствуют элементы вида *Pandorinellina miae* (Bultynck), редко *Pand. cf. optima* (Moskalenko), *Pand. cf. postexcelsa* (Wang & Ziegler).

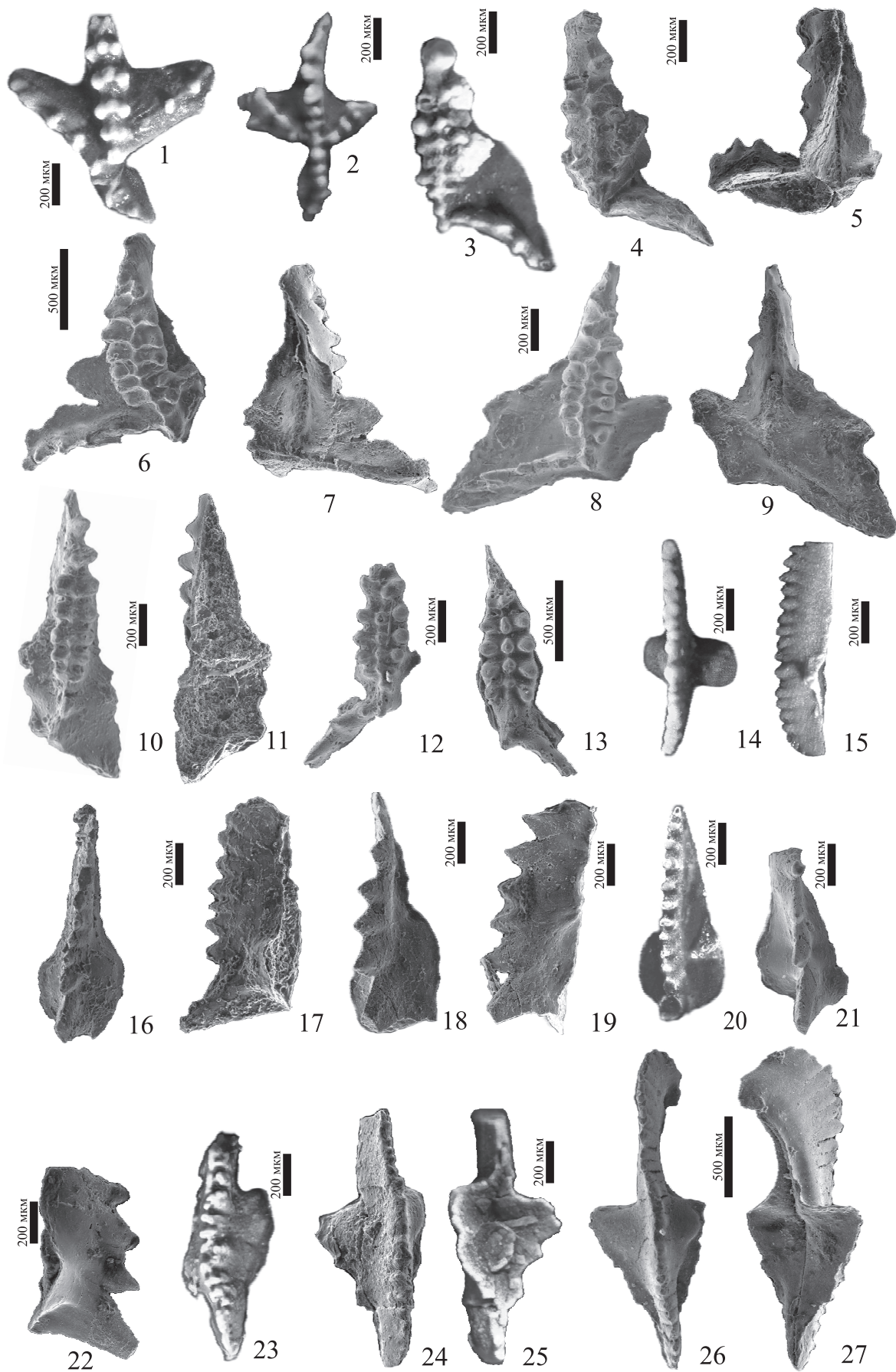
2. Слои с *Pelekysgnathus serratus*. Вместе с номинальными видами в комплексах этих слоев встречаются *Gondwania irregularis* (Druce), *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi), *Pandorinellina cf. postexcelsa* (Wang & Ziegler), *Pandorinellina miae* (Bultynck), единичные *Latericriodus cf. claudia* (Klapper), *Pedavis cf. longicauda* Murphy (см. рис. 8, фиг. 1–22).

Верхняя часть пражских отложений (тютюленьский горизонт) вскрыта в обн. 9А-17, 10. В них выделены следующие слои.

3. Слои с *Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei*. Выявлены в обн. 9А-17. В комплексах, помимо номинальных видов, присутствуют элементы вида *Pandorinellina miae* (Bultynck) (рис. 9, фиг. 1–22).

4. Слои с *Polygnathus pireneae*. Установлены в обн. 10. Кроме видов-индексов, в конодонтовых ассоциациях встречены *Gondwania profunda* Murphy, *Pandorinellina aff. miae* (Bultynck), *Pseudogondwania kindlei* (Lane & Ormiston) и единичные *Eognathodus zeravshanicus* (Bardashev & Ziegler, 1992) (см. рис. 9, фиг. 23, 24), *Eognathodus trilinearis* (Cooper, 1973) (см. рис. 9, фиг. 25, 27).

Несмотря на отсутствие подробного последовательного разреза, имеющийся фактический материал позволяет допустить, что пражский ярус в разрезе Миндигуловский представлен в полном объеме. Очень важным фактором является наличие здесь биостратиграфического критерия для определения положения нижней границы пражского яруса на основе филологии *Masaraella pandora–Gondwania irregularis*. В разрезе последовательно прослежены представители эволюционной линии эогнатодонтид – *Gondwania irregularis–Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei–Eognathodus zeravshanicus*, *Eognathodus trilinearis–Polygnathus pireneae*, положенной в основу стратиграфического расчленения пражских отложений западного склона Южного Урала по конодонтовой фауне. Филология эогнатодонтид, согласно М.А. Murphy (2005), I.A. Bardashev с соавторами (2002), Е.А. Ел-



**Рис. 8.** Конодонты куламатского горизонта в разрезе Миндигуловский.

1. *Pedavis gilberti* Valenzuela-Ríos, 1994, I-элемент, вид сверху, обн. 3, обр. 02441, верхний лохков, шерлубайский горизонт. 2. *Pedavis longicauda* Murphy, 2005, I-элемент, вид сверху, обн. 8, обр. 02741. 3. *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi), 1977 *eta* morph Klapper & Johnson, 1980, I-элемент, вид сверху обн. 9-17, обр. 3158. 4-9. *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi) *beta* morph Klapper & Johnson, 1980, I-элемент; 4, 6, 8 – вид сверху; 5, 7, 9 – вид снизу; 4-7 – обн. 9-17, обр. 03158; 8, 9 – обн. 8, обр. 03192. 10, 11. *Icriodus cf. claudiae* Klapper, 1980, I-элемент, 10 – вид сверху, 11 – вид снизу, обн. 8, обр. 17-106. 12, 13. *Icriodus* sp. (ювенильные формы), I-элемент, вид сверху, обн. 9-17, обр. 223. 14, 15. *Pandorinellina miae* (Bultynck), Pa-элемент, 14 – вид сверху, 15 – вид сбоку, обн. 3, обр. 02653. 16-19. *Pelekysgnathus serratus serratus* Jentzsch, 1962, Pa-элемент, 16, 18 – вид сверху; 17, 19 – вид сбоку, обн. 8, обр. 02735. 20-22. *Pelekysgnathus serratus brunsvicensis* Valenzuela-Ríos, 1994, Pa-элемент, 20, 21 – вид сверху; 22 – вид сбоку, обн. 8, обр. 02735. 23-27. *Gondwania cf. irregularis* (Druce), 1971, Pa-элемент; 23, 24, 26 – вид сверху; 25, 27 – вид снизу; 23 – обн. 9Б-19, обр. 03141; 24, 25 – обн. 8, обр. 02686; 26, 27 – обн. 8, обр. 03195.

**Fig. 8.** Conodonts from the Kulamat Horizon (Regional Substage) in the Mindigulovo section.

1. *Pedavis gilberti* Valenzuela-Ríos, 1994, I-element, upper view, outcrop 3, sample 02441, Upper Lochkovian, Sherlubay Horizon (Regional Substage). 2. *Pedavis longicauda* Murphy, 2005, I-element, upper view, outcrop 8, sample 02741. 3. *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi), 1977 *eta* morph Klapper & Johnson, 1980, I-element, outcrop 9-17, sample 3158, upper view. 4-9. *Latericriodus steinachensis* (Al-Rawi) *beta* morph Klapper & Johnson, 1980, I-element; 4, 6, 8 – upper view; 5, 7, 9 – lower view; 4-7 – outcrop 9-17, sample 03158; 8, 9 – outcrop 8, sample 03192. 10, 11. *Icriodus cf. claudiae* Klapper, 1980, I-element, 10 – upper view, 11 – lower view, outcrop 8, sample 17-106. 12, 13. *Icriodus* sp. (juvenile forms), I-element, upper view, обн. 9-17, sample 223. 14, 15. *Pandorinellina miae* (Bultynck), Pa-element, 14 – upper view, 15 – lateral view, outcrop 3, sample 02653. 16-19. *Pelekysgnathus serratus serratus* Jentzsch, 1962, Pa-element; 16, 18 – upper view; 17, 19 – lateral view, outcrop 8, sample 02735. 20-22. *Pelekysgnathus serratus brunsvicensis* Valenzuela-Ríos, 1994, Pa-element; 20, 21 – upper view, 22 – lateral view, outcrop 8, sample 02735. 23-27. *Gondwania cf. irregularis* (Druce), 1971, Pa-element; 23, 24, 26 – upper view; 25, 27 – lower view; 23 – outcrop 9Б-19, sample 03141; 24, 25 – outcrop 8, sample 02686; 26, 27 – outcrop 8, sample 03195.

кину с соавторами (2011), представлена следующими последовательными стадиями изменений:

1) изменения строения срединного гребня, заключающиеся в неравномерном расположении бугорков в срединном гребне, отсутствии в нем сулкуса в первых представителях семейства эогнатодонтид (*Gondwania irregularis*) и его наличии в последующих (*Gondwania profunda*) с вариациями ширины и глубины (в стратиграфически более верхних слоях встречаются морфотипы с широким плоским сулкусом, с едва намечающимся третьим рядом бугорков в середине – *G. profunda* psi морфотип Murphy, 2005 (см. рис. 9, фиг. 20));

2) развитие третьего центрального ряда бугорков – *Eognathodus zeravshanicus* (см. рис. 9, фиг. 23, 24), *Eognathodus trilinearis* (см. рис. 9, фиг. 25-27).

3) характер соединения свободного листа с платформой: с одним боковым краем платформы – *Eognathodus zeravshanicus* (см. рис. 9, фиг. 23, 24), с двумя – *Eognathodus trilinearis* (см. рис. 9, фиг. 25-27), с центральным гребнем на платформе – *Polygnathus pireneae* (см. рис. 9, фиг. 28).

Таким образом, выделенные на основе эволюции эогнатодонтид конодонтовые подразделения в Миндигуловском разрезе в целом сопоставимы с конодонтовой шкалой Lane & Ormiston, 1979 (см. рис. 2). Намеченная в разрезе филолиния *Gondwania irregularis*–*Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei*–*Eognathodus zeravshanicus*, *Eognathodus trilinearis*–*Polygnathus pireneae* сходна с установленными в Австралии (Mawson, 1998) и Южном Тянь-Шане (Bardashev et al., 2002; Елкин и др., 2011), Китае (Lu et al., 2016, 2019). Совместное наличие в разрезе Миндигуловский в нижнепражских

отложениях глубоководной фауны Eognathodontidae, мелководной Icriodontidae и присутствие в конодонтовых комплексах космополитных видов позволяют проводить глобальные корреляции разнофациальных отложений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований пражские отложения в разрезе Миндигуловский впервые получили конодонтовую характеристику. Выделено четыре конодонтовых подразделения в ранге слоев с фауной: слои с *Gondwania irregularis*, *Latericriodus steinachensis*; слои с *Pelekysgnathus serratus*; слои с *Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei*; слои с *Polygnathus zeravshanicus*, *Polygnathus pireneae*. Выделенные подразделения хорошо коррелируются с конодонтовой шкалой Lane & Ormiston, 1979. Намеченная филолиния *Gondwania irregularis*–*Gondwania profunda*, *Pseudogondwania kindlei*–*Eognathodus zeravshanicus*, *Eognathodus trilinearis*–*Polygnathus pireneae* также хорошо сопоставляется с эволюционными линиями эогнатодонтид в разрезах пражских отложений Австралии, Тянь-Шаня и Китая.

Присутствие в разрезе Миндигуловский в нижнепражских отложениях совместно с глубоководной фауной эогнатодонтид мелководной фауны икриодонтид дает возможность проводить корреляции разнофациальных разрезов.

В разрезе Миндигуловский отмечается проявление глобального пограничного лохковско/пражского события, выраженного в седиментологических (смена лохковских темноцветных, тонкослоистых,

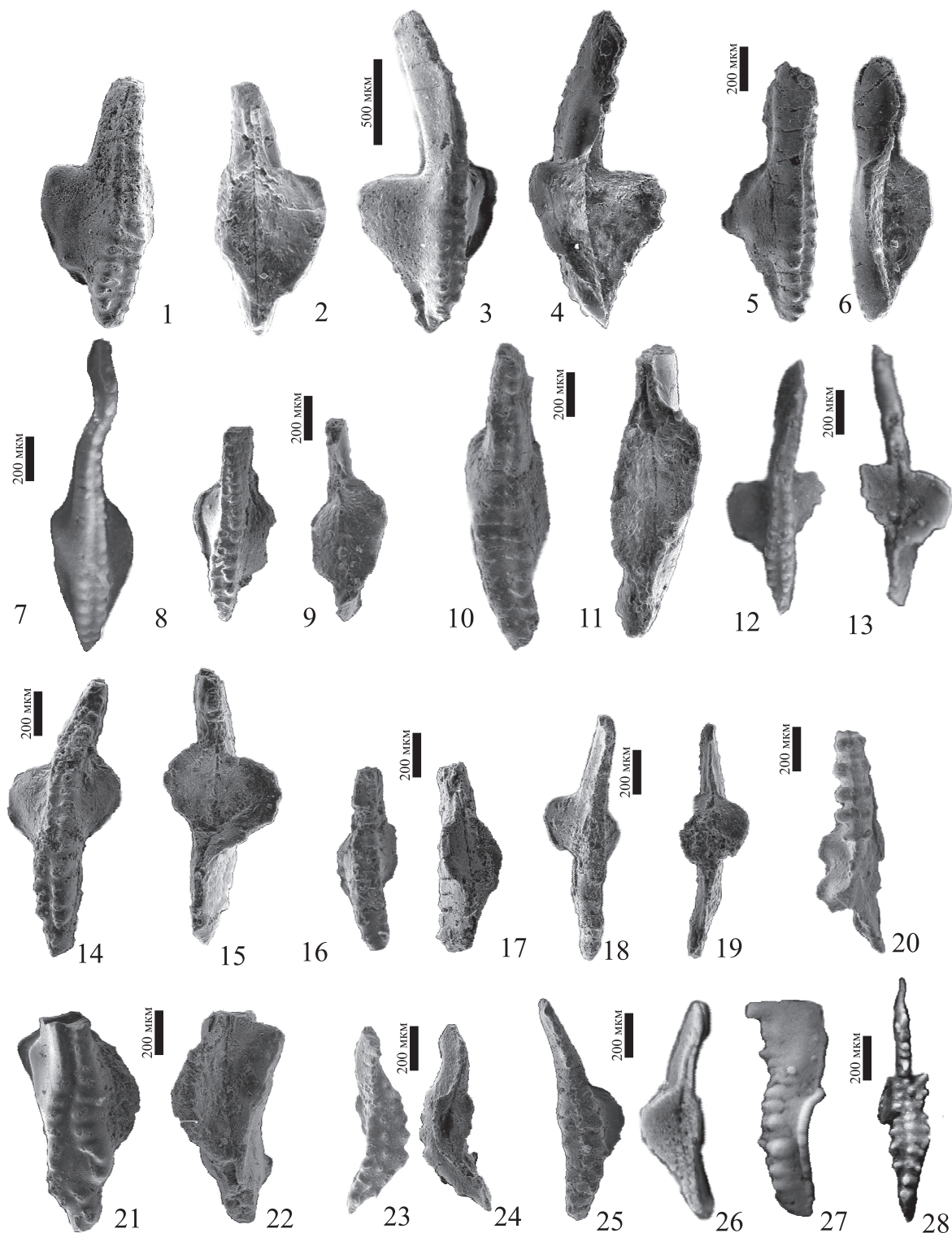


Рис. 9. Конодонты из верхнепражских отложений (тютюленского горизонта) разреза Миндигуловский.

1–11. *Gondwania profunda* Murphy, 2005, Pa-элемент, 1, 3, 5, 7, 8, 10 – вид сверху, 2, 4, 6, 11 – вид снизу; 1, 7 – обн. 9А-17 обр. 468; 3, 6, 8, 10 – обн. 10, обр. 03174. 12–19. *Pseudogondwania* cf. *kindlei* (Lane & Ormiston), 1979, Pa-элемент; 12, 14, 16, 18 – вид сверху, 13, 15, 17, 19 – вид снизу, обн. 9А-17, обр. 03166. 20. *Caudicriodus* cf. *curvicauda* (Carls & Gandl, 1969), I-элемент, вид сверху, обн. 8, обр. 03174. 21, 22. *Gondwania profunda* пси морфотип Murphy, 2005, Pa-элемент, 20 – вид сверху, 21 – вид снизу, обн. 10, обр. 03174. 23, 24. *Eognathodus zeravshanicus* (Bardashev et Ziegler, 1992), Pa-элемент, 23 – вид сверху, 24 – вид снизу. 25–27 – *Eognathodus trilinearis* (Cooper, 1973), 25 – вид сверху, 26 – вид снизу, 27 – вид сбоку, обн. 10, обр. 465. 28. *Polygnathus* cf. *pirenae* Voersma, 1974, Pa-элемент, вид сверху, обн. 10, обр. 231.

**Fig. 9.** Upper Pragian conodonts from the Tyutyulensky Horizon (Regional Substage) of the Mindigulovo section.

1–11. *Gondwania profunda* Murphy, 2005, Pa-element, 1, 3, 5, 7, 8, 10 – upper view; 2, 4, 6, 11 – lower view; 1, 7 – outcrop 9A-17, sample 468; 3, 6, 8, 10 – outcrop 10, sample 03174. 12–19. *Pseudogondwania* cf. *kindlei* (Lane & Ormiston), 1979, Pa-element; 12, 14, 16, 18 – upper view; 13, 15, 17, 19 – lower view, outcrop 9A-17, sample 03166. 20. *Caudicriodus* cf. *curvicauda* (Carls & Gandl, 1969), I-element, upper view, outcrop 8, sample 03174. 21, 22. *Gondwania profunda* пси морфотип Murphy, 2005, Pa-element, 20 – upper view, 21 – lower view, outcrop 10, sample 03174; 23, 24. *Eognathodus zeravshanicus* (Bardashev et Ziegler, 1992), 23 – upper view, 24 – lower view; 25–27. *Eognathodus trilinearis* (Cooper, 1973), 25 – upper view, 26 – lower view, 27 – lateral view, outcrop 10, sample 465. 28. *Polygnathus* cf. *pirenae* Boersma, 1974, Pa-element, upper view, outcrop 10, sample 231.

биокластовых известняков средне- и толстослоистыми доломитизированными известняками с глинистыми сланцами в основании последних) и биофациальных изменениях, заключающихся в резком и полном вымирании доминирующих в среднем лохкове родов *Lanea*, *Ancyrodelloides*, *Flajsella* и постепенном распространении мелководных конодонтов семейства Icriodontidae.

#### Благодарности

Авторы благодарны д.г.-м.н. О.В. Артюшковой за организацию полевых работ и описание разреза в течение двух сезонов, ценные консультации и советы в процессе написания статьи. Авторы также выражают признательность рецензентам за внимательное прочтение рукописи и полезные замечания.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Елкин Е.А., Изох Н.Г., Веддиге К., Ерина М.В., Валенсуэла-Риос Х.И., Апекина Л.С. (2011) Филогения эогнатонтид и полигнатид из разрезов Китайского государственного геологического запоевника (Зеравшано-Гиссарская горная область, Узбекистан) как основа для совершенствования пражско-эмской стандартной зональной шкалы по конодонтам. *Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу "Геология и геофизика"*, **52**(15), 37-45.
- Легенда Южно-Уральской серии листов Госгеолкарты Российской Федерации м-ба 1 : 200 000 (издание второе). (1999) СПб.: ВСЕГЕИ.
- Мавринская Т.М., Артюшкова О.В. (2020) Лохковские отложения западного склона Южного Урала, их расчленение и глобальная корреляция на основе конодонтовой фауны. *Изв. Томского политехн. ун-та. Инжиниринг георесурсов*, **331**(3), 213-225.
- Субрегиональные стратиграфические схемы девона западного склона Урала (докембрий, палеозой). (1993) *Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой)*. (Под ред. Н.Я. Анцыгина, Б.А. Попова, Б.И. Чувашова). Екатеринбург.
- Тяжева А.П., Жаворонкова Р.А., Гарифуллина А.А. (1976) Кораллы и брахиоподы нижнего девона Южного Урала. М.: Наука, 223 с.
- Bardashev I.A., Weddige K., Ziegler W. (2002) Phylomorphogenesis of some Early Devonian platform conodonts. *Senckenbergiana Lethaea*, **82**(2), 375-451.
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geologic Time Scale*, **1**(20). Amsterdam: Elsevier, 559-601. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00022-6>
- Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **423**. URL: <http://sp.lyellcollection.org>
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. (2020) Geologic Periods: Phanerozoic. Ch. 22. The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale*, **2**. Amsterdam: Elsevier, 733-810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>
- Chlupáč I., Lukes P. (1999) Pragian/Zlichovian and Zlichovian/Dalejan boundary sections in the Lower Devonian of the Barrandian area, Czech Republic. *Newslett. Stratigr.*, **37**(1/2), 75-100.
- Chlupáč I., Kukul Z. (1986) Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. (Ed. O.H. Walliser). *Global Bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**, 169-179.
- Chlupáč I., Kukul Z. (1988) Possible global events and the stratigraphy of the Paleozoic of the Barrandian (Cambrian-Middle Devonian, Czechoslovakia). *Sborník geologických věd, Geologie*, **43**, 83-146.
- Chlupáč I., Oliver W.A. (1989) Decision on the Lochkovian-Pragian boundary stratotype (Lower Devonian). *Episodes*, **12**, 109-113.
- Guidelines and statutes of the International Commission Stratigraphy (ICS). (1986) (J.W. Cowie, W.H. Ziegler, A. Boucot, M.G. Bassett, J. Remane). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **83**, 1-14.
- Hladil J., Slavík L., Schnabl P., Koptíková L., Frána J., Vacek F., Bábek O. (2008) The gross environmental phenomenon of the classical Pragian stage ("hot lowstand"). (Ed. A. Bjorlykke). *X-CD Technologies, 33<sup>rd</sup> International Geological Congress, International Union of Geological Sciences. Abstract CD-ROM, HPF-01 General contributions to paleontology and historical geology, part 1*, 1343454.
- Klapper G. (1977) Lower and Middle Devonian conodont sequence in central Nevada, with contributions by D.B. Johnson. *Western North America: Devonian*. (Eds M.A. Murphy, W.B.N. Berry, C.A. Sandberg). *University California, Riverside Campus Museum, Contribution*, **4**, 33-54.
- Koptíková L., Hladil J., Slavík L., Bábek O., Čejchan P. (2010) Fine-grained non-carbonate particulates embedded in neritic to pelagic limestones (Lochkovian to Emilian, Prague Synform, Czech Republic): Composition, provenance and links to magnetic susceptibility and gamma-ray logs. *Geol. Belgica*, **13**(4), 407-430.
- Lane H.R., Ormiston A.R. (1979) Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmontrout rive area, East-Central Alas-

- ka. *Geologica Palaeontol.*, **13**, 39-96.
- Lu J.-F., Qie W.-Q., Chen X.-Q. (2016) Pragian and lower Emsian (Lower Devonian) conodonts from Liujing, Guangxi, South China. *Alcheringa*, **40**, 275-296. ISSN 0311-5518.
- Lu J.-F., Valenzuela-Ríos J.I., Liao J.-C., Wang Yi. (2019) Polygnathids (Conodonts) around the Pragian/Emsian boundary from the Dacun-1 section (central Guangxi, South China). *J. Paleontol.*, **93**(6), 1210-1220. <https://doi.org/10.1017/jpa.2019.31>
- Mavrinskaya T.M., Artyushkova O.V. (2017) Conodont characteristic of the Lochkovian–Pragian boundary interval in the Mindigulovo section (western slope of the Southern Urals). *Palaeobiodivers. Palaeoenviron.*, **97**(3), 391-404. <https://doi.org/10.1007/s12549-017-0292-1>.
- Mavrinskaya T.M., Slavik L. (2013) Correlation of Early Devonian (Lochkovian–early Pragian) conodont faunas of the South Urals (Russia). *Bull. Geosci.*, **88**(2), 283-296.
- Murphy M.A. (2005) Pragian conodont zonal classification in Nevada, western North America. *Revista Española de Paleontología*, **20**, 177-206.
- Philip G.M. (1965) Lower Devonian conodonts from the Tyers area, Gippsland, Victoria. *Proc. Royal Soc. Victoria*, **79**, 95-121.
- Slavík L. (2004) The Pragian–Emsian conodont successions of the Barrandian area: Search of an alternative to the GSSP Polygnathid–based correlation concept. *Geobios*, **37**, 454-470.
- Mawson R. (1998) Thoughts on Late Pragian–Emsian polygnathid evolution: documentation and discussion. (Ed. H. Szaniawski). *Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI)*. *Palaeontol. Polonica*, **58**, 201-211.
- Slavík L., Hladil J. (2004) Lochkovian Pragian GSSP revisited: Evidence about conodont taxa and their stratigraphic distribution. *Newslett. Stratigr.*, **40**(3), 137-153.
- Slavík L., Valenzuela-Ríos J.I., Hladil J., Carls P. (2007) Early Pragian conodont–based correlations between the Barrandian area and the Spanish central Pyrenees. *Geol. J.*, **42**, 499-512.
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotope data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **104**, 139-152.
- Walliser O.H. (1996) Global Events in the Devonian and Carboniferous. (Ed. Walliser O.H.). *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, 225-250.
- Weddige K. (1987) The lower Pragian boundary (Lower Devonian) based on the conodont species *Eognathodus sulcatus*. *Senckenbergiana Lethaea*, **67**(5/6), 479-487.
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to Mid–Carboniferous. (Ed. R.J. Aldridge). *Palaeobiology of Conodonts*, 147-164.
- Ziegler W., Weddige K. (1999) Zur Biologie, Taxonomie und Chronologie der Conodonten. *Paläontologische Zeitschrift*, **73**, 1-38.
- Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geologic Time Scale*, **1**(20). Amsterdam: Elsevier, 559-601. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00022-6>
- Becker R.T., Königshof P., Brett C.E. (2016) Devonian climate, sea level and evolutionary events: an introduction. *Geolog. Soc., Spec. Publ.*, **423**. URL: <http://sp.lyellcollection.org>
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. (2020) Geologic Periods: Phanerozoic. Ch. 22. The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *The Geologic Time Scale*, **2**. Amsterdam: Elsevier, 733-810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>
- Chlupáč I., Lukes P. (1999) Pragian/Zlichovian and Zlichovian/Dalejan boundary sections in the Lower Devonian of the Barrandian area, Czech Republic. *Newslett. Stratigr.*, **37**(1/2), 75-100.
- Chlupáč I., Kukul Z. (1986) Reflection of possible global Devonian events in the Barrandian area, C.S.S.R. (Ed. Walliser O.H.). *Global Bio-events. Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**, 169-179.
- Chlupáč I., Kukul Z. (1988) Possible global events and the stratigraphy of the Paleozoic of the Barrandian (Cambrian–Middle Devonian, Czechoslovakia). *Sborník geologických věd, Geologie*, **43**, 83-146.
- Chlupáč I., Oliver W.A. (1989) Decision on the Lochkovian–Pragian boundary stratotype (Lower Devonian). *Episodes*, **12**, 109-113.
- Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS). (1986) (J.W. Cowie, W.H. Ziegler, A. Boucot, M.G. Bassett, J. Remane). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **83**, 1-14.
- Hladil J., Slavík L., Schnabl P., Koptíková L., Frána J., Vacek F., Bábek O. (2008) The gross environmental phenomenon of the classical Pragian stage (“hot lowstand”). (Ed. A. Bjorlykke). *X–CD Technologies, 33<sup>rd</sup> International Geological Congress, International Union of Geological Sciences. Abstract CD-ROM, HPF-01 General contributions to paleontology and historical geology, pt 1*, 1343454.
- Klapper G. (1977) Lower and Middle Devonian conodont sequence in central Nevada, with contributions by D.B. Johnson. *Western North America: Devonian*. (Eds M.A. Murphy, W.B.N. Berry, C.A. Sandberg). *University California, Riverside Campus Museum, Contribution*, **4**, 33-54.
- Koptíková L., Hladil J., Slavík L., Bábek O., Čejchan P. (2010) Fine-grained non-carbonate particulates embedded in neritic to pelagic limestones (Lochkovian to Emsian, Prague Synform, Czech Republic): Composition, provenance and links to magnetic susceptibility and gamma-ray logs. *Geol. Belgica*, **13**(4), 407-430.
- Lane H.R., Ormiston A.R. (1979) Siluro–Devonian biostratigraphy of the Salmontrout Rive area, east–central Alaska. *Geologica et Palaeontologica*, **13**, 39-96.
- Legend of the South Ural series of sheets of the State Geological Map of the Russian Federation scale 1 : 200 000 (second ed.). (1999) St.Petersburg, VSEGEI. (In Russ.)
- Lu J.-F., Qie W.-Q., Chen X.-Q. (2016) Pragian and lower Emsian (Lower Devonian) conodonts from Liujing, Guangxi, South China. *Alcheringa*, **40**, 275-296. ISSN 0311-5518.
- Lu J.-F., Valenzuela-Ríos J.I., Liao J.-C., Wang Yi. (2019)

## REFERENCES

- Bardashev I.A., Weddige K., Ziegler W. (2002) Phylomorphogenesis of some Early Devonian platform conodonts. *Senckenbergiana Lethaea*, **82**(2), 375-451.
- Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O. (2012) Devonian

- Polygnathids (Conodonta) around the Pragian/Emsian boundary from the Dacun-1 section (central Guangxi, South China). *J. Paleontol.*, **93**(6), 1210-1220. <https://doi.org/10.1017/jpa.2019.31>
- Mavrinskaya T.M., Artyushkova O.V. (2017) Conodont characteristic of the Lochkovian–Pragian boundary interval in the Mindigulovo section (western slope of the Southern Urals). *Palaeobiodivers. Palaeoenviron.*, **97**(3), 391-404. <https://doi.org/10.1007/s12549-017-0292-1>
- Mavrinskaya T.M., Artyushkova O.V. (2020) Lochkovian deposits of the western slope of the Southern Urals, their subdivision and global correlation based on conodont fauna. *Izv. Tomsk. Politekh. Un-ta. Inzhiniring Geoursov*, **331**(3), 213-225. (In Russ.)
- Mavrinskaya T.M., Slavik L. (2013) Correlation of Early Devonian (Lochkovian–early Pragian) conodont faunas of the South Urals (Russia). *Bull. Geosci.*, **88**(2), 283-296.
- Mawson R. (1998) Thoughts on Late Pragian–Emsian polygnathid evolution: documentation and discussion. (Ed. H. Szaniawski). *Proceedings of the Sixth European Conodont Symposium (ECOS VI)*. *Palaeontol. Polonica*, **58**, 201-211.
- Murphy M.A. (2005) Pragian conodont zonal classification in Nevada, western North America. *Revista Española de Paleontología*, **20**, 177-206.
- Philip G.M. (1965) Lower Devonian conodonts from the Tyers area, Gippsland, Victoria. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, **79**, 95-121.
- Slavík L. (2004) The Pragian–Emsian conodont successions of the Barrandian area: Search of an alternative to the GSSP Polygnathid–based correlation concept. *Geobios*, **37**, 454-470.
- Slavík L., Hladil J. (2004) Lochkovian Pragian GSSP revisited: Evidence about conodont taxa and their stratigraphic distribution. *Newslett. Stratigr.*, **40**(3), 137-153.
- Slavík L., Valenzuela-Ríos J.I., Hladil J., Carls P. (2007) Early Pragian conodont–based correlations between the Barrandian area and the Spanish central Pyrenees. *Geol. J.*, **42**, 499-512.
- Stratigraphic charts of the Urals (pre-Cambrian, Paleozoic). (1993) (Eds N.Y. Antsygin, B.A. Popov, B.I. Chuvashev). Ekaterinburg. (In Russ.)
- Talent J.A., Mawson R., Andrew A.S., Hamilton P.J., Whitford D.J. (1993) Middle Palaeozoic extinction events: faunal and isotope data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **104**, 139-152.
- Tyazheva A.P., Zhavoronkova R.A., Garifullina A.A. (1976) The Lower Devonian corals and brachiopods in the South Urals. Moscow, Nauka Publ., 223 p. (In Russ.)
- Yolkin E.A., Izokh N.G., Weddige K., Erina M.V., Valenzuela-Ríos J.I., Apekina L.S. (2011) Eognathodid and polygnathid lineages from the Kitab state geological reserve sections (Zeravshan-Gissar mountainous area, Uzbekistan) as the bases for improvements of Pragian–Emsian standard conodont zonation. *News of paleontology and stratigraphy, Supplement to the journal "Geology and Geophysics"*, **52**(15), 37-45. (In Russ.)
- Walliser O.H. (1996) Global Events in the Devonian and Carboniferous. (Ed. O.H. Walliser). *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*, 225-250.
- Weddige K. (1987) The lower Pragian boundary (Lower Devonian) based on the conodont species *Eognathodus sulcatus*. *Senckenbergiana Lethaea*, **67**(5/6), 479-487.
- Ziegler W., Lane H.R. (1987) Cycles in conodont evolution from Devonian to mid–Carboniferous. (Ed. R.J. Aldridge). *Palaeobiology of conodonts*, 147-164.
- Ziegler W., Weddige K. (1999) Zur Biologie, Taxonomie und Chronologie der Conodonten. *Paläontologische Zeitschrift*, **73**, 1-38.

УДК 581.33:551.734.(470.4+574.1)

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-970-981

## Первые палинологические данные из аматского и плявиньского горизонтов Главного девонского поля

О. П. Тельнова

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mail: telnova@geo.komisc.ru

Поступила в редакцию 05.04.2023 г., принята к печати 17.05.2023 г.

**Объект исследования.** Споры высших растений из франских отложений Главного девонского поля. **Материал и методы.** В основу работы положены материалы, полученные при палинологическом изучении подснегорских слоев аматского и снетогорских слоев плявиньского горизонтов Главного девонского поля. Определение таксономического состава палиноспектров позволило уточнить возраст изученных отложений и провести их корреляцию с палинокомплексами разрезов Тимано-Североуральского региона и конодонтовой зональностью Международной стратиграфической схемы девона. Для палинологического анализа была использована усовершенствованная методика мацерации И.Х. Шумилова и О.П. Тельновой, позволившая получить положительные результаты. **Результаты.** Впервые в разрезах аматского и плявиньского горизонтов ГДП установлены споры высших растений. Описаны палиноспектры подснегорских слоев аматского и снетогорских слоев плявиньского горизонтов. Палиноспектры подснегорских слоев скоррелированы с палинокомплексом из верхней части тиманского, снетогорских слоев – с палинокомплексом саргаевского горизонтов, установленных в Тимано-Печорской провинции. Выделенные палиноспектры дополняют ранее изученные в этих разрезах ассоциации фауны позвоночных и беспозвоночных, а также редкой макрофлоры. Палиноспектры из снетогорских слоев скоррелированы с палинокомплексом региональной зоны *Cristatisporites deliquescentis* – *Archaeoperisaccus mennerii* Тимано-Печорской провинции. Палинозона характеризует стратиграфический интервал, соответствующий конодонтовым зонам *rugosa* – *transitans* (средняя – верхняя части саргаевского горизонта). **Выводы.** Установленный палинокомплекс из снетогорских слоев соответствует средней части саргаевского горизонта – стратиграфический интервал конодонтовой зоны *rugosa*. В результате палинологических исследований впервые получена привязка регионального стратиграфического подразделения ГДП к стандартной конодонтовой зоне.

**Ключевые слова:** биостратиграфия, Главное девонское поле, аматский и плявиньский горизонты, споры высших растений

### Источник финансирования

Исследования проводятся в рамках государственного задания Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; ЕГИСУ НИОКТР – 122040600008-5

## First palynological data from the Amat and Plyavinsky Horizons of the Main Devonian field

Olga P. Telnova

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,  
e-mail: telnova@geo.komisc.ru

Received 05.04.2023, accepted 17.05.2023

**Research subject.** Spores of higher plants from the Early Frasnian deposits of the Main Devonian Field. **Material and methods.** The work is based on the biostratigraphic method with the following stages: determination of the taxonomic composition of palynospectra, substantiation of the host rocks age, and data correlation. Palynological analysis was conducted using an improved technique by I.Kh. Shumilov and O.P. Telnova, which produced positive results. **Results.** For the first time, spores of higher plants were found in the sections of the Amatsky and Plyavinsky Horizons of the Main Devonian Field. The palynospectra of the Podsnegorsk layers of the Amat and Snetogorsk layers of the Plyavinsky Horizons were described. The palynospectra of the Podsnegorsk layers are correlated with the palynoassemblage from the upper part of the Timan, and the Snetogorsk layers are correlated with the palynoassembly of the Sargaev Horizons, established in the

**Для цитирования:** Тельнова О.П. (2023) Первые палинологические данные из аматского и плявиньского горизонтов Главного девонского поля. *Литосфера*, 23(6), 970-981. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-970-981>

**For citation:** Telnova O.P. (2023) First palynological data from the Amat and Plyavinsky Horizons of the Main Devonian field. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 970-981. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-970-981>

© О.П. Тельнова, 2023



Timan-Pechora province. The identified palynospectra complement the associations of vertebrate and invertebrate fauna, as well as rare macroflora, previously studied in these sections. The palynospectra from the Snetogorsk beds are correlated with the palynoassemblage of the *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii* regional zone of the Timan-Pechora province. The palynozone characterizes the stratigraphic interval corresponding to the rugosa–transitans conodont zones (middle–upper part of the Sargaev Horizon). *Conclusions.* The established palynoassemblage from the Snetogorsk layers corresponds to the middle part of the Sargaev Horizon – the stratigraphic interval of the rugosa conodont zone. For the first time, the conducted palynological studies established a binding between the regional stratigraphic unit of the Main Devonian Field and the standard conodont zone.

**Keywords:** *biostratigraphy, Main Devonian field, Amatsky and Plavinsky Horizons, spores of higher plants*

#### Funding information

*The research was carried out within the framework of the State task of the Institute of Geology of the Federal Research Center of the Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences; EGISU NIOKTR – 122040600008-5*

#### Acknowledgements

The author expresses her gratitude to V.V. Babenko (SyktSU), I.O. Evdokimova (VSEGEI), and A.O. Ivanov (St. Petersburg State University) for participation in the organization and conduction of field works; to A.G. Sazhina (IG FRC KSC UB RAS) for the successful results of maceration of rock samples for palynological analysis; and to D.V. Zbukova (VSEGEI) for advice on the use of the “Vitrogel” polymer medium.

## ВВЕДЕНИЕ

Палиностратиграфическое изучение разрезов Главного девонского поля (ГДП) направлено на обоснование современного уровня границы среднего и верхнего девона, совершенствование региональных стратиграфических схем как основы для всех видов геологических работ, включая прогноз, поиски и разведку месторождений полезных ископаемых. Актуальность темы обусловлена продолжающейся более 20 лет дискуссией о положении нижней границы франского яруса (соответственно границы среднего и верхнего девона) на территории Восточно-Европейской платформы (Евдокимова, 2023; Иванов, 2023; Тельнова, Шумилов, 2023).

Девонские отложения на территории ГДП (Северо-Западный субрегион Восточно-Европейской платформы), несмотря на то что представлены разнофациальными отложениями, характеризуются выдержанными строением и объемом и содержат многочисленные остатки фауны (Сорокин, 1978; Иванов и др., 2012; Иванов, 2023). Представители ортостратиграфической группы – конодонты, в живетских терригенных отложениях не найдены. Во фране по конодонтам выделены зоны: *Polygnathus lanei* для подснетогорско-снетогорского интервала, *Polygnathus xylus* – *Polygnathus geimersi* для псковско-дубниковского интервала, *Polygnathus pollocki* для порховско-ильменьского интервала и *Polygnathus efimovae* для бурежско-снежского интервала. Однако конодонты представлены мелководными полигнатидами, не позволяющими провести детальное сопоставление с зонами стандартной конодонтовой шкалы (Zhuravlev et al., 2006). Границу живетского и франского ярусов условно проводят в подош-

ве аматского горизонта (Иванов, 2023). Наиболее существенная смена таксономического состава в ихтиокомплексах наблюдается на границе гауйского и аматского, аматского и плявиньского горизонтов.

Девонские отложения на территории ГДП изучаются с начала XIX в. История исследований, геологическое строение, стратиграфия и палеонтологическая характеристики девонских отложений Главного девонского поля детально описаны в многочисленных публикациях и достаточно полно обобщены в путеводителе “Опорные разрезы эйфельских-нижнефранских отложений востока Главного девонского поля” (Иванов и др., 2012). Путеводитель хорошо проиллюстрирован фотографиями и схемами, что позволило сохранить актуальность этой работы спустя десятилетия. Поэтому в представляемой работе использованы стратиграфические схемы, описания фауны и литологической характеристики пород, опубликованные в путеводителе.

Франский ярус в стратиграфической схеме ГДП представлен тремя горизонтами – аматским, плявиньским и дубниковским. Палиноспектры (ПС) подснетогорских слоев аматского и нижней части снетогорских слоев плявиньского горизонтов в разрезе “Писковичи” содержат единичные споры высших растений, не уточняющие стратиграфический возраст отложений, ранее установленный по комплексам фауны (Иванов и др., 2012), в данной публикации разрез не рассматривается. Ранее (Тельнова, 2013) была опубликована палинологическая характеристика дубниковского горизонта в разрезе “Изборский карьер” (Псковская область) ГДП. Поэтому в настоящей работе дана только краткая характеристика снетогорских слоев плявиньского горизонта в разрезе “Снетная Го-

ра”. Результаты изучения палиноспектров из разрезов ГДП позволили уточнить и скоррелировать по биоэонам разнофациальные континентальные и морские отложения пограничного интервала среднего и верхнего девона на европейском Северо-Востоке России.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для палинологического анализа отбирались предпочтительнее образцы глин, алевролитов и аргиллитов темно-серого цвета (примерно по 100–150 г). Породы обрабатывались по методике, первоначально предложенной для преимущественно континентальных палеозойских отложений Среднего Тимана (Шумилов, Тельнова, 2013а, б). В настоящее время эта методика опробована на образцах девонских пород из различных регионов Восточно-Европейской платформы (Артюшкова и др., 2022). Основным отличием данной методики от стандартной (Методические рекомендации..., 1986; Тельнова, 2007) является включение в циклы мацерации (после дробления породы, удаления карбонатности и глинистых составных), удаления тонких минеральных фракций с помощью тонкоячеистого сита (15 мкм), а также ультразвуковой обработки для очищения поверхности спор от органических загрязнений.

Ранее (сборы 2016 г. А.О. Иванова) из разрезов “Снетная Гора” и “Писковичи” для палинологического анализа образцы были обработаны по стандартной методике извлечения спор из палеозойских осадков (Методические рекомендации..., 1986), не давшей положительного результата. Палиноспектры, полученные в ходе применения усовершенствованной методики обработки проб девонских отложений (Шумилов, Тельнова, 2013а, б), хотя и содержат небольшое количество спор (от 1 до 17 экз.), но формы имеют хорошую сохранность и не вызывают сомнений в установлении их таксономической принадлежности.

Но такое небольшое содержание спор в ПС недостаточно для проведения статистического анализа. Поэтому оставшаяся после первичной обработки крупная фракция (включения известняка, мергеля) была раздроблена и подвергнута дополнительной мацерации (с различными временными вариантами обработки, изменениями последовательности и концентрации реагентов). Эта дополнительная обработка образцов положительных результатов не принесла. Однако помогла сделать выводы для организации дальнейших исследований: 1) из разрезов ГДП на палинологический анализ нужно отбирать образцы в значительно большем чем 100 г количестве; 2) необходимо совершенствование методики мацерации с подборкой последовательности этапов обработки и концентраций реагентов под фациальные особенности разрезов ГДП.

Постоянные палинологические препараты были приготовлены на синтетической полимерной среде “Витрогель” и исследовались под световым микроскопом АХЮ Lab.A 1 (с цифровой камерой АХЮCamICc 5). Из каждого образца выделен ПС, отражающий таксономический состав спор с количественным учетом каждого таксона. Для таксономического определения дисперсных спор из девонских пород использовалась наиболее распространенная в настоящее время классификация Р. Потонье и Г. Кремпа (Potonie, Kremp, 1954, 1970), основанная на морфологических признаках. При интерпретации результатов главную роль играли руководящие виды спор, второстепенную – их количественное содержание. Выделение палинокомплексов и обоснование их возраста проводились на базе общих принципов палиностратиграфических исследований.

Палиноспектры, полученные из девонских разрезов ГДП, сравнивались прежде всего с палинокомплексами, установленными в стратотипических и наиболее стратиграфически полных разрезах Южного и Среднего Тимана, прослеженных в других районах Тимано-Североуральского региона. Из девонских разрезов ГДП определены 16 видов девонских спор, принадлежащих 9 родам. По морфологической классификации дисперсных спор позднего палеозоя (Ошуркова, 2003) родовые названия *Spelaeotriletes* в настоящей работе заменены на *Calypptosporites*.

Эталонные препараты хранятся в лаборатории стратиграфии Института геологии ФИЦ КНЦ УрО РАН и музее ИГ, коллекция № 433.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Ранее геологические разрезы “Снетная Гора” и “Писковичи” были уже детально описаны (Иванов и др., 2012). В данной публикации приводятся описания только слоев, из которых были отобраны образцы на палинологический анализ. Дана краткая характеристика пород с указанием местонахождения (№ слоя) на схемах (Иванов и др., 2012, рис. 26, 28).

Стратотип снетогорских слоев находится на Снетной Горе (Псковская область, правый берег р. Великая, нижнее течение). Терригенно-карбонатные отложения снетогорских и псковских слоев плевиньского горизонта обнажены в береговом обрыве, высотой до 15 м, протяженностью около 300 м. Отложения снетогорских слоев представлены мергелями, доломитами и известняками с прослойками глин и охарактеризованы комплексами различной фауны. Представители ортостратиграфической группы фауны – конодонты, довольно многочисленные, но представлены только видами, обитавшими в мелководных фациях. Для снетогорских слоев характерно до-

минирование *Polygnathus lanei*. Одноименная конodontовая зона охватывает интервал подснетогорских и снетогорских слоев (Иванов и др., 2012, рис. 3). Ихтиозона *Bothriolepis cellulosa* характеризует снетогорско-псковский интервал. Остракодовая зона *Cavellina batalinae* – снетогорско-дубниковский интервал. Комплекс остракод этой зоны включает виды, общие с “саргаевскими” видам Центрального девонского поля (ЦДП) и Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Комплекс брахиопод близок комплексам ЦДП и Среднего Тимана, что может свидетельствовать о свободном сообщении между этими бассейнами со сходными экологическими обстановками. Мощность снетогорских слоев 10 м.

Далее приводится более детальное описание интервалов разреза, охарактеризованных палиноспектрами. Палиноспектры обр. 1, 2, 2/1, 3/1, 3 из разреза “Снетная Гора” (плявиньский горизонт, снетогорские слои) содержат редкие споры хорошей сохранности со сходным таксономическим составом. Описание слоев разреза, охарактеризованных палиноспектрами дано снизу вверх (рис. 1).

Слой 3. Глина серо-голубая, с красными пятнами, алевролитистая, с линзами серого мергеля. Мощность слоя 0.7 м. В обр. 1 из глины встречены единичные споры (содержание спор в экзemplярах): *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (2), *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk. (1), *Ancyrospora ampulla* Owens (1).

Слой 7. Переслаивание (0.02–0.03 м) глин красно-серой и мергелей серых, фиолетовых. В слое мергеля встречены позвоночные *Bothriolepis*. Мощность слоя 0.27 м. В обр. 2 из глины встречены редкие споры хорошей сохранности: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (3), *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk. (3), *Ancyrospora ampulla* Owens (1), *A. melvillensis* Owens (2), *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh. (1), *Leiotriletes pusillus* Naumova (2), *L. nigratus* Naumova (3), *L. minutissimus* Naumova (2), *Lohpotriletes rugosa* Naumova (2), *Retusotriletes communis* Naumova (2), *Stenozotriletes conformis* Naumova (2), *Archaeoperisaccus mennerii* Naumova (2).

Слой 9. Мергель тонкослоистый, глинистый, серый с розовыми пятнами в нижней части, фиолетовый – в верхней, с тонкими прослоями алевролита в основании слоя. Встречены остатки костных рыб *Glyptolepis* sp. и растений (без таксономических определений). Мощность слоя 0.24 м. В обр. 2/1 из алевролита серого споры единичные, темно-коричневого цвета: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (1), *G. nalivkinii* (Naumova) Obukh. (1), *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mants. (1).

Слой 11. Мергель комковатый, глинистый, серый с розовыми и фиолетовыми пятнами, с прослоями глины зеленовато-серой в кровле. Мощность

слоя 0.22 м. В обр. 3/1 из глины зеленовато-серой в слое мергеля серого споры хорошей сохранности, темно-коричневого цвета, в единичных экземплярах: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (1), *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk. (1), *Ancyrospora ampulla* Owens (1), *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh. (1), *Leiotriletes pusillus* Naumova (1), *L. nigratus* Naumova (1), *L. minutissimus* Naumova (1), *Lohpotriletes rugosa* Naumova (1), *Ancyrospora argutus* (Naumova) Mants., *Archaeoperisaccus mennerii* Naumova (3).

Слой 14. Слой чередования тонких прослоев пестрых глин, алевролита и мергеля. Окраска голубая, фиолетовая и зеленовато-серая с желтыми прожилками. Мощность 0.27 м. В обр. 3 из глины зеленовато-серого цвета с желтыми прожилками споры темно-коричневого цвета: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (1), *Leiotriletes pusillus* Naumova (1), *L. nigratus* Naumova (1), *L. minutissimus* Naumova (1), *Lohpotriletes rugosa* Naumova (1). Мацерат представлен плотным скоплением растительного детрита, встречаются структурированные фрагменты растительных тканей (сосуды).

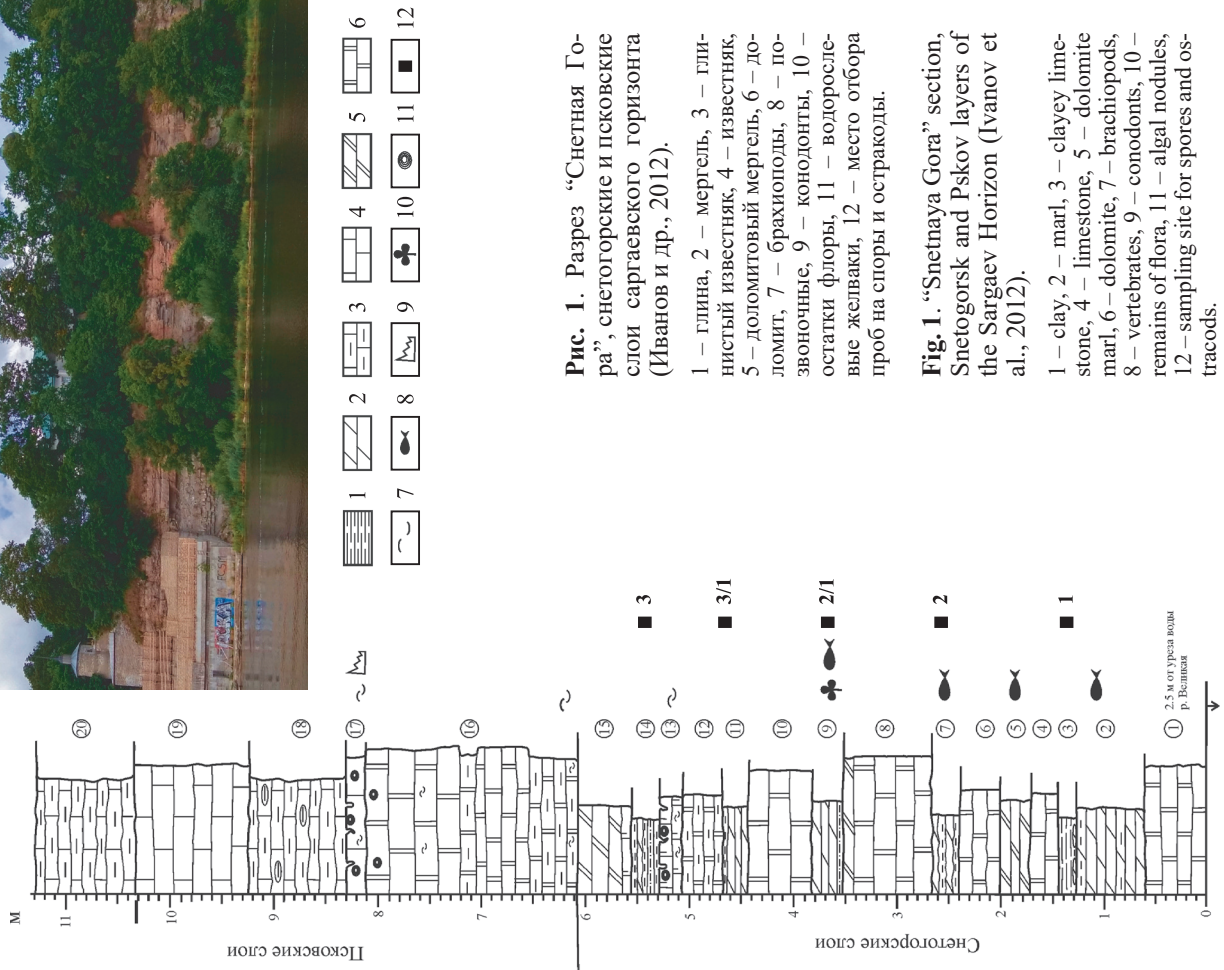
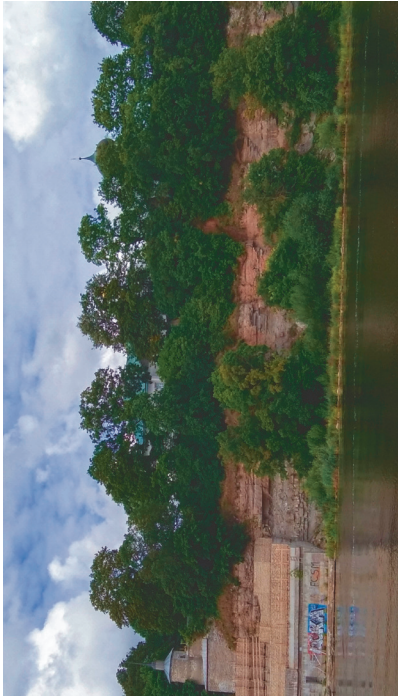
В палиноспектрах из обр. 1, 2, 2/1, 3/1, 3 (рис. 2) доминируют споры рода *Geminospora*. Стратиграфический диапазон рода – от верхнего живета до карбона (наибольшее видовое разнообразие отмечено в отложениях франского яруса). В обр. 2 и 3/1 определены *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh. и *Archaeoperisaccus mennerii* Naumova – виды-индексы одноименной региональной зоны, выделенной в Тимано-Североуральском регионе (Тельнова, 2007; Тельнова, Шумилов, 2023).

Описание разреза “Писковичи” в данной публикации не приводится (даны только ссылки на номера слоев, приведенных в работе А.О. Иванова с соавторами). Здесь удалось выделить единичные споры, не уточняющие стратиграфический возраст отложений, ранее установленный по комплексам фауны (Иванов и др., 2012). Однако эти первые палинологические данные важны, они вселяют надежду на то, что в будущем этот разрез для палиностратиграфических исследований может быть перспективным (с дальнейшей разработкой методик мацерации).

Подснетогорские слои.

Обр. 7 – глина серо-голубая (новая расчистка, по-видимому, подстилает слой 1 в разрезе “Писковичи”; Иванов и др., 2012, рис. 26), вскрытая мощность 0.26 м (рис. 3). Споры *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (3), *Leiotriletes pusillus* Naumova (1), *L. nigratus* Naumova (1), *L. minutissimus* Naumova (1).

Обр. 6 – глина зеленовато-серая (верхняя часть слоя 1 в разрезе “Писковичи”; Иванов и др., 2012, рис. 26). Споры: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (1), *G. micromanifesta* (Naumova) Arkh. var. *collatatus* Tchib. (2), *G. nalivkinii* (Naumova)

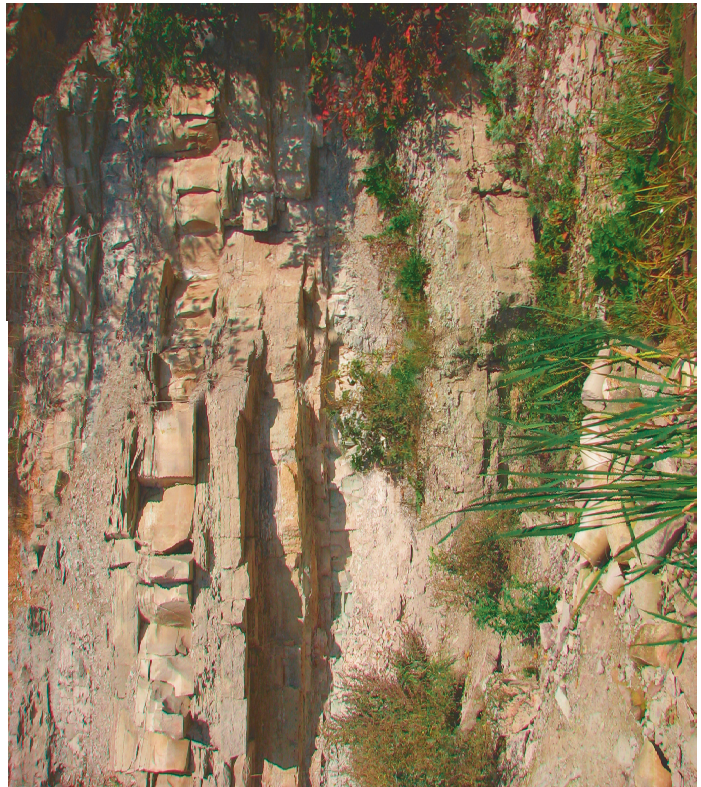


**Рис. 1.** Разрез “Снетная Гора”, снетгорские и псковские слои саргаевского горизонта (Иванов и др., 2012).

1 – глина, 2 – мергель, 3 – глинистый известняк, 4 – известняк, 5 – доломитовый мергель, 6 – доломит, 7 – брахиоподы, 8 – позвоночные, 9 – конодонты, 10 – остатки флоры, 11 – водорослевые желваки, 12 – место отбора проб на споры и остракоды.

**Fig. 1.** “Snetnaya Gora” section, Snetogorsk and Pskov layers of the Sargaev Horizon (Ivanov et al., 2012).

1 – clay, 2 – marl, 3 – clayey limestone, 4 – limestone, 5 – dolomite marl, 6 – dolomite, 7 – brachiopods, 8 – vertebrates, 9 – conodonts, 10 – remains of flora, 11 – algal nodules, 12 – sampling site for spores and ostracods.



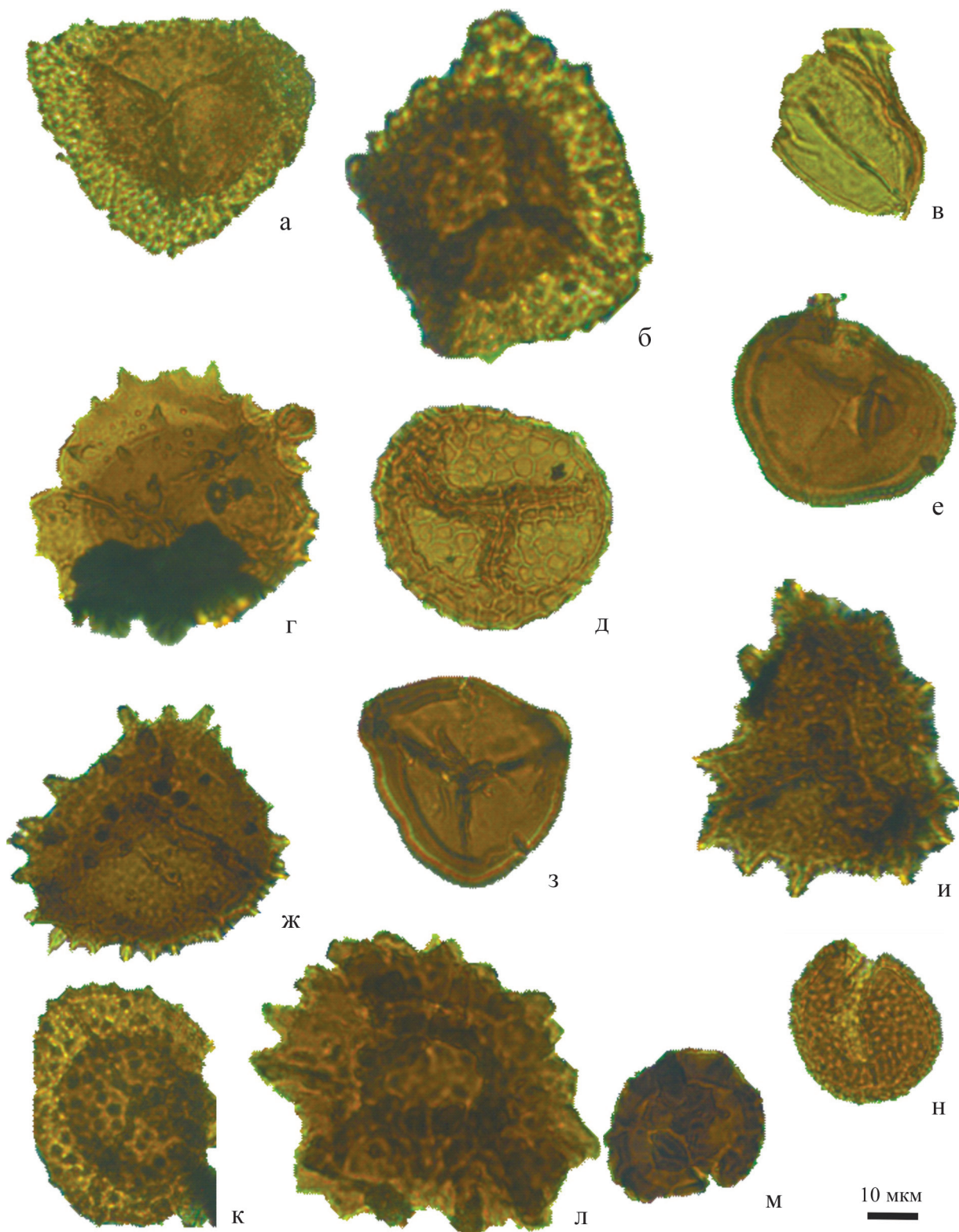


Рис. 2. Характерные виды спор высших растений из снегогорских слоев (плявиньский горизонт).

а – *Calyptosporites bellus* (Naumova) Oshurk., обр. 2/1; б – *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh., обр. 3/1; в – *Archaeoperisaccus mennerii* Naumova, обр. 3/1; г – *Ancyrospora ampulla* Owens, обр. 3/1; д – *Dictyotriletes devonicus* Naumova обр. 1; е – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens, обр. 1; ж – *Ancyrospora incisa* (Naumova) M. Rask. et Obukh., обр. 3; з – *Geminospora aurita* Arkh., обр. 3; и – *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mants., обр. 2/1; к – *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk. обр. 3/1; л – *Ancyrospora melvillensis* Owens, обр. 2; м – *Apiculatisporites dentatus* (Naumova) Obukh., обр. 3; н – *Convolutispora subtilis* Owens, 2, обр. 1.

**Fig. 2.** Typical species of spores of higher plants from the Snetogorsk layers (Plyavinsky Horizon).

a – *Calyptosporites bellus* (Naumova) Oshurk., sample 2/1; б – *Cristatisporites deliquescens* (Naumova) Arkh., sample 3/1; в – *Archaeoperisaccus mennerii* Naumova, sample 3/1; г – *Ancyrospora ampulla* Owens, sample 3/1; д – *Dictyotriletes devonicus* Naumova sample 1; е – *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens, sample 1; ж – *Ancyrospora incisa* (Naumova) M. Rask. et Obukh., sample 3; з – *Geminospora aurita* Arkh., sample 3; и – *Ancyrospora laciniosa* (Naumova) Mants., sample 2/1; к – *Calyptosporites domanicus* (Naumova) Oshurk., sample 3/1; л – *Ancyrospora melvillensis* Owens, sample 2; м – *Apiculatisporites dentatus* (Naumova) Obukh., sample 3; н – *Convolutispora subtilis* Owens, sample 2/1.



**Рис. 3.** Слой глины, подстилающей основание разреза “Писковичи”.

Фото А.О. Иванова.

**Fig. 3.** A layer of clay underlying the base of the Piskovichi section.

Photo by A.O. Ivanov.

Obukh. (2), *Calyptosporites krestovnikovii* (Naumova) Oshurk. (1), *Ancyrospora ampulla* Owens (1), *A. incisa* (Naumova) (1).

Снеогогорские слои.

Обр. 5 – глина голубовато-серая, карбонатная, переслаивается с доломитом (верхняя часть слоя 3 в разрезе “Писковичи”; Иванов и др., 2012, рис. 26). Споры: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (4), *G. micromanifesta* (Naumova) Arkh. var. *collatatus* Tchib. (3), *G. nalivkinii* (Naumova) Obukh. (2), *Ancyrospora ampulla* Owens (1).

Обр. 4 – глина голубовато-серая, карбонатная, переслаивается с доломитом (нижняя часть слоя 3 в разрезе “Писковичи”; Иванов и др., 2012, рис. 26). Споры: *Geminospora micromanifesta* (Naumova) Owens (5), *G. nalivkinii* (Naumova) Obukh. (2), *Ancyrospora ampulla* Owens (1), *A. incisa* (Naumova) (1).

Палиноспектры обр. 4–7 из разреза “Писковичи” содержат единичные споры, распространенные в большом стратиграфическом диапазоне – поздний живет – фран. Исключением является вид *Ancyrospora ampulla* (обр. 4–6), который древнее

верхнетиманского горизонта не встречается. Полученные результаты по палинологическим данным не противоречат стратиграфическому возрасту (конодонтовая зона *Polygnathus lanei*) отложений, ранее установленному по разнообразным видам фауны (Иванов и др., 2012).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные новые палинологические данные по девонским отложениям ГДП, несмотря на слабую насыщенность образцов спорами, позволили уточнить стратиграфическую характеристику аматского и плявиньского горизонтов.

Палиноспектры подснетогорских слоев аматского горизонта скоррелированы с палинокомплексом из верхней части тиманского (с учетом плохой насыщенности образцов спорами, необ-

ходимо уточнение – не древнее ПК верхней части тиманского горизонта), снетогорских слоев плявиньского горизонта – с палинокомплексом саргаевского горизонтов. Палиноспектры из снетогорских слоев сопоставимы с палинокомплексом региональной зоны *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii* Тимано-Североуральского региона (рис. 4). Впервые (Тельнова, 2007) ассоциация спор *C. deliquescens* и *A. mennerii* была установлена в верхней части стратотипа устьярегской свиты (в. ч. обн. 14, Ухтинский район, Южный Тиман).

Детальное изучение ухтинского разреза девона позволило выделить в устьярегской свите два ПК. В нижней части свиты ПК (палинозона (ПЗ) *C. pseudodeliquescens* – *A. ovalis*) имеет богатый таксономический состав. Для него характерно доминирование спор археоптерисовых

Ярус	Конодонтовая зональность (Becker et al., 2020)	Стандартные конодонтовые зоны		Конодонтовые зоны Монтань Наур (Klapper, 1989)	Восточно-Европейская платформа (Решение..., 1994)		Тимано-Североуральский регион			ГДП (Иванов и др., 2012, с доп.)					
		(Zeigler, Klapper, 1985)	(Zeigler, Sandberg, 1990)		Горизонты Подгоризонты	Брахиоподовые зоны	Южный Тиман (Тельнова, 2007)	Средний Тиман (Тельнова, Шумилов, 2023)		Конодонт. зоны	Слон	Горизонты			
								Свита	Палинозоны				Свита		
Франский v1	<i>Pa. punctata</i>	asymmetricus	Middle	<i>punctata</i>	MN 5	Доманиковский (нижний)	Cyrtospirifer rukinens – Tomestenoporhynchus rudkini	dm	Geminospora semilucensis – Perotriletes donensis	kp	Polygnathus lanei				
	<i>Pa. transitans</i>		Lover	<i>transitans</i>	MN 4									Саргаевский	Ladogia meyndorfii – Hypothyridina calva – Mucrospirifer novosibiricus
	<i>Ad. rugosa</i>			Late falsiovalis	MN 3	Тиманский	Верхний	Uchtella praesemilukiana – Uchtospirifer timanicus	C. pseudodeliquescens – A. ovalis	Podснетогорские					
	<i>Ad. rotundiloba soluta</i>		Lovermost	Early falsiovals	MN 2									Нижний	Leiorchynchus uchtensis – Uchtospirifer nalivkini
	<i>Ad. rotundiloba pristina</i>				MN 1	v1	Calyptosporites bellus – Densosporites meyeriae								
Живецкий	<i>Sk. norrisi</i>														

Рис. 4. Сопоставление биозональных схем.

Конодонты: Ad. – *Ancyrodella*, Kl. – *Klapperina*, Mes. – *Mesotaxis*, Pa. – *Palmatolepis*, Po. – *Polygnathus*, Sk. – *Skeletognathus*. Споры: A. – *Archaeoperisaccus*, C. – *Cristatisporites*, G. – *Geminospora*, P. – *Perotriletes*. Свиты Среднего Тимана: v1 – валсовская, ĉl – цилемская, uĉ – устьчиркинская, kp – крайпольская. Свиты Южного Тимана: tm – тиманская, uja – устьярегская, dm – доманиковая.

Fig. 4. Correlation of zonal schemes.

Conodonts: Ad. – *Ancyrodella*, Kl. – *Klapperina*, Mes. – *Mesotaxis*, Pa. – *Palmatolepis*, Po. – *Polygnathus*, Sk. – *Skeletognathus*. Spores: A. – *Archaeoperisaccus*, C. – *Cristatisporites*, G. – *Geminospora*, P. – *Perotriletes*. Suites of the Middle Timan: v1 – Valsovskaya, ĉl – Tsilma, uĉ – Ust-Chirka, kp – Kraipol. Suites of South Timan: tm – Timan, uja – Ustyarega, dm – Domanik.

и спор, по-видимому, плауновидных с тонкой пленчатой зоной (*Calyptosporites*, *Cristatisporites*, *Densosporites*). На этом стратиграфическом уровне впервые зафиксировано появление спор *Cristatisporites pseudodeliquescens* Telnova et Marshall и *Archaeoperisaccus ovalis* Naumova (первоначально была выделена зона *Cristatisporites pseudodeliquescens*). Эта же ассоциация спор была прослежена в обнажениях девона на гряде Чернышева (руч. Дэршор), на основании чего в палиностратиграфическую схему девона внесено бинарное название палинозоны *C. pseudodeliquescens* – *A. ovalis*. Ассоциация этих спор с конодонтами *Ancyrodella rotundiloba soluta* в одних и тех же образцах позволяет определить точное положение новой зоны в региональной стратиграфической схеме (нижняя часть устьярегской свиты) (Тельнова, 2000; Тельнова, Шумилов, 2023).

В средней и верхней частях устьярегской свиты уменьшаются таксономическое разнообразие и количественное содержание спор, в верхней части свиты появляются акритархи. ПС отличаются от спектров из нижележащих отложений возникновением новых видов спор: *Cristatisporites deliquescens* и *Archaeoperisaccus menneri*. Эти виды предложены в качестве видов-индексов ПЗ *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus menneri* (Тельнова, Шумилов, 2023). В составе конодонтового комплекса здесь обнаружены *Ancyrodella alata* Glen. et Klap., *A. rugosa* Br. et Mehl, *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Ziegl.). Этот комплекс характеризует интервал от средней части саргаевского до нижней части доманиковского горизонта (Ovnatanova, Kononova, 2008; Ovnatanova et al., 2017). Оба комплекса микрофитофоссилий рассматриваются как единый ПК позднесаргаевского возраста в составе одной палинозоны *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus menneri*, соответствующей стратиграфическому интервалу, охарактеризованному конодонтовыми зонами *rugosa* – *transitans* (средняя – верхняя части саргаевского горизонта).

В настоящее время проведены детальные палиностратиграфические исследования на Среднем Тимане (Тельнова, Шумилов, 2019, 2023). В объеме устьярегской свиты здесь также выделены два комплекса спор: ПК-А (палинозона *Cristatisporites pseudodeliquescens* – *Archaeoperisaccus ovalis* и ПК-Б (*Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus menneri*), последний скоррелирован с ПК снетогорских слоев.

Для ПК-Б и ПК снетогорских слоев характерны доминирование (50–80%) и большое видовое разнообразие мелкобугорчатых спор рода *Geminospora*. Субдоминантной группой (20–40%) являются споры с тонкой, относительно широкой зоной (*Densosporites*, *Cristatisporites*, *Ancyrospora*). Остальные таксоны спор высших растений представлены в небольшом количестве: от единичных до

7%. Это споры с шиповатой, бугорчатой поверхностью спородермы, патинатные (*Archaeozonotriletes*), монолетные (*Archaeoperisaccus*) и др.

Таксономический состав ПК-Б (Средний Тиман) отличается от ПК верхней части устьярегской свиты Южного Тиман лучшей насыщенностью спорами и их таксономическим разнообразием, в стабильном присутствии во всех ПС подкомплекса Б видов *C. pseudodeliquescens*, *C. deliquescens*, *A. menneri*, сокращается содержание спор морфона *C. krestovnikovii* – *C. bellus* – *C. domanicus*, с 20 до 40% увеличивается содержание спор с тонкой широкой зоной (*Cristatisporites*, *Densosporites*, *Ancyrospora* и др.).

Ранее (Тельнова, 2013) была получена палинологическая характеристика дубниковского горизонта в разрезе “Изборский карьер” (Псковская область) ГДП. Палиноспектры выделены из коричневатато-серых глин дубниковского горизонта (верхняя часть разреза “Изборский карьер”). Возраст дубниковских отложений по разным группам фауны определен как позднесаргаевский. Палиноспектры содержат споры хорошей сохранности и насыщенности. Однако их таксономическое разнообразие невелико (9 видов). Доминируют (до 80%) споры рода *Geminospora* (подобные споры известны из репродуктивных органов археоптерисовых растений), остальные таксоны представлены в небольшом (до 3%) количестве. Основное отличие дубниковского ПК от устьярегского заключается в количественном соотношении таксонов. В разрезах Южного Тимана субдоминантной группой (до 30%) являются споры плауновидных, тогда как в дубниковском палинокомплексе они встречаются в количестве от единичных экземпляров до 3%, а также в последнем отсутствуют акритархи. В дубниковском ПК в отличие от ПК-Б (Средний Тиман) отсутствует зональный вид *Archaeoperisaccus menneri*. Такое различие может объясняться разными ландшафтно-климатическими условиями произрастания продуцентов указанных спор.

В целом ПС на сравнимых территориях имеют сходный таксономический состав: *Geminospora micromanifesta*, *G. micromanifesta* var. *collatatus*, *G. nalivkinii*, *Cristatisporites timanica*, *C. pseudodeliquescens*, *C. deliquescens*, *Ancyrospora melvillensis*, *A. laciniosa*, *A. ampulla*; *Archaeozonotriletes variabilis* Naumova, *Archaeoperisaccus menneri* (различия только в количественном содержании и, соответственно, в таксономическом разнообразии). В пограничном интервале живет – фран характер изменения таксономического состава в палиноспектрах постепенный (Тельнова, 2007; Горожанина и др., 2023). Палиноспектры ПЗ *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus menneri* отличаются от спектров из нижележащих отложений появлением всего двух новых видов спор: *Cristatisporites*



*deliquescens* и *Archaeoperisaccus menneri*. Но нужно заметить, что эти два таксона выше по стратиграфическому разрезу входят в число доминирующих в позднефранских ПК. Во всех ПС доминируют споры формального рода *Geminospora*.

Известно (Тельнова, 2007), что их продуцентами были археоптериевые (пор. *Archaeopteridales*). Археоптериевые впервые в истории растительного мира получили древесный габитус. Сосудистая система содействовала жесткости ствола и снабжению водой растения большого размера. Хорошо развитая корневая система позволяла расселяться этим деревьям на возвышенных участках ландшафта. Все остальные девонские растения были привязаны к акваториям. Таким образом, уйдя от жесткой конкуренции, археоптерисовые за короткое время сформировали доминирующую группу растений в позднедевонских флористических сообществах. Отражением этого доминирования являются позднедевонские палиноспектры.

Археоптериевые появились в живетском веке и просуществовали до начала карбона, они известны практически на всех континентах девонского времени. Космополитное распространение и широкий возрастной диапазон делает споры этих растений индифферентными для стратиграфических построений. Поэтому в живетско-франском стратиграфическом интервале наиболее интересным для палеореконструкций является анализ изменения таксономического состава субдоминантных групп спор (именно этим группам принадлежат виды-индексы франского возраста).

Прослеженная в разных районах Тимано-Североуральского региона ассоциация спор *Cristatisporites deliquescens*, *Archaeoperisaccus mennerii* и конодонтов *Ancyrodella rugosa* позволила выделить новую региональную зону *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii*. Палинозона *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii* соответствует стратиграфическому интервалу конодонтовых зон *rugosa* – *transitans* (средняя – верхняя части саргаевского горизонта). Внутри ПЗ *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii* установить более мелкие, соответствующие конодонтовым зонам, палиностратиграфические подразделения не удастся (даже с учетом дубниковского ПК, возраст которого установлен по комплексам фауны как позднесаргаевский).

## ВЫВОДЫ

Изученные разрезы, представленные мелководно-морскими отложениями, длительное время не имели палинологической характеристики (возможно, в силу неадекватной методики мацерации). Стратиграфический интервал подснеготорских и снеготорских слоев охарактеризован конодонтами мелководной фации зоны *Polygnathus lanei*. При-

вязка конодонтового комплекса мелководной фации к стандартной шкале до настоящего времени оставалась неясной. Только первые палинологические данные позволили скоррелировать изученный стратиграфический интервал с конодонтовой зональностью Международной стратиграфической схемой девона. Установленный в обнажениях снеготорских слоев комплекс спор палинозоны *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii* характеризует среднюю часть саргаевского горизонта – стратиграфический интервал конодонтовой зоны *rugosa* (Becker et al., 2020). Результаты исследований приближают к пониманию уровня (соответствующего международному) нижней границы франского яруса на Европейском Северо-Востоке России.

Первые палинологические данные из аматского и плявиньского горизонтов свидетельствуют о перспективности палинологического анализа для разрезов Главного девонского поля. Однако в настоящее время только две палинологические зоны (*Cristatisporites pseudodeliquescens* – *Archaeoperisaccus ovalis* и *Cristatisporites deliquescens* – *Archaeoperisaccus mennerii*) скоррелированы со стандартными конодонтовыми (*soluta* и *rugosa*), остальные сопоставлены с конодонтовыми зонами в некоторой степени условно. Для окончательного решения проблемы уровня границы среднего-верхнего девона особый интерес представляет разрез с полной последовательностью в живетско-франском интервале, описанный на восточном склоне Среднего Урала в окрестностях с. Покровское. Он биостратиграфически детально изучен по разным группам фауны, в том числе установлена полная последовательность конодонтовых зон в пограничном интервале. Но здесь отсутствуют палинологические данные. Учитывая большой корреляционный потенциал палинокомплексов (споры встречаются как в континентальных отложениях, так и в морских), которые детально изучены в разрезах пограничного интервала Тимано-Североуральского сегмента, но не привязаны к стандартной конодонтовой схеме, планируется палиностратиграфическое изучение разреза “Покровский”. Актуальность палиностратиграфических исследований определяется и тем, что корреляция разреза “Покровский” с разрезами западного склона и смежного региона Русской платформы в значительной степени условная, поскольку слои с *Skeletognathus norrisi* не имеют фаунистически охарактеризованных аналогов на западном склоне Урала.

Палинологические данные позволят привязать конодонтовые комплексы мелководных фаций, в том числе ГДП, к стандартной шкале, а следовательно, установить и уровень нижней границы франского яруса в разнофациальных отложениях Восточно-Европейской платформы и сопредельных районов.

**Благодарности**

Автор выражает благодарность за участие в организации и проведении полевых работ В.В. Бабенко (СГУ им. Питирима Сорокина), И.О. Евдокимовой (ВСЕГЕИ), А.О. Иванову (СПбГУ), за успешные результаты мацерации образцов пород для палинологического анализа А.Г. Сажинной (ИГ ФИЦ КНЦ УрО РАН), за консультации по применению полимерной среды “Витрогель” Д.В. Збуковой (ВСЕГЕИ).

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

- Артюшкова О.В., Тельнова О.П., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. (2022) Первая находка *Skeletognathus norrisi* в ассоциации со спорами высших растений и брахиоподами в пограничных живетско-франских отложениях, вскрытых скважиной № 8 Царичанская (Восточно-Оренбургское сводовое поднятие, Русская платформа). *Литосфера*, **22**(4), 432-447. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М., Войкина З.А. (2023) Биостратиграфия и литофации среднего-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии). *Литосфера*, **23**(1), 68-91. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-68-91>
- Евдокимова И.О. (2023) О проблеме границы среднего и верхнего девона на Восточно-Европейской платформе. *Вестн. геонаук*, **1**(337), 4-15. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.1>
- Иванов А.О. (2023) Комплексы позвоночных и зоны верхнего живета и нижнего франа Восточно-Европейской платформы и Урала. *Вестн. геонаук*, **1**(337), 23-29. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.3>
- Иванов А.О., Стинкулис Г.В., Евдокимова И.О., Журавлев А.В. (2012) Опорные разрезы эйфельских-нижнефранских отложений востока Главного девонского поля: путеводитель экскурсии. СПб.: ВСЕГЕИ, 54 с.
- Методические рекомендации к технике обработки осадочных пород при спорово-пыльцевом анализе. (1986) Л.: ВСЕГЕИ, 77 с.
- Сорокин В.С. (1978) Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига: Зинатне, 282 с.
- Ошуркова М.В. (2003) Морфология, классификация и описание форма-родов миоспор позднего палеозоя. СПб.: ВСЕГЕИ, 377 с.
- Тельнова О.П. (2000) Палинологическая характеристика франских отложений на ручье Дэршор (гряда Чернышева). *Сыктывкарский палеонтологический сборник*, (4), 63-68.
- Тельнова О.П. (2007) Миоспоры из средне-верхне-девонских отложений Тимано-Печорской провинции. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 136 с.
- Тельнова О.П. (2013) Палинологическая характеристика дубниковского горизонта (девон) в разрезе Изборский карьер (Псковская область). *Систематика организмов, ее значение для биостратиграфии и палеобиогеографии*. Мат-лы LIX сессии Палеонтологического общества при РАН. (Отв. ред. Т.Н. Богданова). СПб., 120-122.
- Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2019) Терригенные от-

- ложения среднего-верхнего девона бассейна р. Цильма (Средний Тиман) и их палинологическая характеристика. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **27**(1), 31-56. <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27131-56>
- Тельнова О.П., Шумилов И.Х. (2023) Палинологическая зональность живетско-франского стратиграфического интервала в Тимано-Североуральском регионе. *Вестн. геонаук*, **1**(337), 16-22. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.2>
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2013а) Методика обработки углисто-глинистых девонских пород для палинологического анализа. Ч. I. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (5), 12-15.
- Шумилов И.Х., Тельнова О.П. (2013б) Методика обработки углисто-глинистых девонских пород для палинологического анализа. Ч. II. *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (6), 11-14.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. (2020) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geologic Time Scale 2020*, **2**. Amsterdam: Elsevier, 733-810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Kolesnik L.S., Gatovsky Yu.A. (2017) Upper Devonian Conodonts of North-eastern European Russia. *J. Paleontol.*, **51**(10), 973-1165.
- Potonie R., Kremp G. (1954) Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. *Geol. Jahrb.*, (69), 111-194.
- Potonie R., Kremp G. (1970) Synopsis der Gattungen des Sporae dispersae. VI Teil. *Beih. Geol. Jahrb.*, (94), 1-195.
- Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeva L.A., Rusetskaya G.A., Małkowski R. (2006) Faunal and facies changes at the Early-Middle Frasnian boundary in the North-West of the East European Platform. *Acta Palaeontol. Polonica*, **51**, 747-758.

**REFERENCES**

- Artyushkova O.V., Telnova O.P., Mizens L.I., Mizens A.G. (2022) The first finding of *Skeletognathus norrisi* in association with higher plant spores and brachiopods in the Givetian-Frasnian boundary deposits drilled by borehole no. 8 Tsarichanskaya (East Orenburg uplift, Russian Platform). *Lithosphere (Russia)*, **22**(4), 432-447. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2022-22-4-432-447>
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C., Agterberg F.P., Gradstein F.M., Ogg J.G. (2020) The Devonian Period. (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg). *Geologic Time Scale 2020*, **2**. Amsterdam: Elsevier, 733-810. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>
- Evdokimova I.O. (2023) About the problem of the Middle-Upper Devonian boundary in the East European Platform. *Vestn. Geonauk*, **1**(337), 4-15. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.1>
- Guidelines for the technique of processing sedimentary rocks

- in spore-pollen analysis. (1986) Leningrad, VSEGEI, 77 p. (In Russ.)
- Ivanov A.O. (2023) Assemblages of vertebrates and zones from the Upper Givetian and Lower Frasnian of the East European Platform and Urals. *Vestn. Geonauk*, **1**(337), 23-29. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.3>
- Ivanov A.O., Stinkulis G.V., Evdokimova I.O., Zhuravlev A.V. (2012) Reference sections of the Eifelian-Lower Frasnian deposits of the East of the Main Devonian field: Excursion guide. St.Petersburg, VSEGEI, 54 p. (In Russ.)
- Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M., Voykina Z.A. (2023) Biostratigraphy and lithofacies of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field (North-Eastern of Bashkiria). *Lithosphere (Russia)*, **23**(1), 68-91. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-1-68-91>
- Oshurkova M.V. (2003) Morfology, classification and description of Late Palaeozoic miospores forma-genuses. St.Petersburg, VSEGEI, 377 p. (In Russ.)
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I. (2008) Frasnian conodonts from the Eastern Russian Platform. *J. Paleontol.*, **42**(10), 997-1166.
- Ovnatanova N.S., Kononova L.I., Kolesnik L.S., Gatovsky Yu.A. (2017) Upper Devonian Conodonts of North-eastern European Russia. *J. Paleontol.*, **51**(10), 973-1165.
- Potonie R., Kremp G. (1954) Die Gattungen der palaeozoischen Sporae dispersae und ihre Stratigraphie. *Geol. Jahrb.*, (69), 111-194.
- Potonie R., Kremp G. (1970) Synopsis der Gattungen des Sporae dispersae. VI Teil. *Beih. Geol. Jahrb.*, (94), 1-195.
- Sorokin V.S. (1978) Stages of development of the North-West of the Russian platform in the Frasnian age. Riga, Zinatne, 282 p. (In Russ.)
- Telnova O.P. (2000) Palynological characteristics of Frasnian deposits on the Dershor Creek (Chernyshev Ridge). *Sykt'yv'karskii Paleontologicheskii Sbornik*, (4), 63-68. (In Russ.)
- Telnova O.P. (2007) Miospores from Middle-Upper Devonian deposits of Timan-Pechora Province. Ekaterinburg, RIO UrO RAN, 136 p. (In Russ.)
- Telnova O.P. (2013) Palynological characteristics of the Dubnikov horizon (Devonian) in the Izborsky quarry section (Pskov region). *Systematics of organisms, its significance for biostratigraphy and paleobiogeography*. Materials of the LIX session of the Paleontological Society at the Russian Academy of Sciences. (Ed. by T.N. Bogdanova). St.Petersburg, 120-122. (In Russ.)
- Telnova O.P., Shumilov I.Kh. (2019) Middle-Upper Devonian Terrigenous Rocks of the Tsil'ma River Basin and Their Palynological Characteristics. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **27**(1), 31-56. (In Russ.) <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27131-56>
- Telnova O.P., Shumilov I.Kh. (2023) Palynological zonation of the Givetian-Frasnian stratigraphic interval in the Timan-Northern Urals region. *Vestnik Geonauk*, **1**(337), 16-22. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/geov.2023.1.2>
- Zhuravlev A.V., Sokiran E.V., Evdokimova I.O., Dorofeva L.A., Rusetskaya G.A., Małkowski R. (2006) Faunal and facies changes at the Early-Middle Frasnian boundary in the North-West of the East European Platform. *Acta Palaeontol. Polonica*, 51, 747-758.

УДК 551.76

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005

## Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала

Е. В. Бурлаков<sup>1</sup>, К. С. Иванов<sup>1</sup>, С. В. Берзин<sup>1</sup>, А. В. Травин<sup>2,3</sup>, Д. А. Ханин<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: bevgeny2@mail.ru

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

<sup>3</sup>Новосибирский государственный технический университет, 630073, г. Новосибирск, пр-т К. Маркса, 20

<sup>4</sup>Институт экспериментальной минералогии им. академика Д.С. Коржинского РАН, 142432, Московская обл., г. Черноголовка, ул. Академика Осипьяна, 4

Поступила в редакцию 20.12.2022 г., принята к печати 19.05.2023 г.

**Объект исследования.** Проведно изучение хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва Неройского хрусталеносного района (Приполярный Урал). Несмотря на хорошую геологическую изученность, остается ряд нерешенных вопросов о возрасте как хрусталеносной минерализации, так и вмещающих горных пород. Задачей данной работы стало установление возраста вмещающих хрусталеносную минерализацию метасоматитов в целях построения модели формирования месторождений Додо и Пуйва. **Материалы и методы.** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование проводилось по методике, описанной А.В. Травиным с соавторами в 2009 г. Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре Micromass 5400 (ИГМ СО РАН). **Результаты.** Проведены микрозондовые исследования минерального состава горных пород хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва, определены температуры (339–364°C) их формирования. Выделено и описано шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом изучен возраст слюды как месторождений, так и вмещающих метаморфических сланцев. Получены надежные плато, значения которых находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки (среднее для четырех датировок 255 ± 2 млн лет). **Выводы.** Предложена новая модель формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. Полученные <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировки соответствуют по времени этапу постколлизийного растяжения Урала. В это время на Урале и в смежной Западно-Сибирской плите формировалась система меридиональных грабен-рифтов. Одновременно и в результате того же импульса растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр.) были выведены к поверхности Земли. В процессе подъема глубинных блоков, на глубине 10 км произошло резкое, примерно в 3 раза, снижение флюидных давлений (с литостатических на гидростатические) и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта. Полученные цифры <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраста (среднее 255 ± 2 млн лет) не только отражают возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и фиксируют момент подъема всего Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км, т. е. на уровень верхней коры.

**Ключевые слова:** хрусталеносные месторождения Приполярного Урала, Ar-Ar-метод абсолютного возраста, метаморфические сланцы, граниты, растяжение, подъем блоков земной коры

### Источник финансирования

Исследования проводятся в рамках госбюджетной темы ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3, а также по государственному заданию Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, тема № 122041400171-5

## Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals

Evgenii V. Burlakov<sup>1</sup>, Kirill S. Ivanov<sup>1</sup>, Stepan V. Berzin<sup>1</sup>,  
Aleksey V. Travin<sup>2,3</sup>, Dmitrii A. Khanin<sup>4</sup>

<sup>1</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: bevgeny2@mail.ru

<sup>2</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptug av., Novosibirsk 630090, Russia

<sup>3</sup>Novosibirsk State Technical University, 20 K. Marks av., Novosibirsk 630073, Russia

<sup>4</sup>D.S. Korzhinsky Institute of Experimental Mineralogy, RAS, Chernogolovka 142432, Russia

**Для цитирования:** Бурлаков Е.В., Иванов К.С., Берзин С.В., Травин А.В., Ханин Д.А. (2023) Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. *Литосфера*, 23(6), 982-1005. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005>

**For citation:** Burlakov E.V., Ivanov K.S., Berzin S.V., Travin A.V., Khanin D.A. (2023) Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 982-1005. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-982-1005>

© Е.В. Бурлаков, К.С. Иванов, С.В. Берзин, А.В. Травин, Д.А. Ханин, 2023

Received 20.12.2022, accepted 19.05.2023

**Research subject.** The Dodo and Puiva quartz crystal deposits in the Neroiskiy mineral province (Subpolar Urals) were studied. Although these deposits have received sufficient research attention, a number of issues remain to be elucidated, including the age of crystal-bearing mineralization and the age of host rocks. **Aim.** In this work, we aim to determine the age of the metasomatites that bear quartz crystal mineralization and to develop a model of the formation of the Dodo and Puiva deposits. **Materials and Methods.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating was carried out according to the method described by A.V. Travin et al. The argon isotope composition was measured on a Micromass 5400 mass spectrometer (IGM SB RAS). **Results.** Microprobe studies of the mineralogy of the Dodo and Puiva quartz crystal deposits were carried out. The temperatures of metasomtaite formation were determined to range within 339–364°C. Six main structural and morphological types of quartz veins were identified and described. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of mica of quartz crystal deposits and host metamorphic schists were determined. Reliable plateaus were obtained, the values of which ranged within 251–257 Ma and agreed with each other within the deviation (average for 4 dates is  $255 \pm 2$  Ma). **Conclusion.** A new model for the formation of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals is proposed. The obtained  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages correspond to the period of the post-orogenic extension of the Urals. At that time, a system of meridional grabens and rifts was formed in the Urals and in the West Siberian Plate. At the same time, and as a result of the same stretching impulse, large blocks of the middle crust (granite, schist, etc.) were brought to the Earth's surface in the Urals. During the rise of deep blocks, at a depth of 10 km, a sharp, approximately 3-fold drop in fluid pressures (from lithostatic to hydrostatic) and a strong decrease in temperatures due to adiabatic expansion and the throttling effect occurred. The obtained  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages (255 Ma) reflect not only the age of the quartz crystal deposits of the Subpolar Urals, but also place the moment of rise of the entire Central Ural uplift above a depth of 10 km, i.e., to the level of the upper cortex.

**Keywords:** quartz crystal deposits of the Subpolar Urals, Ar-Ar age, metamorphic shales, granite, extension, uplift of crustal blocks

#### Funding information

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. 123011800014-3) and as part of the state assignment Institute of Geology and Mineralogy SB RAS (state registration No. 122041400171-5)

## ВВЕДЕНИЕ

Первые сведения о находках горного хрусталя на Приполярном Урале относятся к 1927 г. Уже в 1934 г. было открыто месторождение Додо, а в 1936 г. – месторождение Пуйва. В 1935–1945 гг. месторождения разведывались и отрабатывались исключительно на пьезокварц. К началу 1950-х гг. разведочные и добычные работы ориентируются уже в большей мере на горный хрусталь для плавки специальных стекол. Начиная с 1970-х гг. к объектам разведки и добычи добавляется жильный кварц этих месторождений, поскольку химическая чистота жильного кварца Неройского района сопоставима с горным хрусталем, что позволяло заменять отдельные сорта горного хрусталя жильным кварцем. Запасы подобного кварца на месторождения Додо и Пуйва на два порядка превосходили запасы горного хрусталя. Жильный кварц и горный хрусталь Приполярного Урала оказались самыми химически чистыми в СССР и применялись для производства изделий из прозрачного кварцевого стекла, обладающего комплексом таких физико-технических свойств, как термостойкость, огнеупорность, высокая прозрачность в широком диапазоне волн (включая радиочастоты), химическая и радиационная стойкость и т. п. Они использовались в самых ответственных изделиях в атомной, космической и оборонной отраслях промышленности. Соответственно, как отдельные месторождения, так и Приполярно-Уральская хрусталеносная провинция

в целом интенсивно изучались. Главным образом сотрудниками отраслевого института “Союзкварцсамоцветы” – ВНИИСИМСа (Всесоюзного научно-исследовательского института синтеза минерального сырья), ИГ Коми НЦ УрО АН СССР, ЛГИ и др.

Общие сведения о геологии региона приводятся в работах (Гессе, Дашкевич, 1990; Пыстин и др., 2008; Водолазская и др., 2015; Душин и др., 2018; Пучков, Иванов, 2020; и др.). Несмотря на сравнительно хорошую геологическую изученность месторождений кварца, остается ряд нерешенных вопросов о возрасте как хрусталеносной минерализации, так и горных пород, в которых локализована эта минерализация. По данным В.В. Буканова (1974), существует большой разброс в значении K/Ar возраста, умеренного по минералам хрусталеносных гнезд и окологнездовым метасоматитам 17 месторождений Приполярного Урала (в диапазоне от 220 до 326 млн лет, среднее по 24 определениям – 264 млн лет), находящихся в единой структурной позиции. Пока это явление никак не объяснено и требует дальнейшего изучения. Возрастные данные в основном были получены почти 50 лет назад. За это время методики датирования значительно усовершенствовались, повысилась их аналитическая точность.

При исследованиях хрусталеносных месторождений прямое датирование по кварцу может быть осуществлено с помощью Rb-Sr изохронного метода. Этот подход все чаще применяется при дати-

ровании рудных месторождений различного типа, имеет свои возможности и ограничения (Shepherd, Darbyshire, 1981; Pettke, Diamond, 1995; Wang et al., 2003; Чугаев и др., 2010). Для успешного Rb-Sr датирования требуются отсутствие в кварце признаков поздней перекристаллизации, присутствие вторичных флюидных включений, микровключений минералов из более поздних ассоциаций. При использовании для датирования других минералов – геохронометров – серьезной проблемой является необходимость, с одной стороны, обоснования синрудного генезиса этих минералов, с другой – соотношения температуры закрытия их изотопной системы с температурой рудообразования.

Ранее указывалось, что формирование хрусталеносных месторождений может быть связано или с ретроградным метаморфизмом при эксгумации метаморфических комплексов (Li et al., 2007), или с эволюцией процессов минералообразования в ореоле остывающих гранитоидных интрузивов (Огородников, Поленов, 2012; и др.). В связи с этим для реконструкции истории механизмов формирования кварцевых жил представляется необходимым сопоставление их возраста со временем протекания региональных геологических процессов.

#### КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ НЕРОЙСКОЙ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Неройский хрусталеносный район находится в центральной части Ляпинского антиклинория, являющегося структурой второго порядка по отношению к Центрально-Уральскому мегантиклинорию. Район сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными преимущественно аповулканогенными сланцами в условиях от зеленосланцевой фации до (реже) эпидот-амфиболитовой. Возраст комплексов, слагающих этот район, обычно относят к среднему рифею – ордовику. Сланцевая толща прорвана палеозойскими интрузиями основного, среднего и кислого состава (рис. 1).

Согласно преобладающим представлениям (Стратиграфические схемы..., 1993; и др.), в докембрийском метаморфическом комплексе Ляпинского антиклинория выделяются снизу вверх следующие свиты<sup>1</sup>: няртинская (нижний протерозой), маньхобеинская и щекурбинская (нижний рифей), пуйвинская (средний рифей), маньинская (верхний рифей – венд). Возраст комплекса обосновывается по нахождению в отложениях пуйвинской свиты среднерифейского комплекса микрофоссилий (Дембовский, 2000), *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) Jank., *L. ternate* (Tim.) Jank., *L. obsuleta*

(Naum.) Jank, *Satka favosa* Jank., *S. undosa* Jank., *Eomycelopsis robusta* Schopt. emend., катаграфий и онколитов, считающихся характерными для рифея. В ордовикском комплексе выделяется тельпосская (нижний ордовик), хыдейская (нижний-средний ордовик) и жугорская (средний-верхний ордовик) свиты.

Возраст метаморфических комплексов Центрально-Уральской мегазоны традиционно считается на всем Урале рифейским, но это, к сожалению, ненадежно. Так, среди этих метаморфических толщ недавно были выделены (Иванов, 2020) ранне-среднепалеозойские осадочные комплексы континентального подножия, вполне сравнимые по всем параметрам с современными аналогами, но претерпевшие интенсивную складчатость и метаморфизм зеленосланцевой фации (а в краевых восточных частях и выше – до эколитовой). Палеозойский возраст комплекса доказывается, в частности, находкой конодонтов нижнего ордовика (Иванов, 2020).

Из докембрийских свит в описываемом районе развита только пуйвинская свита, слагающая около 70% площади района, ордовикский комплекс представлен полностью. В составе пуйвинской свиты выделены четыре толщи (Стратиграфические схемы..., 1993; и др.).

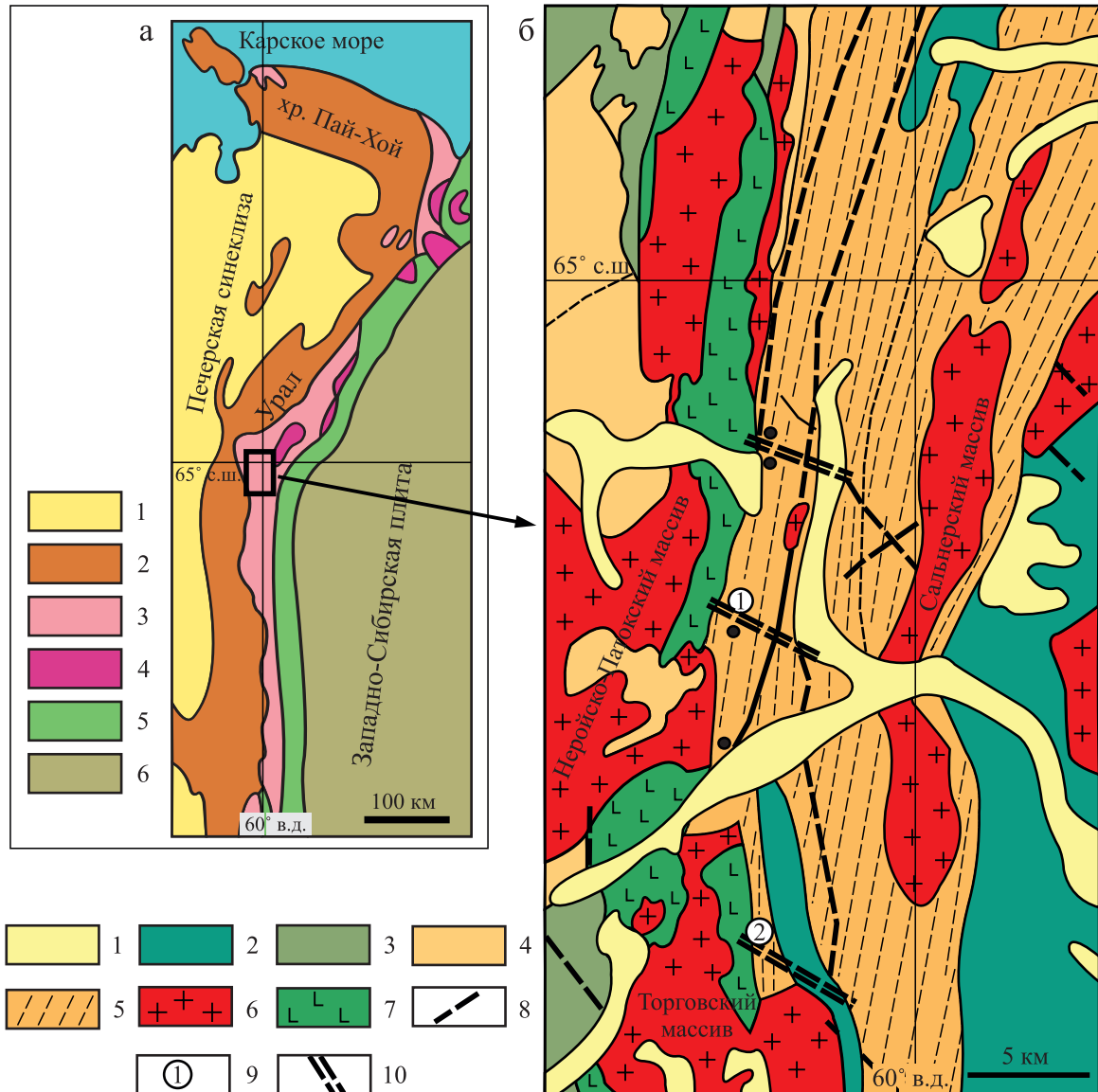
*Нижняя сланцевая толща* ( $R_2pv_1$ ) распространена в центральной части района и представлена зеленовато-серыми филлитовидными микросланцами с относительно редкими маломощными прослоями серых и зеленых филлитов и аповулканитовых зеленых сланцев, а также кварцитосланцев. Филлитовидные сланцы представляют собой мелкозернистые породы, состоящие из кварца (30–50%), серицита (10–30), хлорита (25–40%). Акцессорные: сфен, гематит, гранат, циркон, турмалин. Мощность нижней сланцевой толщи 350–400 м.

*Верхняя сланцевая толща* ( $R_2pv_2$ ) распространена преимущественно в южной части района. Толща сложена в основном темно-серыми филлитовидными микросланцами кварц-серицитового, биотит-кварц-серицитового состава: кварц (30–35%), серицит (35–55), биотит (5–25%). Акцессорные: цоизит, эпидот, гематит, сфен, турмалин. Мощность толщи 500–700 м.

*Сланцево-кварцитовая толща* ( $R_2pv_3$ ) представлена серыми филлитами и кварцитосланцами, переслаивающимися со слюдистыми кварцитами. Толща имеет повсеместное распространение и, выделяясь своим составом, служит маркирующим горизонтом, подчеркивающим складчатую структуру района. Кварциты – светло-серые, иногда с зеленоватым оттенком. Переслаивающиеся с ними филлиты имеют кварц-серицитовый состав, а кварцитосланцы – слюдисто-кварцевый. Мощность толщи 200–250 м.

*Сланцево-гнейсовая толща* ( $R_2pv_4$ ) распространена в северной части района, вне пределов

<sup>1</sup> Проблематичность выделения “свит” среди метаморфических комплексов нами в полной мере осознается, но это не является темой данной статьи.



**Рис. 1.** Положение Неройского района (черный прямоугольник) на геологической схеме Урала (Pystin et al., 2019) (а) и схематическая геологическая карта Неройского района Приполярного Урала (б).

а: 1 – осадочный чехол Европейской платформы; 2 – палеозойская палеоконтинентальная формация; 3 – мезозеопротеро-зойская формация (преимущественно породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма); 4 – палеопротерозойские метаморфические комплексы; 5 – палеозойская палеостроводужная формация; 6 – осадочный чехол Западно-Сибирской платформы.

б: 1 – четвертичные отложения; 2 – отложения ордовика; 3 – верхний рифей–кембрий, маньинская свита; 4 – верхний рифей, хобеинская свита; 5 – средний рифей, пуйвинская свита; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – палеозойские габброиды; 8 – крупные тектонические разломы субмеридионального простирания; 9 – крупнейшие месторождения горного хрусталя Неройского района, в том числе 1 – Додо, 2 – Пуыва; 10 – крупные субширотные “скрытые” разломы.

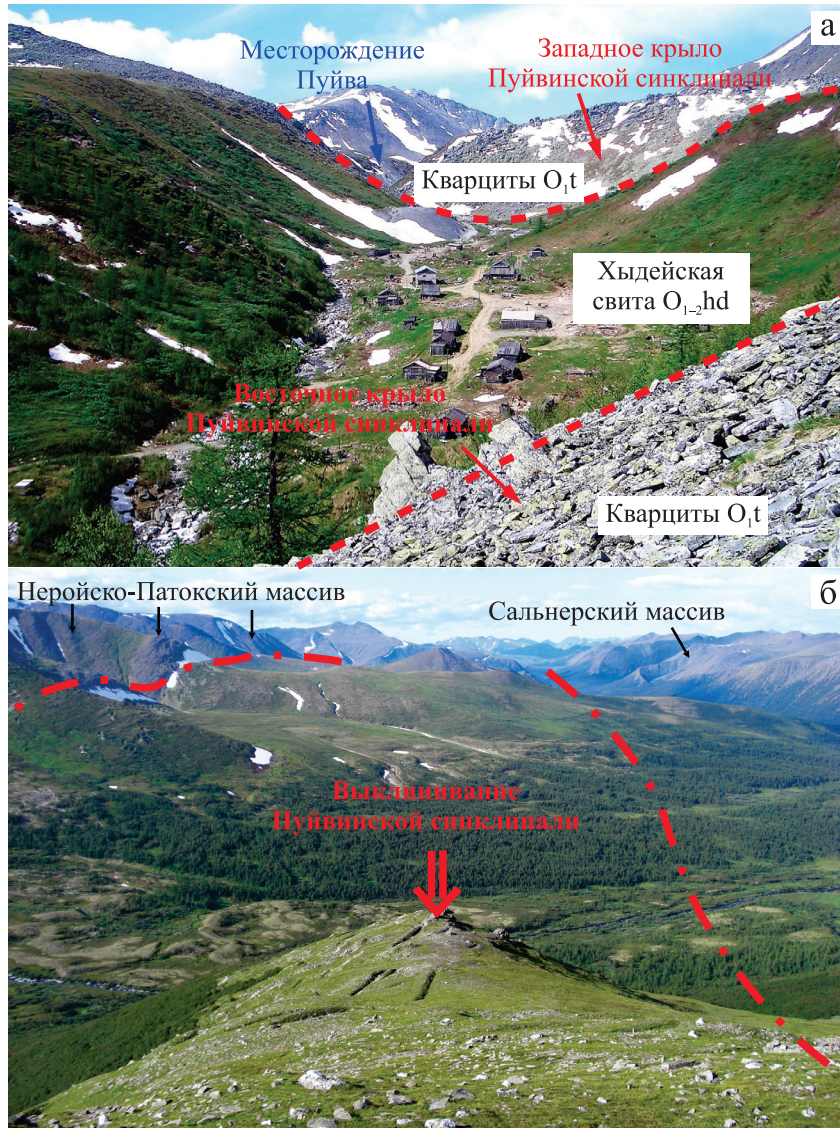
**Fig. 1.** Position of the Neroiskiy mineral province (black rectangle) on the geological scheme of the Urals (Pystin et al., 2019) (a) and schematic geological map of the Neroiskiy mineral province (Subpolar Urals) (б).

a: 1 – Sedimentary cover of the European platform; 2 – Paleozoic paleocontinental formation; 3 – Mesozoic-Neoproterozoic formation (mainly metamorphic rocks of greenschist facies of metamorphism); 4 – Paleoproterozoic metamorphic complexes; 5 – Paleozoic paleisland-arc formation; 6 – Sedimentary cover of the West Siberian platform.

б: 1 – Quaternary sediments; 2 – Ordovician sediments; 3 – Upper Riphean–Cambrian, Maninskaya formation; 4 – Upper Riphean, Khobeinskaya formation; 5 – Middle Riphean, Puivinskaya formation; 6 – Paleozoic granite; 7 – Paleozoic gabbro; 8 – large tectonic faults of submeridional strike; 9 – largest quartz crystal deposits in the Neroiskiy mineral province, including 1 – Dodo, 2 – Puiva; 10 – large sublatitudinal “hidden” faults.

месторождений Додо и Пуйвы, и сложена темно-серыми филлитовидными сланцами и филлитами, которые в верхах разреза сменяются цоизит-кварц-сланцевыми сланцами и кварцитосланцами. Мощность толщи 500–700 м.

**Верхний структурный комплекс.** Тельпосская свита ( $O_{1t}$ ). Отложения тельпосской свиты, залегающей в основании верхнего структурного яруса, развиты на крыльях Пуйвинской синклинали (рис. 2). В составе тельпосской свиты выделяют-



**Рис. 2.** Северная часть Неройской хрусталеносной полосы.

а. Положение месторождения Пуйва. На переднем плане кварциты тельпосской свиты ( $O_{1t}$ ) восточного крыла Пуйвинской синклинали. В центре метаморфические породы хыдейской свиты ( $O_{1-2hd}$ ). На дальнем плане – кварцитовая гряда, сложенная кварцитами западного крыла Пуйвинской синклинали.

б. Вид на север от месторождения Пуйва. Красная штрихпунктирная линия показывает границы Неройской хрусталеносной зоны. Красной стрелкой обозначено место выклинивания Пуйвинской синклинали. Черными стрелками показано положение Сальнерского и Неройско-Патокского гранитных массивов.

**Fig. 2.** Northern part Neroiskiy mineral province.

а. Position of the Puiva deposit. In the foreground are quartzites of the Telposkaya formation ( $O_{1t}$ ) of the eastern flank of the Puiva syncline. In the center are metamorphic rocks of the Khydeiskaya formation ( $O_{1-2hd}$ ). In the background is a quartzite ridge of the western flank of the Puiva syncline.

б. View to the North from the Puiva deposit. The red dash-dotted line shows the boundaries of the Neroiskiy mineral province. The red arrow shows the pinch point of the Puiva syncline. Black arrows show the position of the Salnerskiy and Neroisko-Patokskiy granite massifs.



ся две толщи: нижняя – конгломерато-гравелито-песчаниковая – и верхняя, преимущественно песчаниковая. В основании свиты располагается горизонт серых крупногалечниковых конгломератов мощностью от 2 до 15 м. Материал конгломератов отличается плохой сортированностью, слабый окатанностью – обломки имеют неправильную округлую, угловатую форму. Размер образующих его валунов и галек колеблется от 1 до 25 см. Они представлены кварцем, кварцитами и сланцами. Цемент составляет 60–80% объема породы, он базального типа и представляет собой серицитизированный кварцевый песчаник. На базальных конгломератах залегает пачка ритмически переслаивающихся песчаников, гравелитов и конгломератов. Валун и галька этих гравелитов и конгломератов слабо окатаны и плохо сортированы, размеры их не превышают 4–10 см. Они состоят исключительно из кварца и микрокварцита, редко кислых эффузивов и (10–20%) цемента серицит-кварцевого состава. Далее залегает верхняя существенно песчаниковая толща. Она сложена ритмично – переслаивающимися массивными, чуть сланцеватыми гравийными песчаниками. Кластический материал песчаников и галька гравелитов представлены кварцем и микрокварцитами – 90–95%. Отмечаются обломки полевых шпатов, кислых эффузивов и их туфов, кластический материал хорошо окатан. Цемент – серицит-кварцевый или кварцевый, регенерационный или поровый. Мощность тельпосской свиты 150–200 м.

*Хыдейская свита* ( $O_{1-2}hd$ ). В разрезе свиты выделяются две части. Нижняя сложена серицит-хлоритовыми, альбит-кварцевыми и кварцевыми сланцами, переслаивающиеся с разнообразными песчаниками. Верхняя часть характеризуется резким преобладанием серых и зеленовато-серых сланцев. Одновременно в разрезе появляются и прослой мраморизованного известняка, мощность которых возрастает к верхам разреза и достигает 2–3 м и более. Мощность свиты 50–250 м.

*Шугорская свита* ( $O_{2-3}sch$ ). Отложения развиты в районе только в ядре Пуйвинской синклинали. В разрезе свиты выделяют две литологически различные толщи. В составе нижней толщи преобладают известковые и хлорит-кварцевые сланцы. Верхняя толща сложена в основном мраморами. Мощность свиты около 300 м.

Отложения рифея и ордовика метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Пыстин, 1994; и др.).

*Интрузивные образования* Неройского района выделены (Гессе, Дашкевич, 1990; и др.) в венд-кембрийский (байкальский), средне-позднепалеозойский (герцинский) и нерасчлененный (палеозойский) комплексы. *Венд-кембрийский комплекс* включает интрузии гранодиоритового и диоритового составов, слагающие восточную часть

Неройско-Патокского и Торговского массивов. Для гранитов Неройско-Патокского массива Rb-Sr изохронным методом по валовым образцам была получена датировка  $489 \pm 17$  млн лет (Водолазская и др., 1999). Для субщелочных гранитоидов (А-типа) Торговского массива опубликовано несколько датировок по циркону U-Pb методом SHRIMP-II ( $542 \pm 4$ ,  $544 \pm 5$  млн лет), а также классическим методом ( $514 \pm 5$  млн лет) (Водолазская и др., 1999, 2011). Для гранитоидов Сальнерского массива по циркону U/Pb методом SHRIMP-II получен возраст 560–567 млн лет (Основные черты..., 2010). Кроме этого, большое количество полученных по минералам из гранитоидов Торговского массива K-Ar датировок попадает в диапазон 230–310 млн лет (Андреичев, 1999), что может быть связано с проявлением поздних метаморфических и метасоматических процессов.

*Средне-позднепалеозойский комплекс* включает группу разновозрастных гранитоидов, которые развиты в виде малых интрузий в Сальнерском и Неройско-Патокском массиве, а также в поле развития отложений Пуйвинской свиты.

*Нерасчлененный палеозойский дайковый комплекс* представлен многочисленными штоками и дайками основного, среднего и кислого состава, развитыми как в пределах интрузивных массивов, так и среди сланцев пуйвинской свиты. Наиболее широко распространены дайки основного состава, площади концентрации которых совпадают с хрусталеносными полями. Среди них выделяют метадиабазы, габбро-диабазы, ортоамфиболиты, альбитовые порфиритоиды. Дайки кислого состава представлены альбитофирами, кварцевыми порфирами, среднего – диоритами.

Складчатая структура района наиболее полно проявлена между двумя гранитоидными массивами – Неройско-Патокским на западе и Сальнерским на востоке. Массивы маркируют осевые части одноименных антиклинальных структур, разделенных Пуйвинской синклиналью.

В пределах Ляпинского антиклинория обычно выделяются два структурных яруса, соответствующие байкальскому и герцинскому этапам. Считается, что наблюдаемые в районе складчатые структуры являются результатом наложения субмеридиональных герцинских складок на субширотные байкальские структуры (Шальных, 1971; Водолазская и др., 2015). Наиболее крупные из складчатых структур в районе, осложняющие Сальнерскую антиклиналь, – антиклинали Додо, Западная и Пуйвинская синклинали. Среди тектонических разрывов района выделяются субмеридиональные, северо-западные, северо-восточные и субширотные. Наибольшим распространением пользуются субмеридиональные взбросы, сбросы и взбросо-сдвиги, имеющие ступенчатую форму. Они сопровождаются приразрывными складчатыми формами, рассланцеванием

и дроблением пород. Кроме разрывов, устанавливаемых прямыми геологическими наблюдениями, выделяются субширотные и северо-западные поперечные структуры глубокого заложения (Шальных, 1971; Дембовский, 2000), направление которых, вероятно, отвечает простиранию байкальских структур. Пересечение их с тектоническими зонами субмеридионального простирания определяет локализацию таких крупнейших месторождений района, как Додо, Пуйва, Зейка, Омега-Шор и др. Поперечные структуры глубокого заложения с той или иной степенью достоверности устанавливаются по дешифрированию космических снимков, перегибам шарниров складчатых структур, флексурным перегибам пластов, возрастанию концентрации субширотных трещин, повышению плотности даек на единицу площади в пределах субширотных полос, зонам минимальных значений намагниченности пород (от 0 до 4 гамм).

Непосредственно Неройский хрусталеносный район является частью Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции. Неройская хрусталеносная полоса хорошо прослеживается в рельефе более чем на 30 км в виде цепочек высокогорных плато, ложбин, террасовидных уступов и седловин, трассирующихся с восточной стороны вдоль водораздела Уральского хребта. Подобный характер эрозионной поверхности обусловлен физическим выветриванием более “мягких” гидротермально переработанных пород, слагающих полосу. В настоящее время в пределах полосы известно несколько десятков хрусталеносных полей (месторождений и проявлений горного хрусталя), связанных единством структуры и генезиса. Хрусталеносные поля (месторождения) представляют собой ряд сближенных хрусталеносных зон, сопоставимых по параметрам и разделенных, как правило, безрудными интервалами. Хрусталеносные зоны – вытянутые участки концентрации кварцевых жил и хрусталеносных гнезд, связанных единой структурной позицией. Хрусталеносная кварцевая жила является наиболее мелкой единицей в общей иерархической системе и представляет собой минерализованную трещину, выполненную или агрегатом жильного кварца, или кристаллами кварца и другими минералами хрусталеносного парагенезиса, или тем и другим одновременно.

Крупнейшим месторождением Неройского района является Додо. Оно находится в центральной части района в пределах одноименной антиклинальной структуры второго порядка, приуроченной к лежащему боку Неройско-Патокского гранитоидного массива, и представляет собой в плане подковообразную складку, которая погружается в северном направлении под углом 50–70°. Площадь месторождения сложена преимущественно метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочными отложениями пуйвин-

ской свиты среднего рифея. В составе пород на месторождении преобладают кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые филлитовидные сланцы. Сланцевая толща прорвана многочисленными дайками среднего, кислого и основного состава, главным образом субмеридиональной ориентировки. На месторождении выделены шесть хрусталеносных зон, которые образованы сочетанием сближенных тектонических разрывов с оперяющими их структурами. Данные разрывы сочленяются, образуя линзовидно-чешуйчатое строение зон. Самой крупной и протяженной на месторождении является хрусталеносная зона 1-70А, прослеженная по простиранию почти на 2 км. Все тектонические нарушения в пределах месторождения подразделяются на дорудные, рудоконтролирующие и пострудные. Дорудные представлены локальными зонами смятия и зонами повышенного расщепления пород. Среди рудоконтролирующих выделяются главным образом взбросы и надвиги. Пострудные нарушения выражены диагональными сдвигами и вторичными сбросами. Среди месторождений района на месторождении Додо отмечаются самые крупные кварцево-жильные объекты и наиболее крупные, и продуктивные хрусталеносные гнезда. К средним гнездам на месторождении относят хрусталеносные полости, содержащие 5–20 т кристаллосырья, крупные – 20–100, гиганские – свыше 100 т.

Месторождение Пуйва – второе по значимости среди месторождений Неройского района, расположено в его южной части, в пределах субширотной брахиантиклинальной складки. С запада площадь месторождения ограничена Неройской тектонической зоной, с востока – западным крылом Пуйвинской синклинали, сложенным ордовикскими кварцитами и гравеллитами, с юга и юга-востока – субширотным выступом Кефталыкского гранитоидного массива. Площадь месторождения слагают вулканогенно-осадочные образования пуйвинской свиты среднего рифея, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях метаморфизма. Основные вмещающие породы месторождения – кварц-серицитовые сланцы с прослоями аповулканитовых зеленых сланцев, филлитовидные кварц-серицитовые сланцы, альбит-кварц-серицитовые сланцы и кварциты. Сланцево-кварцитовая толща прорвана многочисленными дайками среднего, кислого и основного состава как субмеридиональной, так и субширотной ориентировки. На месторождении выделены три хрусталеносные зоны – Западная, Центральная и Восточная. Наиболее продуктивной и хорошо изученной является Западная. Ширина зон варьирует от 150 до 300 м при протяженности до 1 км. Хрусталеносные зоны разделены относительно безрудными интервалами 50–150 м. По размерам и продуктивности кварцево-жильной минерализа-

ции кварцевые жилы и гнезда мельче аналогичных на месторождении Додо. На Пуйве к средним гнездам относят содержащие 0.3–1.5 т кристаллосырья, крупным – 1.5–10.0, очень крупным – более 10 т.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

**Образцы.** Для проведения изотопных определений на месторождениях Пуйва и Додо были отобраны наиболее типичные образцы, для которых также были выполнены микрозондовые исследования минералов. Для определения возраста хрусталеносной минерализации, на месторождении Додо отобрана проба Пу-3 из стенки хру-

сталеносного гнезда, находящегося в пределах зоны № 12 и залегающего в сланцах  $R_2Pv_2$ , вскрытых квершлагом № 12 на горизонте штольни № 32 (рис. 3а) гидротермально измененных околоснездовых сланцев.

На месторождении Пуйва также для изучения был взят образец Пу-4 из стенки хрусталеносного гнезда № 80/32, залегающего в сланцах  $R_2Pv_2$  и вскрытого штреком № 15 на горизонте штольни № 32 (рис. 3б).

Кроме этого, на месторождении Пуйва были отобраны и изучены две пробы сланцев, находящихся на удалении в несколько десятков метров от каких-либо хрусталеносных гнезд. Образец Пу-1 отобран в пределах сланцевой толщи  $R_2Pv_2$ , на горизон-

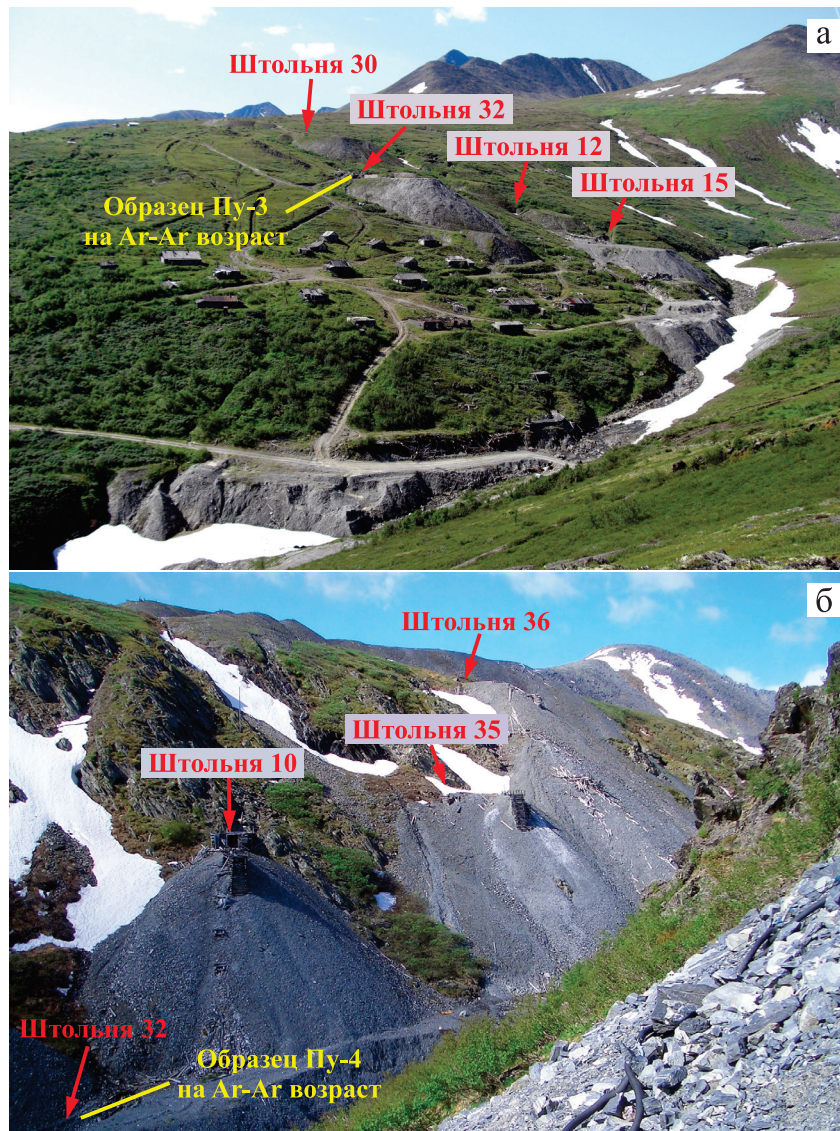


Рис. 3. Положение точек опробования на Ar-Ag датирование на месторождениях Додо (а) и Пуйва (б).

Fig. 3. The position of sampling points on Ar-Ag dating at the Dodo (a) and Puiva (b) deposits.

те штольни № 38, из скважины № 1579 с интервала 39 м. Образец Пу-2 также отобран из скважины, пробуренной на горизонте штольни № 38, однако уже в пределах развития сланцево-кварцитово-толщи  $R_2Pv_3$ .

Одним из авторов этой статьи описываемые месторождения Приполярного Урала детально исследовались в течение длительного времени (Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Burlakov, 1995, 1999a, b; Буканов и др., 2012; и др.), в том числе при проведении разведочных работ с большим количеством маршрутов, горных выработок и др.

**Микронзондовые исследования.** Основные методы, использованные в настоящей работе, – электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия. Анализы выполнены на волново-дисперсионном микроанализаторе Camebax SX 50 (кафедра минералогии Геологического факультета МГУ) при ускоряющем напряжении 15 кВ и силе тока зонда 30 нА. Эталоны: Na, Si – чкаловит, Cr – SPL, Ti –  $KTiPO_{5\text{синт}}$ , V – VAN, Mn –  $MnTiO_3$ , Mg, Ca, Fe – HBL, Al – ALB, Ba –  $BaSO_4$ , K – ORT, REE –  $REEPO_4$ , Sr –  $SrSO_4$ , P –  $YPO_4$ . Состав сульфидов измерялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30 нА. Эталоны: Fe, S –  $FeS_2$ , Co –  $CoAsS$ , Ni –  $NiS$ , Cd –  $CdSe_{\text{синт}}$ , As, Fe –  $FeAsS_{\text{синт}}$ , Cu –  $CuFeS_{2\text{синт}}$ , Pb –  $PbS$ , Zn, S –  $ZnS_{\text{синт}}$ , Sb –  $CuSbS_{2\text{синт}}$ . Особое внимание уделялось фазовой однородности назализированных образцов. Содержание  $H_2O$  прямым методом не определялось.

**$^{40}Ar/^{39}Ar$  метод.** Исследования проводились по методике, описанной в работе А.В. Травина с соавторами (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Минеральные фракции слюд для исследований были завернуты в алюминиевую фольгу и запаяны после дегазации в кварцевых ампулах. Облучение проводилось в кадмированном канале исследовательского реактора ФТИ ТПУ (г. Томск). В качестве мониторов использовались навески биотита МСА-11, подготовленного ВИМС в 1988 г. как стандартного K/Ar образец и аттестованного в качестве  $^{40}Ar/^{39}Ar$  монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 (Baksi et al., 1996).

Нейтронный градиент не превышал 0.5% на размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Выделенные газы очищались с помощью двух последовательных ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона осуществлялись на масс-спектрометре Micro-mass 5400. Холостой опыт установки ступенчатого прогрева по  $^{40}Ar$  не превышал  $n \times 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. При расчетах возраста использовались константы распада и изотопные распространенности, рекомендованные Комиссией по геохронологии (Steiger, Yager, 1977).

## СТРОЕНИЕ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ

В пределах Неройского района выделены три последовательных этапа формирования кварцево-жильной минерализации (Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Burlakov, 1995, 1999a, b). Первый этап условно назван “дорудным”, второй и третий – “рудные”. Кварцевые жилы первого этапа кварцеобразования сформировались, по всей видимости, в догерцинское время складкообразования. В основном это маломощные жилы и прожилки (от 1 до 30 см по мощности), смятые с вмещающими их сланцами в мелкие субширотные складки с почти вертикальными шарнирами. Складчатые контуры жил повторяют складчатый рисунок первичной полосчатости, а кливаж течения и системы кливажа разлома пересекают такие жилы под различными углами (рис. 4б).

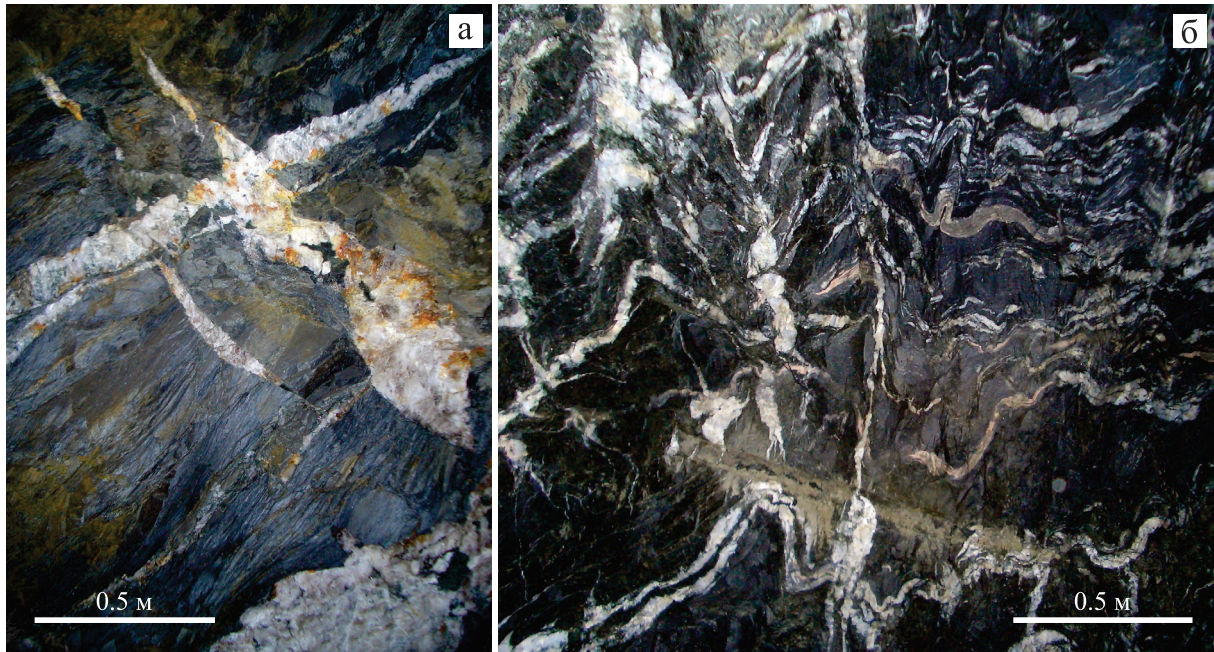
Формирование кварцевых жил второго этапа кварцеобразования связано с постскладчатыми тектоническими подвижками герцинской фазы тектогенеза. Это типичные жилы выполнения, локализуемые в различных трещинных структурах и тектонических швах, являющихся секущими по отношению к плоскостям сланцеватости вмещающих пород.

Третий этап кварцеобразования проявился в формировании наложенных хрусталеносных полостей и минерализованных трещин. Жилы выполняют трещины скола или отрыва восточного падения. Жилы третьего этапа либо секут жилы второго этапа кварцеобразования (см. рис. 4а), либо формируют с ними сложные кварцево-жильные объекты шестого типа (см. далее).

Все многообразие жил второго и третьего этапов кварцеобразования можно объединить в шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил (рис. 5).

Первый тип – кварцевые жилы, выполняющие крутые швы тектонических разрывов, как правило, сдвига-взбросов и сдвига-сбросов. При детальном изучении было установлено, что жилы вмещающий разрыв образует острый угол со сланцеватостью, характер разрыва ступенчатый. Форма жил плитовидная, линзовидная, с обилием апофизов и ксенолитов вмещающих пород. Угол падения – 50–80°, азимут падения 250–300°. Жилы первого типа достигают 140 м по простиранию и 50 м по падению и содержат до нескольких десятков тысяч тонн жильной массы. Жилы этого типа, как правило, не хрусталеносны, но являются главным по значению источником высококачественного жильного кварца.

Ко второму типу относятся жилы, локализованные в пологих уступах сдвига-взбросов и сдвига-надвигов. Форма жил плитовидная, с обилием апофизов и ксенолитов вмещающих пород. Жилы имеют пологое падение (0–5°) на восток или запад, запасы – до первых тысяч тонн.



**Рис. 4.** Обнажения хрусталеносных кварцевых жил в стенках штолен месторождения Пуйва.

а. Секущие взаимоотношения между кварцевыми жилами второго и третьего этапов кварцеобразования. Штольня № 38, штрек № 12, рассечка № 253, пройденная по азимуту 290°, северная стенка в интервале 5.0–7.0 м.  
б. Складчатый характер первичной полосчатости, подчеркнутой розоватыми прослоями кварцитов (правая часть снимка) и кварцевыми прожилками (левая часть снимка) первого этапа кварцеобразования. Штольня № 38, квершлаг № 46, интервал 50–55 м, кровля квершлага.

**Fig. 4.** Outcrops quartz veins in the walls of adits of the Puiva deposit.

а. Cross-sectional relationships between quartz veins of the second and third stages of quartz formation. Adit no. 38, drift no. 12, cut no. 253 along the azimuth of 290°, the northern wall in the range of 5.0–7.0 m.  
б. Folded nature of primary banding, emphasized by pinkish quartzite interbeds (right side of the image) and quartz veins (left side of the image) of the first stage of quartz formation. Adit no. 38, crosscut no. 46, interval 50–55 m, crosscut roof.

Третий тип – жилы, локализованные в трещинах скола или отрыва, находящихся в оперении надвигов или взбросов. Однако нередко, эти жилы не имеют видимой связи с разрывными структурами перемещения. Жилы третьего типа – это продольно-секущие жилы восточного падения, угол падения 20–60°. Жилы имеют простую форму – линзовидную в плане и линзовидную или клиновидную в поперечном сечении (см. рис. 5, III). Жилы этого типа обычно содержат гнезда с горным хрусталем, как правило, в нижней по падению и склонению части жилы. Вокруг жил формируются ярко выраженные ореолы гидротермально измененных пород.

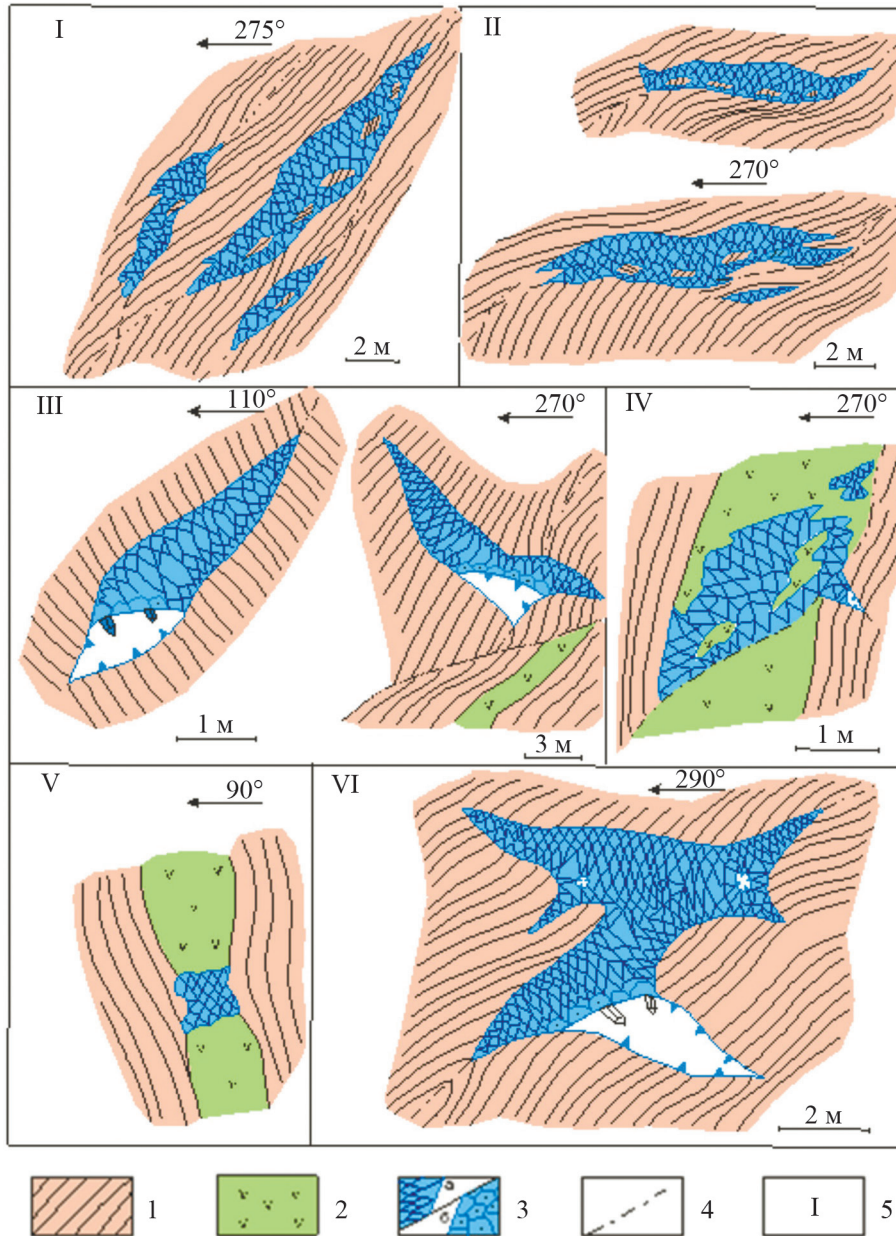
Жилы четвертого типа – жилы сложной формы, локализованные в зонах дробления внутри даек метадиабазов, кварцевых порфиров, альбитофиров (см. рис. 5, IV). Размеры жил невелики (до 10 м по падению и простиранию), запасы – десятки, первые сотни тонн жильного кварца. Как правило, они не хрусталеносны.

Жилы пятого типа – немногочисленная группа жил, не обнаруживающая видимой связи с раз-

рывными структурами перемещения. Жилы имеют трубообразную форму, содержат первые десятки тонн жильного кварца и обычно не хрусталеносны.

Шестой тип – жилы сложной, комбинированной формы, объединяющие признаки жил первого и третьего или второго и третьего типов. Они заполняют швы тектонических разрывов и оперяющих их трещин скола и отрыва (см. рис. 5, VI). Азимут простирания – 340–20°, склонение южное или северное с углами 3–7°. В жилах этого типа могут находиться 2–3 хрусталеносные полости и более. Они являются важным источником жильного кварца, горного хрусталя и пьезокварца и могут содержать до нескольких десятков тысяч тонн жильного кварца и десятки – первые сотни тонн горного хрусталя.

Между месторождениями Додо и Пуйва (см. рис. 1, 3) расстояние около 15 км. На месторождении Додо выделены четыре хрусталеносные зоны: № 20, 132, 1-70, 155. На месторождении Пуйва выделены три хрусталеносные зоны – Западная, Центральная и Восточная.



**Рис. 5.** Структурно-морфологические типы кварцевых жил выполнения с элементами внутренней структуры. 1 – кварц-серицитовые сланцы; 2 – метадиабазы; 3 – жильный кварц с элементами внутренней структуры; 4 – тектонические разрывы; 5 – структурно-морфологические типы жил. Остальные пояснения – см. в тексте.

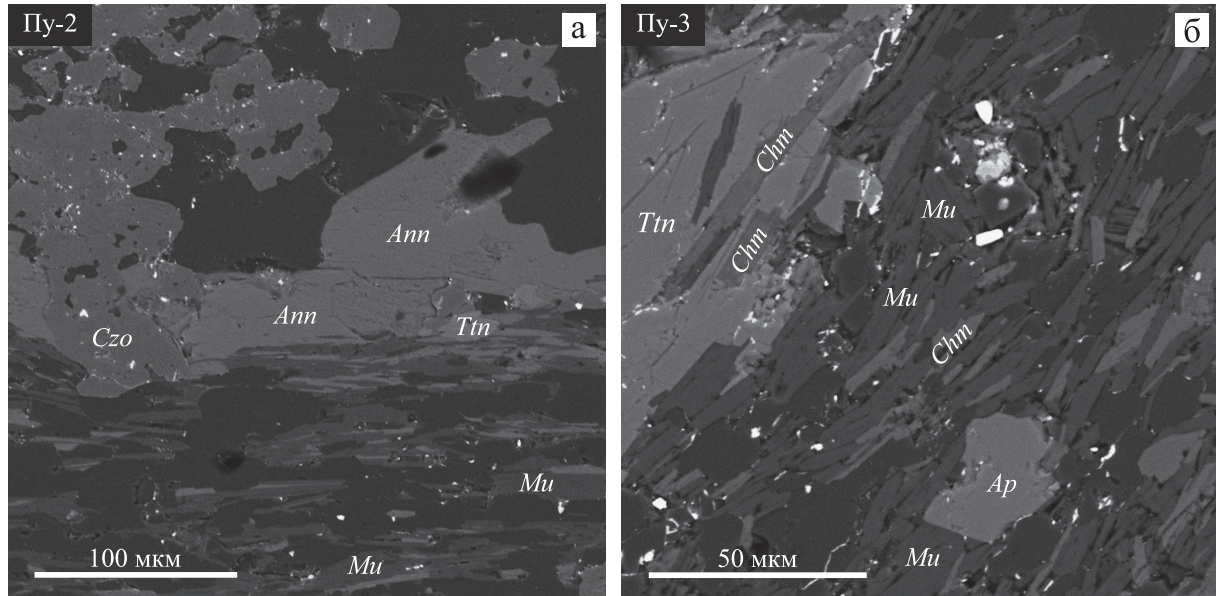
**Fig. 5.** Structural-morphological types of quartz veins with elements of the internal structure.

1 – quartz-sericite schist; 2 – metadiabase; 3 – vein quartz with elements of the internal structure; 4 – tectonic breaks; 5 – structural-morphological types of veins. For other explanations, see the text.

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАНЦЕВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОДО И ПУЙВА**

При визуальном исследовании образца Пу-3 из стенки хрусталеносного гнезда месторождения Додо в пробе отмечалось значительное количество минералов хрусталеносного парагенезиса – горно-

го хрусталя, ильменита, хлорита, анатаза. По соотношению породообразующих минералов образец относится к серицит-альбит-хлоритовому сланцу (рис. 6б). По данным рентгеноструктурного анализа сланец содержит, %: хлорит – 40, альбит (An<sub>0.6</sub>) – 30, кварц – 20, слюда (серицит) – 10. Состав слюд приведен в табл. 1, состав шамозита, клиноцоизита и титанита – в табл. 2. Титанит со-



**Рис. 6.** Структура серицит-альбит-хлоритового сланца из стенки хрусталеносного гнезда месторождения Додо (образец Пу-3) и вмещающих биотит-серицит-хлоритовых сланцев месторождения Пуйва (образец Пу-2).

Изображения в обратноотраженных электронах (BSE). *Mu* – мусковит, *Ann* – аннит, *Ttn* – титанит, *Czo* – клиноцоизит, *Chm* – шамозит, *Ap* – апатит.

**Fig. 6.** Structure of the sericite-albite-chlorite schist from the wall of the quartz cavity of the Dodo deposit (sample Пу-3) and host biotite-sericite-chlorite schists of the Puiva deposit (sample Пу-2).

Backscattered electron images (BSE). *Mu* – muscovite, *Ann* – annite, *Ttn* – titanite, *Czo* – clinozoisite, *Chm* – chamosite, *Ap* – apatite.

держит примесь  $Al_2O_3$  – 1.6–2.4 мас. % и незначительную примесь  $V_2O_5$  – 0.1–0.3 мас. %. Апатит соответствует по составу фторапатиту. В нем присутствует постоянная примесь SrO – 1.1–1.2 мас. % и примеси РЗЭ в сумме – 0.4–0.7 мас. %. В отличие от остальных образцов здесь встречены зерна акцессорного ильменита, средний состав которого, мас. %:  $SiO_2$  –  $0.3 \pm 0.1$ ,  $TiO_2$  –  $52.4 \pm 0.4$ ,  $Al_2O_3$  – до 0.15, FeO –  $42.9 \pm 0.5$ , MnO –  $3.50 \pm 0.14$ , MgO – до 0.1, CaO – до 0.1,  $V_2O_5$  – 0.1–0.2, сумма – 99.4 (N = 5). В породе встречены псевдоморфозы цериевого клиноцоизита и бастнезита-Се по небольшим зернам (10–20 мкм) некоего минерала, вероятно аланита-Се. Бастнезит-Се внутри таких псевдоморфоз присутствует в виде округлых субмикронных зерен.

При визуальном изучении образца Пу-4 из стенки хрусталеносного гнезда на месторождении Пуйва в микротрещинах были установлены хорошо образованные выделения ряда минералов хрусталеносного парагенезиса – хлорита, адуляра, апатита, кальцита, горного хрусталя. Как макроскопическое, так и микроскопическое изучение подтверждает, что образец представлен серицит-альбит-хлоритовым сланцем. По данным рентгеноструктурного анализа он содержит, %: хлорит (шамозит) – 60, альбит – 25, слюда (мусковит) – 15. В породе помимо альбита ( $Al_{0-1}$ ) встречен калиевый по-

левой шпат. Средний состав калиевого полевого шпата, мас. %:  $SiO_2$  –  $65.1 \pm 0.5$ ,  $TiO_2$  – 0.18,  $Al_2O_3$  –  $18.4 \pm 0.2$ ,  $Na_2O$  –  $0.09 \pm 0.05$ ,  $K_2O$  –  $16.1 \pm 0.3$ ,  $Nb_2O_5$  – до 0.18, BaO –  $0.45 \pm 0.06$ , сумма – 100.4% (N = 13). Средний состав шамозита, мас. %:  $SiO_2$  –  $24.6 \pm 0.6$ ,  $TiO_2$  – до 0.2,  $Al_2O_3$  –  $20.7 \pm 0.3$ , FeO –  $31.0 \pm 0.4$ , MnO –  $0.4 \pm 0.1$ , MgO –  $10.0 \pm 0.3$ ,  $Na_2O$  –  $0.14 \pm 0.07$ , сумма –  $86.8 \pm 1.1$ ,  $Fe/(Fe + Mg)_{\text{мол}}$  –  $0.64 \pm 0.01$  (N = 10) (см. табл. 2). В титаните присутствует постоянная примесь  $Al_2O_3$  –  $2.8 \pm 0.4$  мас. % (N = 8) (см. табл. 2). Апатит практически полностью соответствует фторапатиту. В нем присутствует примесь SrO – 0.08–0.70 мас. % и РЗЭ в сумме до 1.9 мас. %. Средний состав акцессорного циркона, мас. %:  $SiO_2$  –  $32.7 \pm 0.2$ ,  $ZrO_2$  –  $64.1 \pm 0.5$ ,  $HfO_2$  –  $1.78 \pm 0.05$ ,  $UO_2$  – 0.32, сумма – 98.9% (N = 2). В некоторых зернах титанита встречены субмикронные включения цериевого клиноцоизита. В породе встречены зерна сидерита размером 50–80 мкм, содержащие пойкилитовые включения титанита.

Серицит одинаковый по составу в обоих образцах околожильных сланцев (Пу-3 и Пу-4) (см. табл. 1), средний состав серицита, мас. %:  $SiO_2$  –  $47.8 \pm 1.0$ ,  $TiO_2$  –  $0.4 \pm 0.1$ ,  $Al_2O_3$  –  $30.4 \pm 0.6$ ,  $Cr_2O_3$  – до  $\pm 0.13$ , FeO –  $3.5 \pm 0.3$ , MgO –  $1.6 \pm 0.3$ ,  $Na_2O$  –  $0.4 \pm 0.1$ ,  $K_2O$  –  $10.7 \pm 0.2$ ,  $V_2O_5$  – до  $\pm 0.13$ , BaO – до  $\pm 0.55$ , сумма –  $95.0 \pm 1.4$  (N = 16).

Таблица 1. Состав слюд из месторождений Додо и Пуйва. Типовые анализы (24 из 78)

Table 1. Composition of micas from the Dodo and Puiva deposits. Typical analyzes (24 of 78)

Обра- зец	№	Минерал	Компонент, мас. %														Коэффициенты формул					
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Si	Al	Ti	Fe	Mg	Na	K
Пу-1	23	<i>Mu</i>	47.7	0.29	30.0	—	—	3.24	—	1.74	—	0.38	0.36	11.1	94.7	3.24	2.40	0.01	0.18	0.18	0.05	0.96
	29	<i>Mu</i>	47.2	0.23	31.4	—	0.16	2.76	—	1.36	—	0.52	0.48	10.9	95.0	3.20	2.51	0.01	0.16	0.14	0.06	0.94
	52	<i>Mu</i>	48.2	0.23	29.3	0.12	—	2.94	—	1.95	0.06	0.40	0.26	11.1	94.6	3.28	2.35	0.01	0.17	0.20	0.03	0.96
	21	<i>Ann</i>	35.7	1.96	16.5	—	0.11	23.2	—	7.39	—	—	0.05	9.29	94.3	2.81	1.53	0.12	1.53	0.87	0.01	0.93
	49	<i>Ann</i>	35.9	1.59	16.8	—	0.20	23.3	0.24	7.26	—	0.24	0.11	9.56	95.3	2.81	1.55	0.09	1.52	0.85	0.02	0.95
Пу-2	50	<i>Ann</i>	35.7	1.54	16.5	—	0.27	23.6	0.18	7.51	0.40	0.13	9.40	95.4	2.79	1.52	0.09	1.54	0.88	0.02	0.94	
	55	<i>Ann</i>	36.0	1.60	16.9	—	0.09	23.2	0.23	7.71	0.06	0.39	0.11	9.56	95.9	2.79	1.54	0.09	1.50	0.89	0.02	0.94
	2	<i>Mu</i>	48.8	0.05	27.4	0.15	—	3.43	—	2.48	0.09	0.65	0.26	11.3	94.5	3.34	2.21	—	0.20	0.25	0.03	0.99
	27	<i>Mu</i>	47.2	0.44	28.7	—	—	3.58	—	1.94	—	—	0.18	11.1	93.0	3.27	2.34	0.02	0.21	0.20	0.02	0.98
	56	<i>Mu</i>	46.1	0.56	32.4	0.07	—	2.71	—	1.21	—	0.14	0.45	11.1	94.8	3.13	2.59	0.03	0.15	0.12	0.06	0.96
Пу-3	57	<i>Mu</i>	48.0	0.27	29.3	0.07	—	3.36	—	1.86	0.05	0.68	0.26	11.2	95.1	3.26	2.35	0.01	0.19	0.19	0.03	0.97
	3	<i>Ann</i>	36.1	1.44	15.6	—	0.13	22.7	0.24	7.77	0.10	0.17	0.06	9.65	93.9	2.85	1.46	0.09	1.50	0.92	0.01	0.97
	37	<i>Ann</i>	36.8	1.35	15.9	—	0.10	22.7	0.21	7.88	—	—	0.16	9.47	94.6	2.88	1.46	0.08	1.48	0.92	0.02	0.94
	54	<i>Ann</i>	36.2	1.41	15.8	—	—	23.5	0.26	7.67	—	—	0.13	9.54	94.7	2.85	1.47	0.08	1.54	0.90	0.02	0.96
	55	<i>Ann</i>	36.4	1.63	16.1	—	—	23.0	0.20	7.88	0.07	—	0.08	9.59	95.2	2.84	1.48	0.10	1.50	0.91	0.01	0.95
Пу-4	33	<i>Mu</i>	48.2	0.38	30.7	—	—	3.20	—	1.51	—	—	0.47	10.7	95.1	3.25	2.43	0.02	0.18	0.15	0.06	0.92
	46	<i>Mu</i>	47.2	0.25	30.6	—	0.06	3.40	—	1.42	—	0.43	0.52	10.6	94.4	3.22	2.46	0.01	0.19	0.14	0.07	0.92
	49	<i>Mu</i>	47.2	0.40	29.9	—	—	3.74	—	1.58	—	—	0.40	10.4	93.8	3.24	2.41	0.02	0.21	0.16	0.05	0.91
Пу-4	63	<i>Mu</i>	48.3	0.37	31.1	0.12	—	3.81	—	1.52	—	—	0.55	10.7	96.4	3.22	2.44	0.02	0.21	0.15	0.07	0.91
	18	<i>Mu</i>	45.4	0.37	31.8	—	0.14	2.62	0.06	1.17	—	0.36	0.52	10.5	93.2	3.14	2.59	0.02	0.15	0.12	0.07	0.93
	29	<i>Mu</i>	49.0	0.59	30.1	—	0.06	3.34	—	2.10	0.03	—	0.55	11.1	96.8	3.25	2.36	0.03	0.19	0.21	0.07	0.94
	36	<i>Mu</i>	50.2	0.41	30.0	0.05	—	3.22	—	1.98	0.06	—	0.28	11.0	97.4	3.30	2.33	0.02	0.18	0.19	0.04	0.92
46	<i>Mu</i>	48.0	0.32	31.3	—	—	3.40	—	1.63	0.09	—	0.54	10.5	95.9	3.21	2.47	0.02	0.19	0.16	0.07	0.89	

Примечание. *Mu* – мусковит, *Ann* – аннит. Пересчет на коэффициенты формул производился на 22 отрицательных заряда. Здесь и далее прочерк – содержание элемента ниже пределов обнаружения.

Note. *Mu* – muscovite, *Ann* – annit. The recalculation to the formula coefficients was carried out for 22 negative charges. Here and below dash is the content of the element below the detection limits.



Таблица 2. Типовые анализы шамозита (9 of 33), клиноцоизита (6 из 23) и титанита (9 из 19) из месторождений Додо и Пуйва  
Table 2. Typical analyzes of chamosite (9 of 33), clinzoisite (6 of 23) and titanite (9 of 19) from the Dodo and Puiva deposits

Обра- зец	№	Минерал	Компонент, мас. %														Коэффициенты формул							
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма	Si	<sup>IV</sup> Al	<sup>VI</sup> Al	Ti	Fe	Mg	Ca	Na	
Пу-1	27	<i>Chm</i>	24.6	0.05	21.3	0.04	—	30.0	0.42	10.9	0.05	—	0.14	—	87.5	2.69	1.31	1.42	—	2.74	1.77	0.01	0.03	
	28	<i>Chm</i>	25.2	—	21.3	—	0.11	30.1	0.42	10.5	—	—	—	—	87.6	2.75	1.25	1.49	—	2.75	1.72	—	—	
	32	<i>Chm</i>	24.6	—	21.3	—	0.10	30.2	0.46	10.8	—	0.12	—	—	87.6	2.69	1.31	1.43	—	2.76	1.77	—	—	
Пу-2	36	<i>Czo</i>	38.7	0.14	27.2	—	7.84	0.27	—	23.3	—	—	—	—	97.5	3.02	—	2.50	0.01	0.51	—	1.94	—	
	48	<i>Czo</i>	38.7	0.09	26.6	0.13	7.07	0.25	—	23.0	—	—	—	—	96.1	3.07	—	2.49	0.01	0.47	—	1.95	—	
	51	<i>Czo</i>	38.7	0.14	26.4	—	8.17	—	—	22.9	—	—	—	—	96.4	3.05	—	2.46	0.01	0.54	—	1.94	—	
Пу-3	2	<i>Ttn</i>	31.3	36.2	2.12	—	0.89	—	—	27.2	—	—	—	—	97.7	1.03	—	0.08	0.90	0.02	—	0.96	—	
	10	<i>Chm</i>	25.2	0.11	22.0	0.09	30.4	0.51	10.3	0.04	—	0.20	0.06	—	88.9	2.71	1.29	1.50	0.01	2.74	1.66	—	0.04	
	26	<i>Chm</i>	25.6	0.71	22.2	—	29.9	0.35	10.3	0.35	—	0.14	—	—	89.6	2.74	1.26	1.53	0.06	2.67	1.64	0.04	0.03	
Пу-4	52	<i>Chm</i>	24.0	0.12	20.6	—	31.1	0.48	9.88	0.07	—	0.11	—	—	86.4	2.67	1.33	1.37	0.01	2.90	1.64	0.01	0.02	
	11	<i>Czo</i>	38.6	0.25	25.6	0.14	8.19	0.13	—	23.0	—	0.14	—	—	96.2	3.07	—	2.40	0.01	0.54	—	1.96	—	
	59	<i>Czo</i>	39.0	0.20	26.1	0.07	9.11	0.16	—	22.7	—	0.05	0.11	—	97.3	3.06	—	2.41	0.01	0.60	—	1.91	—	
Пу-3	74	<i>Czo</i>	38.5	0.15	25.6	—	8.96	0.26	—	22.7	—	—	—	—	96.2	3.05	—	2.39	0.01	0.60	—	1.93	—	
	6	<i>Ttn</i>	31.6	37.0	1.66	—	0.57	0.17	0.07	28.0	—	—	0.12	—	99.4	1.03	—	0.06	0.91	0.02	—	0.98	—	
	44	<i>Ttn</i>	31.1	35.8	2.64	—	0.86	0.10	—	27.6	—	—	0.29	—	98.6	1.02	—	0.10	0.88	0.02	—	0.97	—	
Пу-4	25	<i>Ttn</i>	31.2	37.7	1.64	—	0.17	0.19	—	27.9	—	—	0.05	—	98.8	1.02	—	0.06	0.93	0.01	—	0.98	—	
	39	<i>Ttn</i>	31.0	36.3	2.39	—	0.14	0.12	—	27.7	—	0.07	—	—	97.6	1.02	—	0.09	0.90	—	—	0.98	—	
	17	<i>Chm</i>	24.3	0.16	20.8	—	31.1	0.35	9.77	0.09	0.10	0.21	—	—	87.0	2.69	1.31	1.41	0.01	2.88	1.61	0.01	0.05	
Пу-4	40	<i>Chm</i>	23.8	—	20.8	—	31.0	0.42	10.0	—	—	0.15	—	—	86.2	2.65	1.35	1.38	—	2.88	1.66	—	0.03	
	77	<i>Chm</i>	24.2	0.11	20.5	—	30.6	0.44	9.70	—	—	0.15	—	—	85.7	2.71	1.29	1.42	0.01	2.87	1.62	—	0.03	
	3	<i>Ttn</i>	30.3	36.4	3.14	—	0.39	—	—	27.2	—	—	—	—	98.4	1.00	—	0.12	0.90	0.01	—	0.96	—	
Пу-4	55	<i>Ttn</i>	30.9	35.9	2.35	—	0.15	—	—	27.7	—	—	—	—	97.7	1.03	—	0.09	0.90	—	—	0.98	—	
	51	<i>Ttn</i> *	31.0	35.6	2.67	—	0.39	0.09	0.14	—	—	0.11	—	—	98.8	1.02	—	0.10	0.88	—	—	0.98	0.01	
	60	<i>Ttn</i> *	30.8	35.9	2.54	—	0.20	—	—	27.8	—	0.05	—	—	98.8	1.02	—	0.10	0.89	0.01	—	0.98	—	

\*В сумму анализов входят 1.00 и 1.05 мас. % F соответственно.  
Примечание. *Chm* – шамозит, *Czo* – клиноцоизит, *Ttn* – титанит. Формула титанита рассчитана на 3 катиона, шамозита – на 10 катионов, клиноцоизита – на 8 катионов.

\*The sum of the analyzes includes 1.00 wt % and 1.05 wt % F, respectively.  
Note. *Chm* – chamosite, *Czo* – clinzoisite, *Ttn* – titanite. The formula of titanite is calculated for 3 cations, the formula of chamosite is calculated for 10 cations, the formula of clinzoisite is calculated for 8 cations.

Температура образования хлорита в образце Пу-4 была оценена  $345 \pm 26^\circ\text{C}$  по геотермометру (Cathelineau, 1988). Данная оценка носит приближенный характер, поскольку термометр откалиброван для температур  $150\text{--}300^\circ\text{C}$ . Аналогичные температуры –  $333 \pm 17$  и  $355 \pm 26^\circ\text{C}$  – были получены по геотермометрам (Kranidiotis, MacLean, 1987) и (Jowett, 1991).

Образец вмещающей сланцевой толщи ( $R_2Pv_2$ ) с месторождения Пуйва Пу-1 визуально представляет собой кварц-серицитовый сланец с прожилками тонкозернистого кварца. В нем отчетливо фиксируется система приразрывных кливажных трещин (кливаж разлома), по которому развивается биотитизация. По данным рентгеноструктурного анализа он содержит, %: кварц – 45, альбит – 25, слюда (аннит и серицит) – 15, хлорит (шамозит) – 15, более точно может быть идентифицирован как биотит-серицит-хлоритовый сланец. Альбит  $An_{0.2}$  содержит примесь  $K_2O$  – до 0.5 мас. %. Аннит по составу отклоняется в сторону сидерофилита (см. табл. 1). Средний состав аннита, мас. %:  $SiO_2$  –  $36.0 \pm 0.5$ ,  $TiO_2$  –  $0.8 \pm 0.1$ ,  $Al_2O_3$  –  $16.6 \pm 0.3$ ,  $FeO$  –  $23.6 \pm 0.4$ ,  $MnO$  –  $0.2 \pm 0.1$ ,  $MgO$  –  $7.5 \pm 0.2$ ,  $CaO$  – до 0.1,  $Na_2O$  –  $0.1 \pm 0.1$ ,  $K_2O$  –  $9.4 \pm 0.1$ ,  $V_2O_5$  – до 0.3,  $BaO$  – до 0.4, сумма –  $95.4 \pm 0.9$  ( $N = 16$ ). В анните наблюдается повышенное содержание Al в тетраэдрической позиции 1.05–1.15 ф.е., отношение  $Fe/(Fe + Mg)$  0.61–0.62. Клиноцоизит содержит  $Fe_2O_3$  8–9 мас. % и тем самым отклоняется в сторону поля составов эпидота (см. табл. 2). В титаните отмечается примесь  $Al_2O_3$  2.0–2.5 мас. % (см. табл. 2). Аксессуарная сульфидная минерализация представлена пирротинном, халькопиритом и макинавитом. Содержания примеси Co в пирротине – 0.50–0.65 мас. %. Макинавит имеет повышенные содержания Co – 13.7–16.8 мас. %.

Образец из сланцевой толщи ( $R_2Pv_3$ ) с месторождения Пуйва Пу-2 визуально представляет собой кварц-серицитовый сланец, содержащий тонкие со-складчатые прослои кварцитов (см. рис. 6б). Первичную полосчатость (маркируемую прослоями кварцитов) пересекают почти под прямым углом прожилки тонкозернистого кварца. В сланце отчетливо фиксируются плоскости кливажа разлома, по которому развивается биотит. Весь образец насыщен очень тонкой вкрапленностью сульфидов, представленной пиритом, халькопиритом, сфалеритом (визуальная диагностика). По данным рентгеноструктурного анализа содержит, %: кварц – 35, альбит – 35, глинистые минералы (палыгорскит) – 10, слюды (аннит и мусковит) – 25. Аннит из данного образца по составу близок к анниту из образца Пу-1. Клиноцоизит содержит 9–10 мас. %  $Fe_2O_3$  (см. табл. 2). Титанит содержит 1.4–2.6 мас. % примеси  $Al_2O_3$  (см. табл. 2). Среди сульфидов встречен сфалерит, содержащий 3 мас. %  $FeO$ . В породе встречаются зерна аксессуарного циркона размером около 20 мкм. Средний состав циркона, мас. %:

$SiO_2$  –  $32.7 \pm 0.5$ ,  $ZrO_2$  –  $65.7 \pm 0.5$ ,  $HfO_2$  –  $1.4 \pm 0.4$ ,  $UO_2$  –  $0.3 \pm 0.2$ , сумма – 100.1 ( $N = 5$ ). В центре некоторых зерен клиноцоизита встречены ядра размером 5–10 мкм, сложенные аланитом-Ce. Содержания  $Ce_2O_3$  в нем составляют 4–10 мас. %,  $Y_2O_3$  – до 2.8 мас. %, РЗЭ в сумме – 9–23 мас. %.

Серицит и шамозит по составу практически не различаются в обоих образцах вмещающих сланцев Пу-1 и Пу-2 (см. табл. 2). Средний состав серицита, мас. %:  $SiO_2$  –  $48.4 \pm 0.9$ ,  $TiO_2$  –  $0.3 \pm 0.2$ ,  $Al_2O_3$  –  $29.2 \pm 1.7$ ,  $Cr_2O_3$  – до 0.22,  $FeO$  –  $3.4 \pm 0.6$ ,  $MgO$  –  $2.0 \pm 0.5$ ,  $Na_2O$  –  $0.3 \pm 0.1$ ,  $K_2O$  –  $11.1 \pm 0.2$ ,  $V_2O_5$  – до 0.16,  $BaO$  –  $0.5 \pm 0.1$ , сумма  $95.2 \pm 0.9$  ( $N = 22$ ). Средний состав шамозита, мас. %:  $SiO_2$  –  $24.7 \pm 0.7$ ,  $TiO_2$  – до  $\pm 0.3$ ,  $Al_2O_3$  –  $21.1 \pm 0.7$ ,  $FeO$  –  $30.5 \pm 0.7$ ,  $MnO$  –  $0.45 \pm 0.04$ ,  $MgO$  –  $10.1 \pm 0.5$ ,  $Na_2O$  –  $0.13 \pm 0.06$ , сумма  $87.2 \pm 1.2$  ( $N = 21$ ).

Сланцы в образцах Пу-1 и Пу-2 содержат биотит и при этом не содержат гранат и, таким образом, по минеральному парагенезису соответствуют биотитовой субфации зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, что примерно отвечает температуре  $\approx 350\text{--}400^\circ\text{C}$  и давлению  $\approx 4\text{--}8$  кБар (Перчук и др., 2015).

Температура образования хлорита по геотермометру (Cathelineau, 1988) оценивается в образце сланца Пу-1 в  $344 \pm 19^\circ\text{C}$ , а в образце Пу-2 – в  $354 \pm 21^\circ\text{C}$ . Однако эти оценки приближенные, поскольку данный геотермометр откалиброван для температур  $150\text{--}300^\circ\text{C}$ . По данным геотермометра (Kranidiotis, MacLean, 1987) рассчитаны близкие температуры формирования хлорита  $331 \pm 12^\circ\text{C}$  для Пу-1 и  $339 \pm 14^\circ\text{C}$  для Пу-2. Аналогичные температуры –  $353 \pm 19^\circ\text{C}$  для Пу-1 и  $364 \pm 21^\circ\text{C}$  для Пу-2 – рассчитаны по хлоритовому геотермометру (Jowett, 1991).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ИССЛЕДОВАНИЙ ХРУСТАЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДОДО И ПУЙВА

Возрастные и Ca/K спектры изученных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом ступенчатого прогрева образцов представлены на рис. 7, табличные данные приведены в табл. 3 и 4. Во всех из них выделяются соответствующие принятым критериям достоверности (Fleck et al., 1977) надежные плато. На изохронной диаграмме точки формируют линейные регрессии, характеризующиеся согласующимися с рассчитанными методом плато значениями возраста, но с большей ошибкой (см. рис. 7). Поэтому в качестве оценки возраста закрытия изотопной системы мусковита либо формирования принимаются значения возраста плато как более точные. Для всех образцов они находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки. Среднее взвешенное значение для четырех полученных датировок составляет  $255 \pm 2$  млн лет.

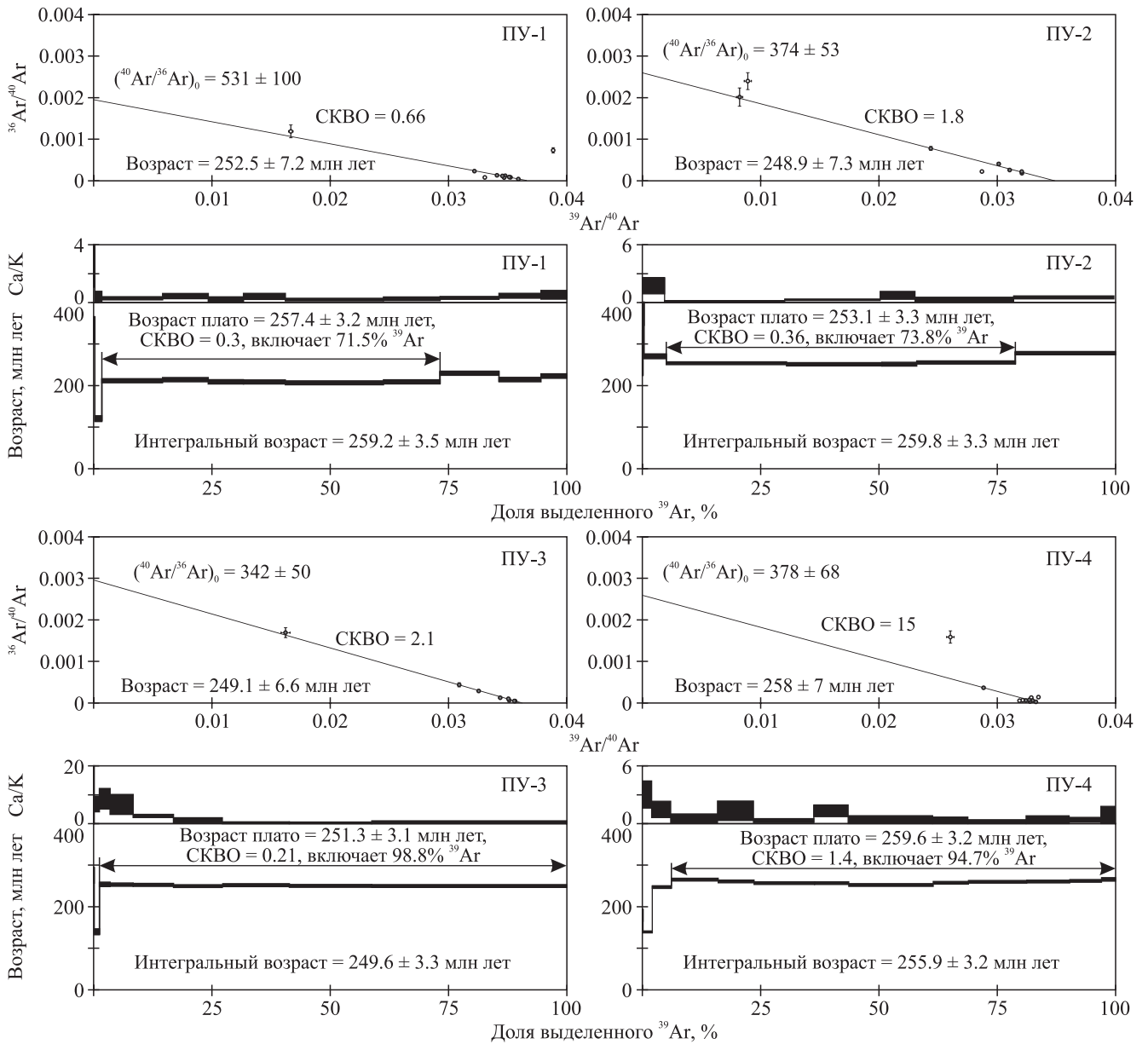


Рис. 7. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования методом ступенчатого прогрева проб Пу-1, Пу-2, Пу-3 и Пу-4.

Fig. 7. Results of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating by stepwise heating of samples Пу-1, Пу-2, Пу-3, and Пу-4.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Температура закрытия изотопной системы мусковита на основании данных лабораторных экспериментов оценивается равной  $366^\circ\text{C}$  при скорости охлаждения системы  $5^\circ\text{C}/\text{млн лет}$ , размере зерна  $0.5 \text{ мм}$  (Hodges, 2003). В фиксируемый  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом временной промежуток  $255 \pm 2$  млн лет попадают как более высокотемпературные гидротермальные комплексы (образцы Пу-1 и Пу-2), предшествующие хрусталеобразованию, так и наложенные на них собственно хрусталеносные, низкотемпературные образования (образцы Пу-3 и Пу-4).

Микроскопическое изучение шлифов подтверждает, что гидротермально-метасоматические процессы при хрусталеобразовании проявились значительно шире: не только в пределах одного гнезда или серии гнезд, но и в целом по всей хрусталеносной полосе. Отчетливо устанавливается смена минеральных парагенезисов: даже на удалении от хрусталеносных гнезд фиксируется частичное замещение биотита хлоритом (вблизи гнезд биотит исчезает полностью). Тонковкрапленная сульфидная минерализация (пирротин-халькопиритовая, пирротин-сфалеритовая, пирит-халькопиритовая), которая широко распространена в пределах хру-

Таблица 3. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования  
Table 3. Results of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar dating

T, °C	t, мин	$^{40}\text{Ar}(\text{STR})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Пу-1, навеска 165.2 мг, J = 0.005521 $\pm$ 0.000080*, возраст плато (700–1000°C) = 257.4 $\pm$ 3.2 млн лет, СКВО = 0.3, включает 71.5% выделенного $^{39}\text{Ar}$ ; интегральный возраст = 259.2 $\pm$ 3.5 млн лет														
500	10	15.8·e <sup>-9</sup>	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
600	10	38.7·e <sup>-9</sup>	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
700	10	377.3·e <sup>-9</sup>	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
770	10	282.0·e <sup>-9</sup>	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
820	10	217.6·e <sup>-9</sup>	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
880	10	254.7·e <sup>-9</sup>	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
950	10	586.5·e <sup>-9</sup>	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1000	10	345.9·e <sup>-9</sup>	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
1050	10	382.1·e <sup>-9</sup>	100.104	0.026	0.02079	0.00012	0.090	0.027	0.00533	0.00021	0.32	85.7	272.4	3.7
1100	10	264.1·e <sup>-9</sup>	104.902	0.035	0.02372	0.00018	0.131	0.046	0.00773	0.00027	0.47	94.5	260.9	3.9
1150	10	173.0·e <sup>-9</sup>	129.975	0.033	0.02240	0.00017	0.150	0.083	0.01235	0.00032	0.54	100.0	267.3	4.0
Образец Пу-2, навеска 161.7 мг, J = 0.005120 $\pm$ 0.000068*, возраст плато (820–1100°C) = 253.1 $\pm$ 3.3 млн лет, СКВО = 0.36, включает 73.8% выделенного $^{39}\text{Ar}$ ; интегральный возраст = 259.8 $\pm$ 3.3 млн лет														
500	10	6.5·e <sup>-9</sup>	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
630	10	13.1·e <sup>-9</sup>	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
750	10	85.2·e <sup>-9</sup>	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
850	10	350.6·e <sup>-9</sup>	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
925	10	278.3·e <sup>-9</sup>	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
1000	10	108.2·e <sup>-9</sup>	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
1075	10	297.4·e <sup>-9</sup>	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1150	10	326.9·e <sup>-9</sup>	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7

\*Здесь и в табл. 4 J – параметр, характеризующий величину нейтронного потока.

\*Here and in the Table. 4 J – parameter characterizing the magnitude of the neutron flux.

Таблица 4. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования  
Table 4. Results of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating

T, °C	t, мин	$^{40}\text{Ar}(\text{STP})$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	Ca/K	$\Sigma^{39}\text{Ar}, \%$	Возраст, млн лет, $\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$
Образец Пу-3, навеска 151.8 мг, J = 0.005367 ± 0.000075*; возраст плато (825–1140°C) = 251.3 ± 3.1 млн лет, СКВО = 0.21, включает 98.8% выделенного $^{39}\text{Ar}$ ; интегральный возраст = 249.6 ± 3.3 млн лет														
500	10	6.5·e <sup>-9</sup>	62.821	0.174	0.04436	0.00277	1.144	0.847	0.01957	0.00445	4.12	0.3	351.2	23.3
630	10	13.1·e <sup>-9</sup>	110.758	0.018	0.01456	0.00006	0.120	0.096	0.00064	0.00012	0.43	1.7	190.4	5.2
750	10	85.2·e <sup>-9</sup>	116.587	0.024	0.01480	0.00009	0.082	0.030	0.00136	0.00009	0.30	14.6	258.8	3.6
850	10	350.6·e <sup>-9</sup>	117.657	0.015	0.01402	0.00003	0.124	0.050	0.00056	0.00005	0.45	24.2	260.8	3.8
925	10	278.3·e <sup>-9</sup>	107.377	0.013	0.01446	0.00003	0.056	0.053	0.00051	0.00003	0.20	31.7	256.8	3.8
1000	10	108.2·e <sup>-9</sup>	103.909	0.015	0.01498	0.00009	0.118	0.058	0.00138	0.00016	0.43	40.5	256.6	3.6
1075	10	297.4·e <sup>-9</sup>	102.907	0.033	0.01620	0.00009	0.057	0.025	0.00251	0.00015	0.21	61.2	255.1	3.5
1150	10	326.9·e <sup>-9</sup>	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
1150	10	326.9·e <sup>-9</sup>	99.686	0.018	0.01563	0.00008	0.072	0.035	0.00196	0.00012	0.26	73.2	256.8	3.7
Образец Пу-4, навеска 181.9 мг, J = 0.005124 ± 0.000069*; возраст плато (750–1150°C) = 259.6 ± 3.2 млн лет, СКВО = 1.4, включает 94.7% выделенного $^{39}\text{Ar}$ ; интегральный возраст = 255.9 ± 3.2 млн лет														
500	10	11.7·e <sup>-9</sup>	38.413	0.460	0.02356	0.00416	5.640	2.195	0.06082	0.00581	20.305	0.1	179.7	14.6
600	10	74.1·e <sup>-9</sup>	17.756	0.014	0.01161	0.00068	0.839	0.395	0.00698	0.00059	3.019	2.1	139.5	2.4
690	10	256.9·e <sup>-9</sup>	29.866	0.027	0.01523	0.00013	0.406	0.237	0.00401	0.00045	1.462	6.1	247.4	3.3
750	10	660.4·e <sup>-9</sup>	31.369	0.051	0.01614	0.00035	0.143	0.131	0.00152	0.00016	0.514	16.0	265.3	3.4
780	10	498.9·e <sup>-9</sup>	30.838	0.041	0.01557	0.00041	0.366	0.283	0.00157	0.00022	1.317	23.6	261.0	3.3
820	10	817.6·e <sup>-9</sup>	30.060	0.023	0.01495	0.00037	0.080	0.058	0.00063	0.00009	0.286	36.4	257.0	3.2
860	10	467.2·e <sup>-9</sup>	30.320	0.068	0.01332	0.00033	0.366	0.170	0.00162	0.00016	1.317	43.6	256.7	3.3
900	10	1156.5·e <sup>-9</sup>	30.416	0.042	0.01575	0.00042	0.014	0.209	0.00376	0.00037	0.049	61.5	252.4	3.3
950	10	485.8·e <sup>-9</sup>	30.583	0.011	0.01483	0.00031	0.002	0.180	0.00207	0.00011	0.009	68.9	257.7	3.2
1000	10	800.2·e <sup>-9</sup>	30.521	0.032	0.01495	0.00024	0.008	0.098	0.00087	0.00008	0.029	81.2	260.1	3.3
1050	10	598.2·e <sup>-9</sup>	30.846	0.023	0.01471	0.00018	0.010	0.209	0.00168	0.00021	0.037	90.3	260.8	3.3
1100	10	444.1·e <sup>-9</sup>	31.109	0.031	0.01497	0.00033	0.105	0.069	0.00193	0.00011	0.378	97.0	262.3	3.3
1150	10	220.6·e <sup>-9</sup>	34.672	0.058	0.01585	0.00115	0.137	0.357	0.01248	0.00107	0.494	100.0	265.8	4.2

сталеносных зон, в пределах хрусталеносных гнезд перекристаллизовывается с формированием крупных, хорошо образованных кристаллов пирротина, сфалерита, пирита, халькопирита. При этом изменяется примесный состав в сульфидах, а в некоторых из них происходит смена полиморфных модификаций. Так, гексагональный пирротин (развитый во вмещающих породах хрусталеносных зон) в хрусталеносных гнездах и хрусталеконтролирующих тектонических швах сменяется на более низкотемпературную моноклинную модификацию (Буканов, 1974; Буканов и др., 2012).

Полученные данные согласуются с существующими представлениями (Буканов, 1974; Бурлаков, 1987; Бурлаков, Скобель, 1988; Скобель, Бурлаков, 1991; Буканов и др., 2012) о стадийности развития гидротермально-метасоматических комплексов, а также кварцево-жильной и хрусталеносной минерализации в процессе формирования Неройской хрусталеносной полосы. Развитие биотита по кливажу разлома и формирование кварцевых жил первого и второго структурно-морфологического типов (нехрусталеносных) относят к этапу, предшествующему широкому развитию серицитизации в пределах практически всей хрусталеносной полосы. Последующее развитие околосредовых метасоматитов и всего многообразия минералов хрусталеносного парагенезиса захватывает уже не только локальные хрусталеносные объекты, но, как сейчас представляется, и хрусталеносные зоны в той или иной степени. В то же время они гораздо локальнее, чем предшествующие гидротермальные процессы, которые сформировали Неройскую хрусталеносную полосу в целом. Примечательно, что эти процессы не были значительно оторваны во времени от следующей за ними стадии формирования хрусталеносных образований.

Полученные нами данные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста как хрусталеносных (Пу-3, Пу-4), так и нехрусталеносных (Пу-1, Пу-2) образований очень близки. При этом отчетливо устанавливается смена минеральных парагенезисов от более высокотемпературных к менее высокотемпературным. Вследствие этого логично предположить, что полученные нами датировки являются оценкой возраста гидротермальных изменений ( $255 \pm 2$  млн лет), которые накладываются на сланцы Пуйвинской свиты среднего рифея ( $R_2pv_{1-4}$ ) в пределах Неройской хрусталеносной полосы.

По данным В.В. Буканова (1974), значения возраста, полученные К-Аг методом по слюдистым метасоматитам, отобранным с различных месторождений Приполярно-Уральской хрусталеносной провинции, составляют  $273 \pm 12$  млн лет (среднее по 10 пробам). По адуляру хрусталеносных гнезд возраст составил  $249 \pm 8$  млн лет (среднее по 6 пробам), а по серициту-мусковиту хрусталеносных гнезд –  $254 \pm 10$  млн лет (среднее по 7 пробам). На-

ши значения возраста хрусталеносной минерализации –  $255 \pm 2$  млн лет (возраст плато) – в принципе не противоречат данным (Буканов, 1974), полученными по адуляру и мусковиту-серициту хрусталеносных гнезд Приполярного Урала, но при этом ограничивают стадии развития гидротермально-метасоматических комплексов, а также кварцево-жильной и хрусталеносной минерализации в процессе формирования Неройской хрусталеносной полосы в гораздо меньшем временном интервале – несколько млн лет.

Таким образом, гидротермальные изменения, которые накладываются на сланцы Пуйвинской свиты среднего рифея ( $R_2pv_{1-4}$ ) в пределах Неройской хрусталеносной полосы, дают значения абсолютного возраста именно этого тектонотермального этапа в пределах 251–260 млн лет. Можно было бы предположить, что этот этап связан с формированием средне-позднепалеозойских гранитоидов, включающих группу малых интрузий в Сальнерском и Неройско-Патокском массивах (см. ранее). Вместе с тем необходимо учитывать, что гранитов такого возраста в рассматриваемом регионе немного, а подавляющее большинство имеющихся здесь гранитоидов относятся, по современным данным (Махлаев, 1996; Андреичев, 1999; Водолазская и др., 1999; Кузнецов и др., 2005; Соболева и др., 2005; Удоратина и др., 2006; Основные черты..., 2010; Пыстин, Пыстина, 2010; и др.), к венду и раннему палеозою.

Если посмотреть на геологическое строение всего региона (востока северной части Урала) в целом (Иванов и др., 2003, 2016а; Водолазская и др., 2015; Душин и др., 2018; Пучков, Иванов, 2020; и др.), то полученные нами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки (251–260 млн, что примерно отвечает поздней перми, вплоть до ее границы с триасом) соответствуют по времени этапу формирования системы меридиональных грабен-рифтов как на востоке Урала (Каретин, 1965; Расулов, 1982; Rasulov et al., 1997; Смирнов, Иванов, 2019; Смирнов и др., 2019), так и, особенно, в пределах смежной Западно-Сибирской плиты (Сурков и др., 1997; Иванов и др., 2016б; Иванов, Ерохин, 2019; и др.). Одновременно и в результате того же импульса ограниченного постколлизийного растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр., сформировавшиеся глубже 10 км) были выведены на поверхность Земли или на уровень верхней коры (т. е. менее 10 км) (Иванов, 1998а, б), сформировав современную структуру Урала с ее главной особенностью – чередованием субмеридиональных синклинориев и антиклинориев. Согласно реологической модели строения континентальной земной коры (Ivanov S.N., Ivanov K.C., 1993; Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018; и др.) именно на глубине около 10 км (8–11 км в зависимости от температуры, состава и прочности горных пород в том или ином ме-

сте) располагается важнейшая реологическая граница континентальной земной коры – *отделитель*. Выше него поровые флюиды (вода и др.) находятся еще при гидростатическом давлении, а ниже давление на флюид уже литостатическое. Таким образом, в процессе подъема глубинных блоков давление на флюид резко (примерно в 3 раза) снижается при переходе отделителя. Именно поэтому зона отделителя имеет исключительное значение как главного локализатора эндогенных жильных месторождений разнообразных руд, включая хрусталеносные. Причиной этого являются резкий перепад в этой зоне флюидных давлений и сильное понижение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018).

Температура закрытия изотопной системы мусковита зависит от скорости охлаждения системы (Dodson, 1973): чем выше скорость охлаждения, тем выше температура закрытия, и наоборот. Допустим, что после этапа гидротермальных преобразований породы длительное время оставались на глубине формирования хрусталеносной минерализации. На примере мусковитов постколлизийных гранитов А-типа глушихинского комплекса Енисейского кряжа с помощью численного моделирования было показано, что в случае длительного экспонирования на глубине 10 км не происходит полного закрытия К/Аг изотопной системы мусковита (Верниковская и др., 2009), часть радиогенного  $^{40}\text{Ar}^*$  покидает кристаллическую решетку минерала. В этом случае мы тем более не должны были бы наблюдать столь хорошей согласованности  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировок для всех четырех изученных образцов мусковита.

Таким образом, можно обоснованно предположить, что полученные нами  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  цифры возраста (251–260 млн лет) не только отражают возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и фиксируют момент подъема Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км (т. е. отделителя) – на уровень верхней коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ключевые результаты выполненных нами работ заключаются в следующем.

1. На основании микрозондовых исследований породообразующих минералов околожильных метасоматитов хрусталеносных месторождений Додо и Пуйва определены температуры ( $339 \pm 14^\circ\text{C}$  –  $364 \pm 21^\circ\text{C}$ ) гидротермального преобразования вмещающих пород на данных месторождениях.

2. На этих месторождениях выделено и описано шесть основных структурно-морфологических типов кварцевых жил.

3.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом изучен возраст слюд как хрусталеносных месторождений, так и вмещающих

метаморфических сланцев. Получены возрастные спектры методом ступенчатого прогрева для четырех проб. В них выделяются надежные плато, значения которых находятся в диапазоне 251–260 млн лет и согласуются между собой в пределах ошибки. Среднее взвешенное значение для четырех полученных датировок составляет  $255 \pm 2$  млн лет.

4. Обоснована следующая модель формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала (при этом мы вполне осознаем, что предлагаемая нами новая модель формирования хрусталеносных месторождений еще в значительной мере является предварительной и дискуссионной). Показано, что полученные аргон-аргоновые датировки (примерно отвечающие границе перми и триаса) соответствуют по времени этапу ограниченного пост-коллизийного растяжения Урала. В это же время формировалась система меридиональных грабен-рифтов – как на востоке Урала, так и в пределах смежной Западно-Сибирской плиты. Одновременно и в результате того же импульса растяжения на Урале крупные блоки средней коры (граниты, сланцы и пр.) были выведены к поверхности Земли, сформировав современную структуру Урала с ее главной особенностью – чередованием субмеридиональных синклиналиев и антиклиналиев. Согласно реологической модели (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018), на глубине около 10 км располагается важнейшая реологическая граница континентальной земной коры – *отделитель*. Выше отделителя поровые флюиды (вода и др.) находятся еще при гидростатическом давлении, а ниже – давление на флюид уже литостатическое. В процессе подъема глубинных блоков на глубине 10 км происходят резкое (приблизительно в 3 раза) понижение флюидных давлений и сильное уменьшение температуры вследствие адиабатического расширения и дроссельного эффекта (Иванов С.Н., Иванов К.С., 2018). Таким образом, полученные аргон-аргоновые цифры абсолютного возраста (251–260 млн) отражают не только возраст хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, но и момент подъема всего Центрально-Уральского поднятия выше глубины 10 км, т. е. на уровень верхней коры.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреичев В.Л. (1999) Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ, 48 с.
- Буканов В.В. (1974) Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 212 с.
- Буканов В.В., Бураков Е.В., Козлов А.А., Пожиданов Н.А. (2012) Приполярный Урал: минералы хрусталеносных жил. *Минералогический альманах*, 17(2), 136 с.
- Бураков Е.В. (1987) Минералого-геохимические особенности зон рудоконтролирующих разрывов одно-

- го из гидротермальных месторождений Урала. Минералогия рудоносных территорий Европейского Северо-Востока СССР. *Тр. ИГ Коми НЦ УрО АН СССР*, вып. 58, 69-77.
- Бурлаков Е.В., Скобель Л.С. (1988) Кварцевые жилы одного из районов Урала. *Тр. ИГ Коми НЦ АН СССР*, вып. 63, 55-66.
- Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. (2009) Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*, **50**(5), 576-594.
- Водолазская В.П., Львов Б.К., Ларин А.О. (2011) Еще раз о возрасте и генезисе гранитоидов Приполярного Урала. *Отеч. геология*, (3), 71-79.
- Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А., Лукьянова Л.И., Петров Г.А., Стефановский В.В., Морозов Г.Г., Жданов А.В., Жиганов А.В., Стряпунина Е.В., Еськин А.Г., Петрова Т.А., Вербицкий И.В., Вербицкая Н.В. (2015) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1 000 000. 3-е поколение. Сер. Уральская. Л. О-40. Пермь. Объяснит. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 497 с.
- Водолазская В.П., Шергина Ю.П., Котов К.Н. (1999) Возраст и генезис гранитоидов Приполярного Урала. *Отеч. геология*, (5), 48-55.
- Гессе В.Н., Дашкевич Г.И. (1990) Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Северо-Уральская. Л. Q-40-XXXVI (Неройка). Объяснит. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 143 с.
- Дембовский Б.Я. (2000) Легенда Северо-уральской серии листов Госгеолкарты-200. Воркута.
- Душин В.А., Сердюкова О.П., Малогин А.А., Козьмин В.С. Никулина И.А., Бурмако П.Л., Демина Л.А., Прокопчук Д.И., Абатурова И.В. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Северо-Уральская. Л. P-40-VI (г. Тельпос-Из). Объяснит. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 216 с.
- Иванов К.С. (1998а) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Иванов К.С. (1998б) Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры. *Геология и геофизика*, **39**(2), 204-210.
- Иванов К.С. (2020) О выделении на Урале палеозойских фаций континентального подножия. *Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сер. Науки о Земле*, (1), 43-48. <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-43-48>
- Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2019) О времени заложения системы триасовых рифтов Западной Сибири. *Докл. АН*, **486**(1), 88-92. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652486188-92>
- Иванов С.Н., Иванов К.С. (2018) Реологическая модель строения Земной коры (модель 3-го поколения). *Литосфера*, **18**(4), 500-519. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И., Козлов П.С., Пономарев В.С., Хиллер В.В. (2016а) Докембрий Урала. *Горн. ведомости*, **148**(9), 4-21.
- Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016б) 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.
- Каретин Ю.С. (1965) О роли сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (10), 45-62.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. (2005) Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 100 с.
- Махлаев Л.В. (1996) Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия: Полярный и Приполярный Урал. Екатеринбург: УрО РАН, 149 с.
- Огородников В.Н., Поленов Ю.А. (2012) Модель формирования коллизионных кварцево-жильных образований Урала. *Изв. УГГУ*, (27-28), 8-14.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. (2010) (Ред. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, А.Н. Мольгунов). СПб.: ВСЕГЕИ, 274 с.
- Перчук А.Л., Плечов П.Ю., Сазонова Л.В., Сафонов О.Г., Тихомиров П.Л., Шур М.Ю. (2015) Основы петрологии магматических и метаморфических процессов. М.: КДУ, 472 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. (2020) Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития. *Геотектоника*, (1), 41-61. <https://doi.org/10.31857/S0016853X20010105>
- Пыстин А.И., Пыстина Ю.А. (2010) Гранитоидные комплексы и геохронология процессов гранитообразования на Приполярном Урале. *Магматизм и метаморфизм в истории Земли*. Мат-лы XI Всерос. петрограф. сов. (Отв. ред. В.А. Коротеев). Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 163-164.
- Пыстин А.М. (1994) Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 209 с.
- Пыстин А.М., Андреев В.Л., Антошкина А.И., Махлаев Л.В., Удоратин В.В., Голубева И.И., Елисеев А.И., Козырева И.В., Конанова Н.В., Куликова К.В., Любоженко Л.Н., Лютоев В.А., Никулова Н.Ю., Носкова Н.Н., Пономарева Т.А., Пыстина Ю.И., Сандула А.Н., Силаев В.И., Соболева А.А., Тимонин Н.И. (2008) Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика. Сыктывкар: Геопринт, 234 с.
- Расулов А.Т. (1982) Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН, 43 с.
- Скобель Л.С., Бурлаков Е.В. (1991) Роль замещения в процессе формирования кварцевых жил Приполярного Урала. *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (3), 146-152.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С. (2019) Структурные связи Урала и Западной Сибири: единый этап формирования на границе перми и триаса. *Докл. АН*, **488**(3), 294-297. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883294-297>
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Травин А.В. (2019) <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраст деформаций пород в Баженовской шовной зоне (восточная окраина Среднего Урала). *Литосфера*, **19**(2), 242-249. <https://doi.org/10.24930/1681-9004->



2019-19-2-242-249

- Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В., Ларионов А.Н., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. (2005) Возраст цирконов из гранитов ядра Хобейского гранитоидного купола (Приполярный Урал). *Происхождение магматических пород*. Мат-лы междунар. петрограф. сов. Апатиты: КолНЦ РАН, 236-238.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). (1993) Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 151 схема.
- Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. (1997) Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна. *Отеч. геология*, (3), 31-37.
- 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.
- Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Родионов Н.В., Пресняков С.Л. (2006) Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урал): U-Pb данные. *Докл. АН*, **406**(6), 810-815. <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020309>
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Баранова А.Н. (2010) Rb-Sr изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия). *Докл. АН*, **434**(4), 534-539.
- Шальных В.С. (1971) Поперечные структуры Приполярного Урала. *Вопросы тектоники Урала*, (92), 80-86.
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Burlakov E.V. (1995) Dodo: Alpen Klufte im Polur-Ural. *Lapis*, (3), 13-35.
- Burlakov E.V. (1999a) The Dodo deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 427-442.
- Burlakov E.V. (1999b) The Puiva deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 451-465.
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**(4), 471-485.
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age – spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **41**, 15-32.
- Hodges K.V. (2003) Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier, **3**, 263-292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodynam.*, **17**(4), 155-180.
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)*. Program with Abstracts 16. Toronto, A62.
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Li X., Watanabe Y., Wang C., Hirano H., Zhang Y. (2007) The age of the Donghai rock crystals (clear quartz), eastern China: Constraint from biotite Ar-Ar geochronology. *Bull. Geol. Survey Japan*, **58**(1/2), 1-6. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.58.1>
- Pettke Th., Diamond L.W. (1995) Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(19), 4009-4027.
- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2019) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Rasulov A.T., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropäischen Tafel. *Z. Geol. Wiss.*, **25**(1/2), 203-228.
- Shepherd T.J., Darbyshire D.P.F. (1981) Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral. *Nature*, **290**, 578-579.
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommission on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Wang D.H., Xu J., Chen Y.C., Li H.Q., Yu J.J. (2003) Dating on the eclogite hosted quartz crystal and its significance for tracing the exhumation history of the UHP belt in north Jiangsu Province. *Acta Geol. Sinica*, **77**, 544-548.
- Yudin D., Murzintsev N., Travin A., Alifirova T., Zhimulev E., Novikova S. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2). <https://doi.org/10.3390/min11020192>

## REFERENCES

- Andreichev V.L. (1999) Isotopic geochronology of the pre-Uralides of the Subpolar Urals. Syktyvkar, IG Komi NTs, 48 p. (In Russ.)
- Baksi A.K., Archibald D.A., Farrar E. (1996) Intercalibration of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standards. *Chem. Geol.*, **129**, 307-324.
- Bukanov V.V. (1974) Rock crystal of the Subpolar Urals. Leningrad, Nauka Publ., 212 p. (In Russ.)
- Bukanov V.V., Burlakov E.V., Kozlov A.A., Pozhidayev N.A. (2012) Subpolar Urals: minerals of quartz-crystal veins. *Mineralogicheskii almanakh*, **17**(2), 136 p. (In Russ.)
- Burlakov E.V. (1987) Mineralogical and geochemical features of the zones of ore-controlling ruptures of one of the hydrothermal deposits of the Urals. Mineralogy of ore-bearing territories of the European North-East of the USSR. *Tr. IG Komi NTs UrO AN SSSR*, vyp. 58, 69-77. (In Russ.)
- Burlakov E.V. (1995) Dodo: Alpen Klufte im Polur-Ural. *Lapis*, (3), 13-35.
- Burlakov E.V. (1999a) The Dodo deposit Subpolar Urals, Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 427-442.
- Burlakov E.V. (1999b) The Puiva deposit Subpolar Urals,

- Russia. *Mineralog. Rec.*, **30**(6), 451-465.
- Burlakov E.V., Skobel L.S. (1988) Quartz veins of one of the regions of the Urals. *Tr. IG Komi NTs UrO AN SSSR*, vyp. 63, 55-66. (In Russ.)
- Cathelineau M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner.*, **23**(4), 471-485.
- Chugaev A.V., Chernyshov I.V., Gamyagin G.N., Bortnikov N.S., Baranova A.N. (2010) Rb-Sr isotopic systematic of hydrothermal minerals, age, and matter sources of the Nezhdaninskoe Gold Deposit (Yakutia). *Dokl. Earth Sci.*, **434**(2), 1337-1341 (translated from *Dokl. AN*, **434**(4), 534-539). <https://doi.org/10.1134/S1028334X10100107>
- Dembovsky B.Ya. (2000) Legend of the North Ural series of sheets of Gosgeol'karta-200. Vorkuta. (In Russ.)
- Dodson M.H. (1973) Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- Dushin V.A., Serdyukova O.P., Malyugin A.A., Kozmin V.S., Nikulina I.A., Burmako P.L., Demina L.A., Prokopchuk D.I., Abaturova I.V. (2018) State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1 : 200 000. 2nd ed. Series North Ural. Sheet P-40-VI (Telpos-Iz). Explanatory note. St.Petersburg, VSEGEI, 216 p. (In Russ.)
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H. (1977) Interpretation of discordant <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age – spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, (15-32).
- Gesse V.N., Dashkevich G.I. (1990) State geological map of the USSR, scale 1 : 200 000. Series North Ural. Sheet Q-40-XXXVI (Neroika). Explanatory note. Leningrad, VSEGEI, 143 p. (In Russ.)
- Hodges K.V. (2003) Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems. *Treatise on Geochemistry*. Oxford, Elsevier, **3**, 263-292. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03024-3>
- Ivanov K.S. (1998a) The main features of the geological history (1.6–0.2 billion years) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 252 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (1998b) The modern structure of the Urals is the result of post-Paleozoic stretching of the earth's crust. *Geol. Geofiz.*, **39**(2), 204-210. (In Russ.)
- Ivanov K.S. (2020) The allocation of the Urals Paleozoic continental foot facies. *Izv. Komi NTs UrO RAN. Ser. Nauki o Zemle*, (1), 43-48. (In Russ.) <https://doi.org/10.19110/1994-5655-2020-1-43-48>
- Ivanov K.S., Erokhin Y.V. (2019) On time of the Triassic rifts system origin in Western Siberia. *Dokl. Earth Sci.*, **486**(1), 521-524 (translated from *Dokl. AN*, **486**(1), 88-92).
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016b) Geological structure of the basement of the Ural part of the West Siberian oil and gas megabasin. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 302 p. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormiltsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erokhin Yu.V. (2003) The Urals-Western Siberia structure and nature of the conjunction zone. *Dokl. AN*, **393**(5), 647-651. (In Russ.)
- Ivanov K.S., Panov V.F., Likhanov I.I., Kozlov P.S., Ponomarev V.S., Hiller V.V. (2016a) Precambrian of the Urals. *Gorn. Vedomosti*, **148**(9), 4-21. (In Russ.)
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (1993) Hydrodynamic Zoning of the Earth's crust and its Significance. *J. Geodynam.*, **17**(4), 155-180.
- Ivanov S.N., Ivanov K.S. (2018) Rheological model of Earth's crust (model of third generation). *Lithosphere (Russia)*, (4), 500-519. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519>
- Jowett E.C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991)*. Program with Abstracts 16. Toronto, A62.
- Karetin Yu.S. (1965) On the role of shear dislocations in the formation of the Lower Mesozoic depressions and the structure of the eastern slope of the Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (10), 45-62. (In Russ.)
- Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**, 1898-1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Gertseva M.V. (2005) Pre-Ordovician granitoids of the Timan-ural region and the evolution of protouralide-timanides. Syktyvkar, Geoprint Publ., 100 p. (In Russ.)
- Li X., Watanabe Y., Wang C., Hirano H., Zhang Y. (2007) The age of the Donghai rock crystals (clear quartz), eastern China: Constraint from biotite Ar-Ar geochronology. *Bull. Geol. Survey Japan*, **58**(1/2), 1-6. <https://doi.org/10.9795/bullgsj.58.1>
- Makhlav L.V. (1996) Granitoids of the north of the Central Ural uplift: Polar and Subpolar Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 149 p. (In Russ.)
- Ogorodnikov V.N., Polenov Yu.A. (2012) A model of formation of collision quartz-vein formations of the Urals. *News of the Ural State Mining University*, (27-28), 8-13.
- Perchuk A.L., Plechov P.Yu., Sazonova L.V., Safonov O.G., Tikhomirov P.L., Shur M.Yu. (2015) Fundamentals of petrology of magmatic and metamorphic processes. Moscow, KDU, 472 p. (In Russ.)
- Pettke Th., Diamond L.W. (1995) Rb-Sr isotopic analysis of fluid inclusions in quartz: evaluation of bulk extraction procedures and geochronometer systematics using synthetic fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**(19), 4009-4027.
- Puchkov V.N., Ivanov K.S. (2020) Tectonics of the Northern Urals and Western Siberia: general history of development. *Geotectonics*, **54**(1), 35-53 (translated from *Geotektonika*, (1), 41-61). <https://doi.org/10.1134/S0016852120010100>
- Pystin A.I., Pystina Yu.A. (2010) Granitoid complexes and geochronology of granite formation processes in the Subpolar Urals. *Magmatism and metamorphism in the history of the Earth*. Materials of the XI All-Russian Petrographic Conference. (Ed. by V.A. Koroteev). V. 2. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 163-164. (In Russ.)
- Pystin A.M. (1994) Polymetamorphic complexes of the western slope of the Urals. St.Petersburg, Nauka Publ., 209 p. (In Russ.)
- Pystin A.M., Andreichev V.L., Antoshkina A.I., Makhlav L.V., Udoratin V.V., Golubeva I.I., Eliseev A.I., Kozyreva I.V., Konanova N.V., Kulikova K.V., Lyubozhenko L.N., Lyutoev V.A., Nikulova N.Yu., Noskova N.N., Ponomareva T.A., Pystina Yu.I., Sandula A.N., Silaev V.I., Soboleva A.A., Timonin N.I. (2008) Lithosphere of the Timan-North Ural region: Geological structure, substance, geodynamics. Syktyvkar, Geoprint Publ., 234 p. (In Russ.)

- Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V. (2019) U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age. *Int. Geol. Rev.*, **62**(17), 2189-2202. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1689533>
- Rasulov A.T. (1982) Tectonics of the early Mesozoic basins of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, IGG UNTs AN, 43 p. (In Russ.)
- Rasulov A.T., Bankwitz P., Bankwitz E. (1997) Triassische Grabenbildung und altkimmerische Deformation am Ostrand der Osteuropäischen Tafel. *Z. Geol. Wiss.*, **25**(1/2), 203-228.
- Shalnykh V.S. (1971) Transverse structures of the Subpolar Urals. *Voprosy tektoniki Urala*, (92), 80-86. (In Russ.)
- Shepherd T.J., Darbyshire D.P.F. (1981) Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral. *Nature*, **290**, 578-579.
- Skobel L.S., Burlakov E.V. (1991) The role of substitution in the formation of quartz veins in the Subpolar Urals. *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.*, (3), 146-152. (In Russ.)
- Smirnov V.N., Ivanov K.S. (2019) Structural connections between the Urals and Western Siberia: a common stage of formation at the Permian-Triassic boundary. *Dokl. Earth Sci.*, **488**(1), 1051-1054 (translated from *Dokl. AN*, **488**(3), 294-297). <https://doi.org/10.1134/S1028334X19090307>
- Smirnov V.N., Ivanov K.S., Travin A.V. (2019)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of rock deformations across the Bazhenov suture zone (eastern border of the Middle Urals). *Lithosphere (Russia)*, (2), 242-249. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-242-249>
- Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Udoratina O.V., Lariov A.N., Matukov D.I., Presnyakov S.L. (2005) Age of zircons from granites of the core of the Khobeiz granite-gneiss dome (Subpolar Urals). *Origin of igneous rocks. Mater. int. petrog. meeting. Apatity, KolNTs RAN*, 236-238. (In Russ.)
- Steiger R.H., Yager E. (1977) Subcommittee on Geochronology Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). (1993) Ekaterinburg, Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia, 151 diagrams. (In Russ.)
- Surkov V.S., Kazakov A.M., Devyatov V.P., Smirnov L.V. (1997) Lower-Middle Triassic rift complex of the West Siberian basin. *Otechestvennaya Geologiya*, (3), 31-37. (In Russ.)
- The main features of the geological structure and mineral resource potential of the Northern, Subpolar and Polar Urals. (2010) (Eds A.F. Morozov, O.V. Petrov, A.N. Molgunov). St.Petersburg, VSEGEI, 274 p. (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>
- Udoratina O.V., Soboleva A.A., Kuzenkov N.A., Rodionov N.V., Presnyakov S.L. (2006) Age of granitoids in the Man'khambo and Il'yaiz plutons, the Northern Urals: U-Pb data. *Dokl. Earth Sci.*, **407**(2), 284-289 (translated from *Dokl. AN*, **406**(6), 810-815). <https://doi.org/10.1134/S1028334X06020309>
- Vernikovskaya A.E., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Yu., Polyansky O.P., Travin A.V. (2009) Thermochronological models for the evolution of a-type leucogranites in the Neoproterozoic collisional orogen of the Yenisei ridge. *Russ. Geol. Geophys.*, **50**(5), 438-452 (translated from *Geologiya i Geofizika*, **50**(5), 576-594). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.04.002>
- Vodolazskaya V.P., Lvov B.K., Larin A.O. (2011) Once again on the age and genesis of granitoids in the Subpolar Urals. *Otechestvennaya Geologiya*, (3), 71-79. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Shergina Yu.P., Kotov K.N. (1999) Age and genesis of granitoids in the Subpolar Urals. *Otechestvennaya Geologiya*, (5), 48-55. (In Russ.)
- Vodolazskaya V.P., Teterin I.P., Kirillov V.A., Luk'yanova L.I., Petrov G.A., Stefanovsky V.V., Morozov G.G., Zhdanov A.V., Zhiganov A.V., Stryapunina E.V., Es'kin A.G., Petrova T.A., Verbitsky I.V., Verbitskaya N.V. (2015) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000. 3rd generation. Ural series. Sheet O-40. Perm. Explanatory letter. St.Petersburg, VSEGEI, 497 p. (In Russ.)
- Wang D.H., Xu J., Chen Y.C., Li H.Q., Yu J.J. (2003) Dating on the eclogite hosted quartz crystal and its significance for tracing the exhumation history of the UHP belt in north Jiangsu Province. *Acta Geol. Sinica*, **77**, 544-548.
- Yudin D., Murzintsev N., Travin A., Alifirova T., Zhimulev E., Novikova S. (2021) Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation. *Minerals*, **11**(2). <https://doi.org/10.3390/min11020192>

## Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минералого-геохимические особенности, геодинамический анализ

А. Г. Владимиров<sup>1</sup>, А. В. Карпов<sup>1</sup>, И. Ю. Анникова<sup>1</sup>, Е. И. Михеев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, e-mails: akarpov@igm.nsc.ru; ira99@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Новосибирский государственный университет, 630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

Поступила в редакцию 16.11.2022 г., принята к печати 06.06.2023 г.

**Объект исследования.** Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив боровского комплекса в Северном Казахстане, интерес к которому обусловлен тем, что в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты, перекрывающем гранит-лейкограниты, локализовано крупное урановое месторождение Семизбай песчаникового типа. **Методы.** Для геохимических, минералогических и геохронологических исследований гранит-лейкогранитов использованы методы рентгенофлуоресцентного анализа, ICP-MS, электронно-зондового микроанализа, сканирующей электронной микроскопии, LA-ICP-MS (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). **Результаты.** Жаман-Койтасский массив сложен субщелочными лейкогранитами А-типа ( $\text{SiO}_2 = 72.8\text{--}75.4$  мас. %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5\text{--}8.8$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.11\text{--}1.25$ ,  $\sum\text{PЗЭ} = 120\text{--}231$  г/т,  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{--}22$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.4$ ), для которых характерна титанит-ильменит-магнетитовая акцессорная специализация. U-Pb изотопное датирование подтверждает силурийский возраст гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива (426–420 млн лет). Полученные геохронологические данные, наряду со сходством химического состава пород, доказывают принадлежность гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива к боровскому комплексу. Значимый временной интервал между ордовикскими гранитоидами крыкудукского комплекса ( $448 \pm 2$  млн лет) и рассмотренными в статье силурийскими гранит-лейкогранитами карабулакского и боровского комплексов (431–426 млн лет) дает основание предполагать смену геодинамической обстановки от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной.

**Ключевые слова:** гранит-лейкограниты, породообразующие и акцессорные минералы, геохимия цирконов, U-Pb изотопный возраст, Жаман-Койтасский массив, Северный Казахстан

### Источник финансирования

Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2)

## Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis

Aleksandr G. Vladimirov<sup>1</sup>, Aleksandr V. Karpov<sup>1</sup>, Irina Yu. Annikova<sup>1</sup>, Evgenii I. Mikheev<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, 3 Academician Koptyug av., Novosibirsk 630090, Russia, e-mails: akarpov@igm.nsc.ru; ira99@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>Novosibirsk State University, 2 Pirogov st., Novosibirsk 630090, Russia

Received 16.11.2022, accepted 06.06.2023

**Research subject.** The Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif of the Borovsk complex in Northern Kazakhstan. In the platform cover of the West Siberian plate, overlying granite-leucogranites, a large uranium deposit Semizbai of sandstone type is localized. **Materials and methods.** Geochemical, mineralogical, and geochronological studies of granite-leucogranites were conducted by X-ray fluorescence analysis, ICP-MS, electron probe microanalysis, scanning electron microscopy, and LA-ICP-MS (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS). **Results and conclusions.** The Zhaman-Koitass massif is composed by A-type subalkaline leucogranites ( $\text{SiO}_2 = 72.8\text{--}75.4$  wt %,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.5\text{--}8.8$  wt %,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.11\text{--}1.25$ ,  $\sum\text{REE} = 120\text{--}231$  ppm,  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 10\text{--}22$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2\text{--}0.4$ ), which are characterized

**Для цитирования:** Владимиров А.Г., Карпов А.В., Анникова И.Ю., Михеев Е.И. (2023) Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минералого-геохимические особенности, геодинамический анализ. *Литосфера*, 23(6), 1006–1026. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1006-1026>

**For citation:** Vladimirov A.G., Karpov A.V., Annikova I.Yu., Mikheev E.I. (2023) Zhaman-Koitass granite-leucogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 1006–1026. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1006-1026>

© А.Г. Владимиров, А.В. Карпов, И.Ю. Анникова, Е.И. Михеев, 2023

by titanite-ilmenite-magnetite accessory specialization. U-Pb isotope dating confirms the silurian age of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites (426–420 Ma). The obtained geochronological data, along with the similarity of the chemical composition of the rocks, confirm that the granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif belong to the Borovsk complex. The significant age interval between the ordovician granitoids of the krykkuduk complex ( $448 \pm 2$  Ma) and the silurian granite-leucogranites of the karabulak and borovsk complexes considered in the article (431–426 Ma) suggests a change in the geodynamic situation from suprasubduction to transform marginal-continental.

**Keywords:** *granite-leucogranites, rock-forming and accessory minerals, zircon geochemistry, U-Pb isotopic age, Zhaman-Koitass massif, Northern Kazakhstan*

#### Funding information

*The work was supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation and was carried out as part of the state assignment of IGM SB RAS (No. 122041400044-2)*

#### Acknowledgements

The authors thank Academician F.A. Letnikov, Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences N.N. Kruk, Professor of geology O.M. Turkina for discussing the scientific issues considered in this article and their constructive comments.

## ВВЕДЕНИЕ

В Северном Казахстане широко распространены гранитоидные комплексы позднеордовикского и силурийского возраста (Магматические..., 1982, Магматизм..., 1988). Позднеордовикские гранодиориты и граниты представлены зерендинским и крыккудукским комплексами, залегающими, по геолого-геофизическим данным, в виде гранитоидных батолитов, площадью 600–1200 км<sup>2</sup> и мощностью до 8–12 км (Летников, 1975). Силурийские гранитоидные комплексы имеют в Северном Казахстане более локальное распространение. В их составе преобладают крупные изометричные гранит-лейкогранитные массивы карабулакского и боровского комплексов (площадь – 300–600 км<sup>2</sup>, мощность – 5–8 км) (Летников, 1975; Магматические..., 1982; Магматизм..., 1988). Гранитоиды позднеордовикских и силурийских комплексов прорывают сильнометаморфизованные и дислоцированные докембрийские и раннепалеозойские образования, входящие в состав Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана (Дегтярев, 1999, 2012). Континентальная кора Степнякского сегмента имеет сложное строение (Дегтярев, 2010, 2012). Верхняя ее часть представлена породами средне- и позднеордовикских островодужных комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса и рифтогенными кислыми вулканитами раннего ордовика. В строении верхних горизонтов значительную роль играют гранитоиды крыккудукского комплекса, в меньшей степени – гранит-лейкограниты карабулакского и боровского комплексов. Средние горизонты сложены сиалическими породами рифея, раннего протерозоя и, вероятно, архея, нижние горизонты – позднедокембрийскими изверженными породами преимущественно основного состава. Метаграувакковые толщи преимущественно

но основного состава, связанные с метабазитовыми комплексами, вероятнее всего, являлись источником всех палеозойских пород среднего-кислого состава, включая позднеордовикскую известково-щелочную кварцдиорит-гранодиорит-гранитную серию (крыккудукский комплекс), а также наиболее поздние гранит-лейкограниты и аляскиты карабулакского и боровского комплексов (Летников и др., 2009а, б).

U-Pb изотопный возраст позднеордовикских комплексов укладывается в интервал ( $454 \pm 14$ )–( $448 \pm 2$ ) млн лет (Летников и др., 2009а). Для карабулакского и боровского комплексов недавно получены новые данные U-Pb и Rb-Sr изотопного датирования, указывающие на их формирование в силурийский период времени – от  $431 \pm 2$  до  $423 \pm 4$  млн лет (Летников и др., 2009б). Вместе с тем на восточном фланге Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана расположен один из наиболее крупных – Жаман-Койтасский массив (рис. 1а), где совмещены ордовикские и силурийские гранитоидные комплексы, однако детальные петролого-геохронологические исследования на этом геологическом объекте не проводились. Интерес к этому массиву обусловлен также тем, что в платформенном чехле Западно-Сибирской плиты, перекрывающем гранит-лейкограниты, находится крупное урановое месторождение Семизбай песчаникового типа (рис. 1б)

Главные задачи наших исследований сводились к следующему: 1) получить минералого-геохимическую характеристику гранит-лейкогранитов восточной части Жаман-Койтасского массива, определить их классификационную принадлежность; 2) установить U-Pb возраст, состав и генезис циркона; 3) провести корреляцию с другими массивами боровского комплекса, завершающего становление каледонид Северного Казахстана.



**Рис. 1.** Геологическая привязка проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива (Восточное тело), Северный Казахстан.

а. Тектоническая схема области сочленения Стейнякского сегмента каледонид Северного Казахстана (Казахский мелкосопочник) и платформенного чехла Западно-Сибирской плиты (Ишимская степь). Составлена А.Г. Владимировым, С.К. Кривоноговым и А.В. Карповым по материалам государственных геологических карт СССР м-ба 1 : 1 000 000, 1 : 200 000, фрагмент листа N-43 (Омск) (Геологическая карта СССР, 1962а, б; Дегтярев, 2012). Прямоугольником обозначен полигон отбора проб гранит-лейкогранитов.

б. Спутниковый снимок водосборной площади р. Семизбай с вынесенными точками отбора проб гранит-лейкогранитов в пределах Восточного тела Жаман-Койтасского массива и местоположением уранового месторождения Семизбай песчаного типа.

**Fig. 1.** Geological reference of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites samples.

- a. Tectonic scheme of the area of articulation of the Northern Kazakhstan caledonides (Stepnyak segment) and the platform cover of the West Siberian plate (Ishim plain). Compiled by A.G. Vladimirovov, S.K. Krivonogov and A.V. Karpov using by State geological maps of the USSR, scale 1 : 1 000 000, 1 : 200 000, fragment of sheet N-43 (Omsk) (Geological map..., 1962a, b; Degtyarev, 2012). Rectangle – sampling polygon.
- б. Satellite image of the Semizbai river catchment area with esignated sampling points within Eastern body of Zhaman-Koitass massif, Semizbai sandstone uranium deposit location.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Жаман-Койтасский интрузивный массив непосредственно примыкает к границе между Казахстанским палеоконтинентом (Степнякский сегмент) и перекрывающим платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1). В его центральной части картируется полоса гранодиорит-гранитов крыккудукского комплекса ( $O_3$ ), которая разделяет гранит-лейкогранитные интрузивные массивы боровского комплекса ( $S_1$ ). Западный интрузив имеет концентрически-зональное строение, типичное для боровского комплекса: центральная часть сложена крупнозернистыми биотитовыми лейкогранитами, в краевой части постепенно сменяющимися мелко- и среднезернистыми гранитами. Восточный интрузив имеет более простое строение: главный объем слагают средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты второй (главной) интрузивной фазы ( $\gamma_2^{rd}$ ), которые содержат останцы мелко- и среднезернистых биотит-амфиболовых гранит-лейкогранит-порфиоров первой интрузивной фазы ( $\gamma_1$ ). Заключительной фазой являются аплитовые жилы и дайки ( $A_3$ ), которые, в свою очередь, срезаются дайками диоритовых порфириров и лампрофиоров (последние в данной статье не рассматриваются).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу настоящего исследования положена коллекция геологических образцов, отобранных авторами статьи в ходе экспедиционных работ на Жаман-Койтасском гранит-лейкогранитном массиве (Восточный интрузив) в 2016 г.

Микроскопическое описание петрографических шлифов проведено классическим методом.

Определение содержаний петрогенных элементов выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа с использованием установки СРМ-25 в Центре коллективного пользования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Определение уровней концентрации редких и редкоземельных элементов в гранитах проводилось методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра высокого разрешения ELEMENT фирмы Finnigan (Германия) в ЦКП МИИ СО РАН

(г. Новосибирск) по стандартной методике (Николаева и др., 2012).

Содержания главных компонентов в породообразующих минералах Жаман-Койтасского массива определялись в полированных пластинках методом рентгено-спектрального микроанализа на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8100 в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск) в диапазоне содержаний 0.0п – 100% с погрешностью для основных компонентов, не превышающей 1 отн. %.

Аксессуарный минеральный парагенезис в породах Жаман-Койтасского массива изучен в полированных пластинках методом сканирующей электронной микроскопии в режиме высокого и низкого вакуума с получением электронных снимков во вторичных и отраженных электронах с пространственным разрешением до 2–10 нм и идентификацией исследуемых фаз с применением рентгено-спектральных детекторов EDS и WDS на электронном сканирующем микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+/Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis) в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск).

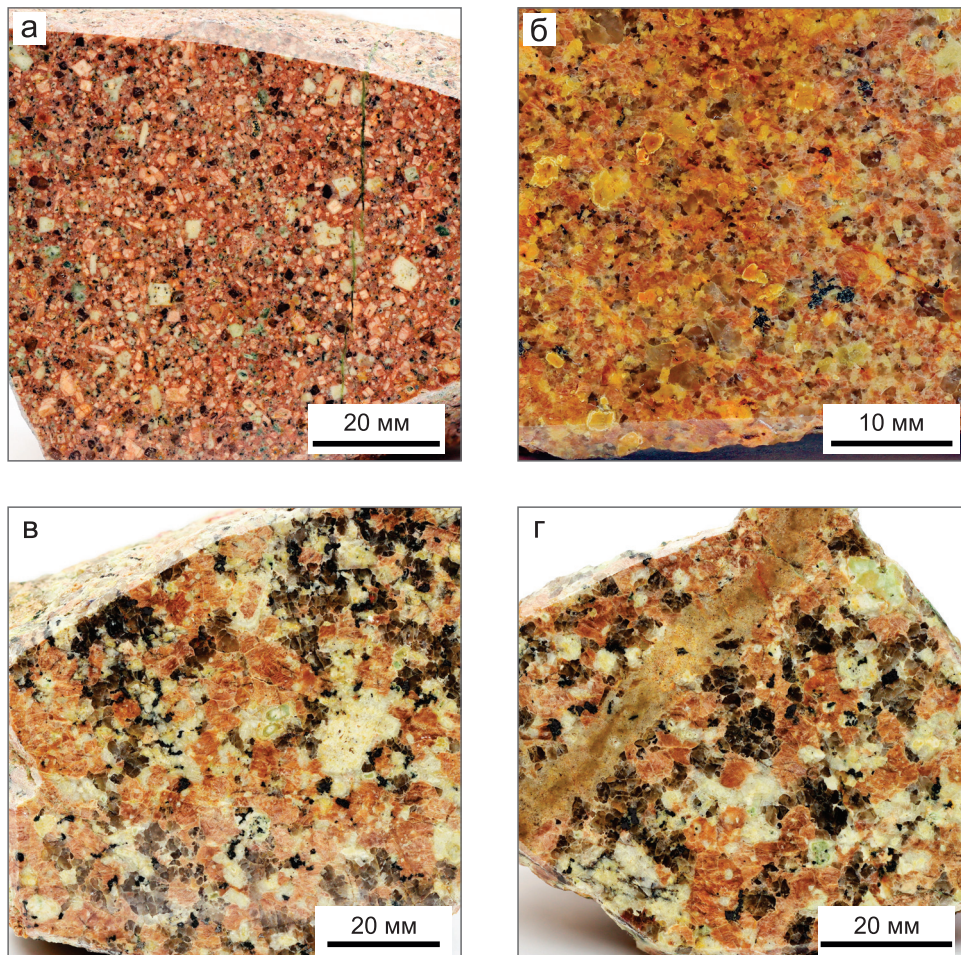
Определение микроэлементного состава цирконов и U/Pb изотопное датирование единичных кристаллов цирконов магматического генезиса проводили методом LA-ICP-MS в ЦКП МИИ СО РАН (г. Новосибирск) с применением лазерной установки Nd:YAG UP-213 фирмы New Wave Research (США) и масс-спектрометра Element XR фирмы Thermo Fisher Scientific (Германия). Использовали диаметр пучка лазера 30 мкм, частоту импульсов 5 Гц, плотность мощности лазерного излучения 3.0 Дж/см<sup>2</sup>. В случае определения редких и редкоземельных элементов сканирование проводилось по следующим изотомам: <sup>31</sup>P, <sup>43</sup>Ca, <sup>49</sup>Ti, <sup>85</sup>Rb, <sup>88</sup>Sr, <sup>89</sup>Y, <sup>91</sup>Zr, <sup>93</sup>Nb, <sup>138</sup>Ba, <sup>139</sup>La, <sup>140</sup>Ce, <sup>141</sup>Pr, <sup>146</sup>Nd, <sup>147</sup>Sm, <sup>153</sup>Eu, <sup>157</sup>Gd, <sup>159</sup>Tb, <sup>163</sup>Dy, <sup>165</sup>Ho, <sup>166</sup>Er, <sup>169</sup>Tm, <sup>172</sup>Yb, <sup>175</sup>Lu, <sup>178</sup>Hf, <sup>181</sup>Ta, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U. Съемка осуществлялась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме <sup>89</sup>Y, <sup>91</sup>Zr, <sup>178</sup>Hf, <sup>232</sup>Th и <sup>238</sup>U (режим triple). Полученные спектры обрабатывались при помощи программы “Glitter” (Griffin et al., 2008). В качестве градуировочного стандарта использовали синтетическое стекло NISTSRM 610, в качестве внутреннего стандарта – изотоп <sup>91</sup>Zr. Для проверки правильности получаемых результатов в качестве вспомо-

гательного стандарта использовали природный образец циркона GJ-1, который обладает гомогенным составом в пределах погрешности метода LA-ICP-MS (Jackson et al., 2004; Yuan et al., 2008; Piaolo et al., 2017; Exertier et al., 2018). В случае U-Pb изотопного датирования сканирование проводилось по следующим изотомам:  $^{202}\text{Hg}$ ,  $^{204}(\text{Hg}+\text{Pb})$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ . Съемка осуществлялась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$  (режим triple). Полученные спектры обрабатывались с использованием программы "Glitter". U-Pb изотопные отношения нормализованы по соответствующим значениям изотопных отношений стандартных цирконов Plesovice (Slama et al., 2008) и Temora-2 (Black et al., 2004). Коррекция

на не радиогенный свинец проводилась по методу (Andersen, 2002).

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры первой интрузивной фазы ( $\gamma_1$ ) характеризуются массивными текстурами и порфировыми структурами (рис. 2а, б). Вкрапленники, слагающие 40–55 об. % породы, представлены кварцем и калиевым полевым шпатом, в подчиненном количестве – плагиоклазом и амфиболом, встречаются отдельные зерна хлоритизированного биотита, основная масса, сложенная кварцем и полевыми шпатами, имеет микрозернистую, до фельзитовой, структуру (рис. 3а). Акцес-



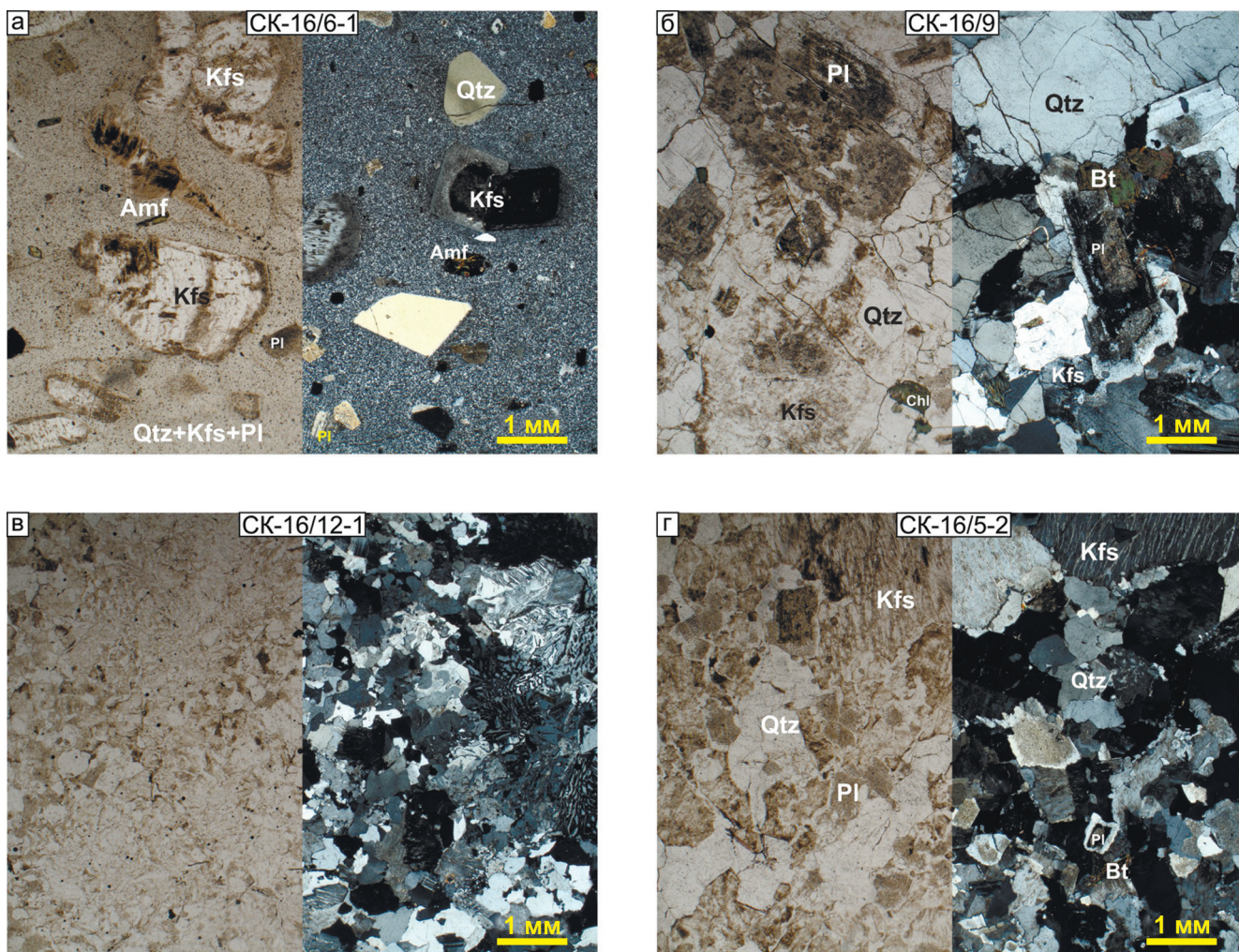
**Рис. 2.** Фотографии образцов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

а – мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$  (обр. СК-16/5-1); б – зона выщелачивания по гранитам  $\gamma_1$  (обр. СК-16/5-2); в, г – средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты  $\gamma_2^{\text{лф}}$  (обр. СК-16/10-2, СК-16/10-1).

**Fig. 2.** Photos of the Zhaman-Koitass granite-leucogranites samples.

а – fine-medium-grained biotite-amphibole granite-leucogranite porphyry  $\gamma_1$  (sample SK-16/5-1); б – leaching zone over granites  $\gamma_1$  (sample SK-16/5-2); в, г – medium-coarse-grained biotite leucogranites  $\gamma_2^{\text{лф}}$  (sample SK-16/10-2, SK-16/10-1).





**Рис. 3.** Микрофотографии взаимоотношений породообразующих минералов в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива в параллельных (слева) и скрещенных (справа) николях.

а – мелко- и среднезернистые биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$  (обр. СК-16/6-1), б – средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты „ $\gamma_2^{1\text{ф}}$ ” (обр. СК-16/9), в – мелко- и тонкозернистые аплиты  $A_3$  (обр. СК-16/12-1), г – зона выщелачивания по гранитам  $\gamma_1$  (обр. СК-16/5-2). *Qtz* – кварц, *Kfs* – калиевый полевой шпат, *Amf* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз, *Chl* – хлорит, *Bt* – биотит.

**Fig. 3.** Micrographs of the rock-forming minerals relationships in granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif in parallel (left) and crossed (right) nichols.

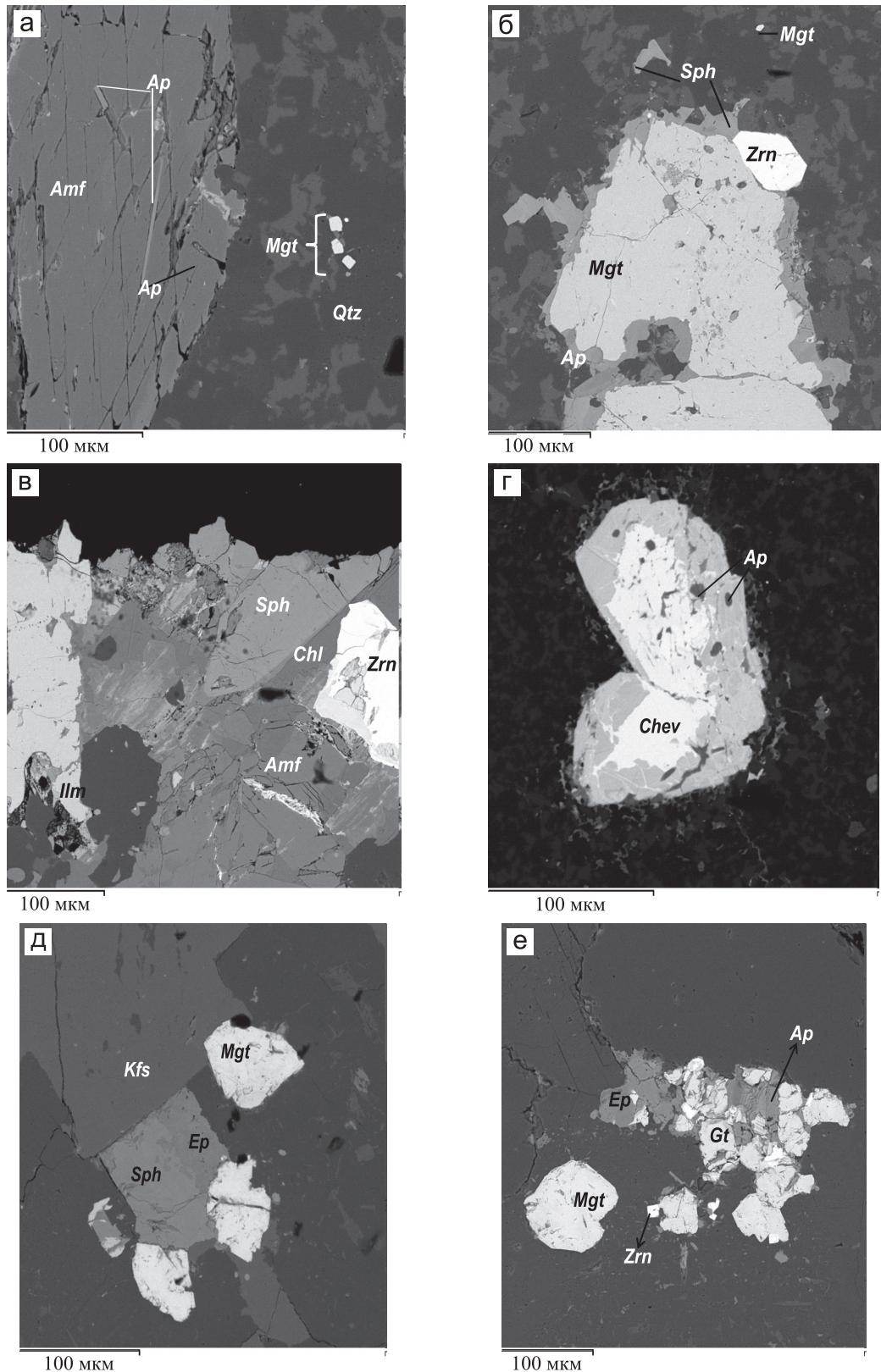
а – fine-medium-grained biotite-amphibole granite-leucogranite-porphyry  $\gamma_1$  (sample CK-16/6-1), б – medium-coarse-grained biotite leucogranites „ $\gamma_2^{1\text{ф}}$ ” (sample CK-16/9), в – fine-grained aplites  $A_3$  (sample CK-16/12-1), г – leaching zone over granites  $\gamma_1$  (sample CK-16/5-2). *Qtz* – quartz, *Kfs* – potassium feldspar, *Amf* – amphibole, *Pl* – plagioclase, *Chl* – chlorite, *Bt* – biotite.

сорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном (рис. 4а–г).

Средне- и крупнозернистые биотитовые лейкограниты второй интрузивной фазы ( $\gamma_2^{1\text{ф}}$ ) характеризуются массивными текстурами, средне- и крупнозернистыми аллотриоморфнозернистыми или гранитовыми структурами, в которых зерна плагиоклаза более идиоморфны относительно зерен калишпата и кварца (см. рис. 2в, г). Эти породы сложены кварцем (30–40 об. %), калиевым полевым шпатом (30–40 об. %), плагиоклазом (20–

30 об. %), биотитом (1–5 об. %) (рис. 3б). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом; см. рис. 4д, е). Для полевых шпатов характерно широкое развитие вторичных минералов: это пелитизация – для калишпата, серицитизация и сосюритизация с формированием минералов группы эпидота – для плагиоклаза. Для биотита свойственно почти полное замещение хлоритом.

Мелко- и тонкозернистые аплиты ( $A_3$ ) характеризуются массивными текстурами, мелкозерни-



**Рис. 4.** Микрофотографии аксессуарных минералов, диагностированных в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива.

а-г – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ ; д, е – лейкограниты  $\gamma_2^{вф}$ . Qtz – кварц, Kfsp – калиевый полевой шпат, Amf – амфибол, Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Sph – сфен, Zrn – циркон, Ap – апатит, Chev – чевкинит, Ep – эпидот, Chl – хлорит, Gt – гетит.

Fig. 4. SEM images of accessory minerals detected in the Zhaman-Koitass granite-leucogranites.

a–r – granite-leucogranite-porphуry  $\gamma_1$ ; д, е – leucogranites  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$ . Qtz – quartz, Kfs – potassium feldspar, Amf – amphibole, Mgt – magnetite, Ilm – ilmenite, Sph – sphen, Zrn – zircon, Ap – apatite, Chev – chevkinite, Ep – epidote, Chl – chlorite, Gt – goethite.

стими аллотриоморфнозернистыми структурами. Они сложены кварцем (30–35 об. %), калиевым полевым шпатом (30–35 об. %), плагиоклазом (30–35 об. %), темноцветные минералы отсутствуют (см. рис. 3в). Акцессорный парагенезис представлен магнетитом, ильменитом, монацитом, цирконом, вторичные минералы – хлоритом, эпидотом и гетитом.

#### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Составы представительных проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива приведены в табл. 1, 2.

На классификационной диаграмме  $\text{SiO}_2$ –сума щелочей (Магматические..., 1983) подавляющее большинство фигуративных точек гранит-лейкогранит-порфиров первой интрузивной фазы Жаман-Койтасского массива занимают граничное положение между лейкогранитами и субщелочными лейкогранитами, в то время как фигуративные точки лейкогранитов второй интрузивной фазы и аплитов третьей интрузивной фазы целиком ложатся в поле лейкогранитов (рис. 5).

Мультиэлементные спектры для всех трех интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива аналогичны, они характеризуются минимумами по Ba, Nb, Sr, P, Ti и максимумами по Rb, Th, при этом наиболее глубокие минимумы характерны для аплитов (рис. 6а). Для всех гранит-лейкогранитов отмечаются фракционированные спектры распределения РЗЭ с заметным обогащением ЛРЗЭ ( $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 10.3\text{--}13.9$  для  $\gamma_1$ ,  $13.2\text{--}22.4$  для  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  и  $5.0\text{--}23.5$  для  $A_3$ ) и наличием глубоких Eu-минимумов ( $0.23\text{--}0.31$  для  $\gamma_1$ ,  $0.31\text{--}0.42$  для  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  и  $0.12\text{--}0.46$  для  $A_3$ ) (см. табл. 2, рис. 6б).

#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

*Калиевые полевые шпаты* в гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива отвечают санидинам с вариациями альбитового минала от 0.02 до 0.48 мол. %, при этом составы калиевых полевых шпатов из лейкогранитов  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  и аплитов  $A_3$ , характеризуются более узкими вариациями в содержаниях альбитового минала (от 0.03 до 0.1 мол. %), а доля анортитового минала во всех исследованных разновидностях не превышает 0.01 мол. % (рис. 7).

*Плагиоклазы*, исследованные в лейкогранитах  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$ , отвечают альбитам с содержанием анортитового минала от 0.04 до 0.10 мол. %, содержание ортоклазового минала не превышает 0.02 мол. % (см. рис. 7).

*Биотиты*, исследованные в лейкогранитах  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$ , не обнаруживают существенных вариаций химического состава, их химизм определяется повышенной железистостью ( $\Sigma\text{FeO} = 21.26\text{--}22.75$  мас. %,  $f = 54.26\text{--}55.98\%$ ), относительно низкой глиноземистостью (содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  варьируются от 13.59 до 14.58 мас. %,  $l = 18.32\text{--}19.61\%$ ), в то же время для них характерны повышенные содержания  $\text{TiO}_2$  (3.57–3.98 мас. %).

*Амфиболы* в гранит-лейкогранит-порфирах  $\gamma_1$  не обнаруживают широких вариаций в своем составе и в подавляющем большинстве случаев отвечают эдентовой роговой обманке с железистостью от 37.2 до 39.7%.

#### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В гранит-лейкогранитах Жаман-Койтасского массива (Восточное интрузивное тело) диагностированы следующие акцессорные минеральные фазы (в порядке уменьшения их распространенности): магнетит, титанит, ильменит, апатит, циркон, рутил, флюорит, монацит, галенит, оксиды РЗЭ. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, кальцитом, гетитом, платнеритом ( $\text{PbO}_2$ ). Микроструктурные взаимоотношения с участием акцессорных минералов, диагностированных в гранит-лейкогранитах первой и второй интрузивных фаз, приведены на рис. 4. В целом для гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива характерна титанит-ильменит-магнетитовая акцессорная специализация. Во второй интрузивной фазе, имеющей более крупнозернистое строение, титанит-магнетит-ильменитовые мелкозернистые агрегаты “запечатаны” в интерстициях между кристаллами породообразующих минералов: калишпата, амфибола, олигоклаза и кварца (см. рис. 4д, е). В аплитовых жилах появляются редкие зерна монацита и флюорита. Цирконам будет посвящен отдельный раздел (см. ниже).

*Магнетит* является наиболее распространенным акцессорным минералом, диагностированным во всех исследованных петрографических разновидностях гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива. Он наблюдается преимущественно в виде идиоморфных зерен с характерной штриховкой, включенных в основную кварц-полевошпатовую матрицу, а также в виде сростаний с главными акцессорными минералами (сфеном, ильменитом, апатитом и цирконом). Химические составы исследованных магнетитов отвечают стехиометрической формуле, индикаторных признаков элементов не обнаружено.

**Таблица 1.** Содержание петрогенных оксидов (мас. %), нормативный минеральный состав и географические координаты для представительных проб гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива

Серия/ № пробы	1-я интрузивная фаза – м/з-с/з биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры ( $\gamma_1$ )			2-я интрузивная фаза – с/з-к/з порфири-видные биотитовые лейкограниты ( $\gamma_2$ , $\gamma_3$ )			3-я интрузивная фаза – м/з-г/з аплиты ( $A_3$ )		
	СК-16/5-1	СК-16/10-3	СК-16/6-1	СК-16/6-2	СК-16/6-3	СК-16/10-1	СК-16/10-2	СК-16/7	СК-16/12-1
	N = 52.55.871' E = 072.49.134'	N = 52.56.837' E = 072.45.805'	N = 52.55.753' E = 072.48.957'			N = 52.56.615' E = 072.45.417'	N = 52.56.837' E = 072.45.805'	N = 52.56.798' E = 072.45.188'	N = 52.56.915' E = 072.45.694'
SiO <sub>2</sub>	72.80	74.11	74.31	74.71	75.16	75.38	75.10	76.03	76.45
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.19	0.22	0.20	0.19	0.19	0.18	0.08	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.53	12.87	12.84	12.80	12.70	12.26	12.74	12.28	12.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.34	1.60	2.48	1.66	1.69	2.31	1.83	1.81	1.28
MnO	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.02
MgO	0.40	0.22	0.26	0.23	0.16	0.33	0.28	0.07	0.07
CaO	0.52	0.56	0.67	0.65	0.38	0.88	0.82	0.12	0.50
Na <sub>2</sub> O	4.18	4.13	4.03	4.14	4.00	3.54	3.64	4.44	3.76
K <sub>2</sub> O	4.66	4.71	4.66	4.67	4.65	3.97	4.56	4.09	4.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.01	0.02
П.п.п.	0.54	0.48	0.39	0.59	0.81	0.68	0.61	0.57	0.54
Σ	99.36	98.96	99.99	99.79	99.9	99.64	99.87	99.56	99.64
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.11	1.14	1.16	1.13	1.16	1.12	1.25	0.92	1.20
Нормативный минеральный состав									
Qz	29.61	34.49	31.48	31.32	33.45	37.98	33.79	34.50	36.30
Pl	38.52	35.61	37.66	37.96	36.07	34.78	34.85	38.84	34.68
Or	28.96	27.66	28.69	28.69	27.71	24.68	27.94	25.26	27.84
Crn	0.55	0.16	0.02	–	0.34	0.45	0.28	0.24	0.27
Di	–	–	0.54	0.31	–	–	–	–	–
Hy	0.85	0.86	–	0.33	0.33	0.68	1.50	0.15	0.15
Rt	0.13	–	–	–	0.09	0.08	–	0.03	0.03
Ilm	0.07	0.19	0.23	0.22	0.06	0.07	0.19	0.04	0.05
Mgt	–	0.96	0.18	0.84	–	–	1.36	–	–
Hem	1.2	–	1.13	0.27	0.86	1.19	–	0.92	0.65
Ap	0.11	0.07	0.07	0.06	0.09	0.09	0.09	0.02	0.03
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. K/3 – крупнозернистые, с/з – среднезернистые, м/з – мелкозернистые, г/з – тонкозернистые. Серым цветом обозначены образцы, для которых получены U-Pb изотопные датировки. Прочерк – компонент отсутствует. Нормативный минеральный состав пород рассчитан методом CIPW с использованием программы Norm Calculation Program.

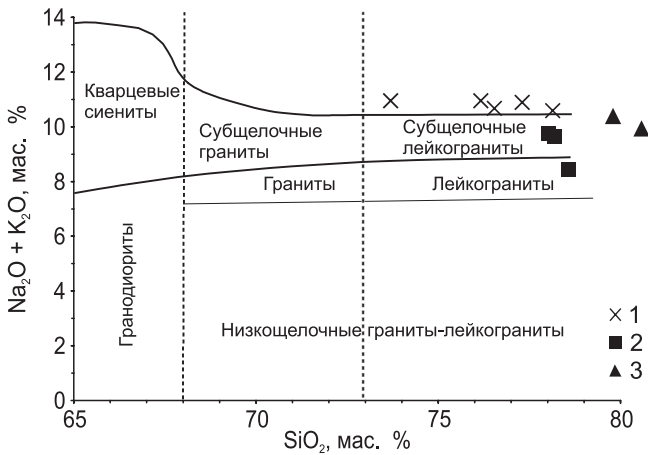
Note. K/3 – coarse-grained, c/3 – medium-grained, m/3 – fine-grained. The samples for which U-Pb isotope dating has been obtained are indicated in gray. A dash means the absence of component. The normative mineral composition of rocks is calculated by the CIPW method using the Norm Calculation Program.

**Таблица 2.** Содержание редких и редкоземельных элементов в представительных пробах гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива, г/т  
**Table 2.** Content of trace elements in representative samples of the Zhaman-Koitass massif, ppm

Элемент	1-я интрузивная фаза – м/з-с/з биотит-амфиболовые гранит-лейкогранит-порфиры ( $\gamma_1$ )			2-я интрузивная фаза – с/з-к/з порфиroidные биотитовые лейкограниты ( $\gamma_2^{ФБ}$ )			3-я интрузивная фаза – м/з-т/з аплиты ( $A_3$ )			
	СК-16/5-1	СК-16/10-3	СК-16/6-1	СК-16/6-2	СК-16/6-3	СК-16/9	СК-16/10-1	СК-16/10-2	СК-16/7	СК-16/12-1
Rb	112	138	102	115	117	149	87	77	176	108
Ba	379	265	305	301	263	497	482	483	30	114
Sr	102	71	84	83	58	122	121	128	9.9	46
La	54	45	47	47	35	31	34	33	19	29
Ce	102	87	88	88	79	54	59	57	40	37
Pr	11.2	9.3	9.6	9.6	7.5	5.4	5.5	5.3	4.3	3.2
Nd	37	30	31	32	25	19	16.1	15.9	13.3	8.1
Sm	6.6	5.5	5.6	5.7	4.8	2.9	2.5	2.3	2.6	0.97
Eu	0.63	0.45	0.51	0.41	0.45	0.33	0.29	0.29	0.093	0.15
Gd	5.8	4.7	4.9	5.2	4.0	2.8	1.99	1.93	2.2	1.02
Tb	0.85	0.74	0.66	0.74	0.6	0.41	0.3	0.27	0.44	0.14
Dy	4.9	4.8	4.1	4.0	3.5	2.5	1.72	1.63	3.1	0.79
Ho	0.99	0.93	0.81	0.78	0.75	0.51	0.39	0.36	0.7	0.18
Er	2.9	2.8	2.5	2.4	2.2	1.54	1.12	1.03	2.2	0.65
Tm	0.45	0.41	0.39	0.36	0.34	0.24	0.19	0.16	0.37	0.11
Yb	2.7	2.8	2.3	2.5	2.3	1.6	1.27	1.0	2.6	0.84
Lu	0.43	0.41	0.37	0.39	0.35	0.24	0.19	0.15	0.4	0.15
Y	32	30	27	27	23	17.6	13.1	10.7	20	7.8
Th	18.3	20	19.9	19.5	20	18.6	16.2	11.8	24	29
U	2.7	3.8	5.4	5.1	3.5	4.8	4.5	3.3	6.4	2.4
Zr	332	245	254	247	265	129	120	105	214	93
Hf	7.4	6.0	5.5	5.6	6.4	3.5	3.1	2.7	7.1	2.9
Nb	26	30	27	26	30	23	25	17.8	45	19.5
Ta	1.58	1.92	1.78	1.69	1.84	2.5	1.98	1.49	3.1	1.84
$\Sigma PЭ$	231	195	198	199	166	123	125	120	91.3	82.3
(La/Yb)n	13.6	10.9	13.9	12.8	10.3	13.2	18.2	22.4	4.96	23.5
Eu/Eu*	0.31	0.27	0.30	0.23	0.31	0.35	0.40	0.42	0.12	0.46

Примечание. Пояснения – см. табл. 1.

Note. Explanations – see Table. 1.

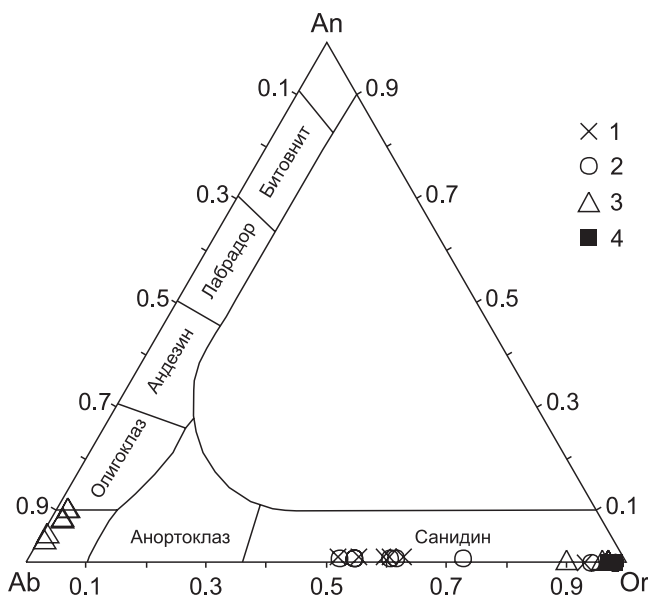


**Рис. 6.** Спайдер-диаграммы (а) и спектры распределения редкоземельных элементов (б) для гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

Содержание элементов нормировано по составу хондрита и примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995). 1 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , 2 – лейкограниты  $\gamma_2^{r\Phi}$ , 3 – аплиты  $A_3$ .

**Fig. 6.** Multi-element (a) and REE charts (б) for the Zhaman-Koitass granite-leucogranites.

Contents of elements are normalized by the composition of chondrite and primitive mantle (McDonough, Sun, 1995). 1 – granite-leucogranite-porphury  $\gamma_1$ , 2 – leucogranites  $\gamma_2^{r\Phi}$ , 3 – aplites  $A_3$ .

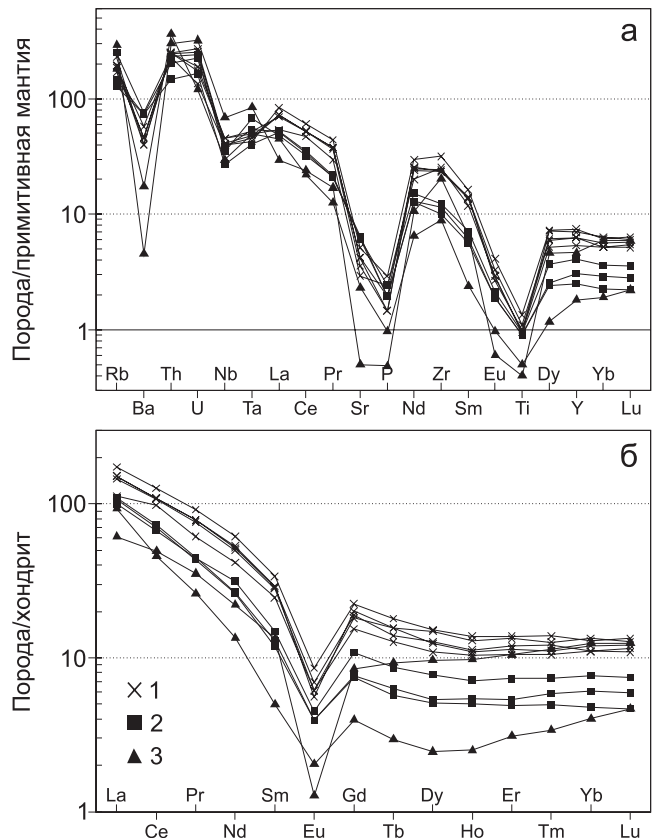


**Рис. 5.** Состав гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на классификационной диаграмме  $SiO_2$ -сумма щелочей (Магматические..., 1983).

1 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , 2 – лейкограниты  $\gamma_2^{r\Phi}$ , 3 – аплиты  $A_3$ .

**Fig. 5.** TAS-diagram for the Zhaman-Koitass granite-leucogranites (Magmatic..., 1983).

1 – granite-leucogranite-porphury  $\gamma_1$ , 2 – leucogranites  $\gamma_2^{r\Phi}$ , 3 – aplites  $A_3$ .



**Рис. 7.** Составы полевых шпатов из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива в миналах “ортоклаз-анортит-альбит”.

1, 2 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ : 1 – обр. СК-16/10-3, 2 – обр. СК-16/6-2; 3 – лейкограниты  $\gamma_2^{r\Phi}$  (обр. СК-16/9); 4 – аплиты  $A_3$  (обр. СК-16/7).

**Fig. 7.** Compositions of feldspars from the Zhaman-Koitass granite-leucogranites on the triangular diagram “orthoclase-anorthite-albite”.

1, 2 – granite-leucogranite-porphury  $\gamma_1$ : 1 – sample CK-16/10-3, 2 – sample CK-16/6-2, 3 – leucogranites  $\gamma_2^{r\Phi}$  (sample CK-16/9), 4 – aplites  $A_3$  (sample CK-16/7).

**Ильменит** представлен ксеноморфными зернами по отношению к магнетиту и титаниту в интерстициальных агрегатах зерен. Химический состав сильно варьируется по содержанию марганца – от 6.8 до 13.2 мас. % MnO в гранит-лейкогранит-порфирах  $\gamma_1$  до 20 мас. % в порфирированных лейкогранитах  $\gamma_2^{r\phi}$ . В ильменитах из аплитов отмечаются элементы-примеси: Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0.86 мас. %) и ZnO (до 0.9 мас. %).

**Титанит** во всех разновидностях гранит-лейкогранитов отмечается как виде идиоморфных, так и ксеноморфных зерен в сростании с породообразующими (амфиболом и калишпатом) и акцессорными (цирконом и магнетитом) минералами (см. рис. 4б, в, д). В составе титанита из гранит-лейкогранит-порфиров  $\gamma_1$  обнаружены примеси Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 0.9%) и Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 2.59%).

**Апатит** диагностирован в виде тонкоигольчатых кристаллов, включенных в зерна амфибола, в сростании с другими акцессорными минералами (магнетитом и цирконом), а также в виде микровключений в зернах оксидов РЗЭ (см. рис. 4а, б, г, е). Составы апатитов отличаются постоянным присутствием таких примесей, как FeO (0.41–1.48 мас. %) и Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.61–1.42 мас. %), содержание F варьируется от 3.13 до 4.24 мас. %, что позволяет отнести исследованные апатиты к фтор-апатитам (Бушляков, Холоднов, 1986).

**Оксиды РЗЭ** диагностированы в гранит-лейкогранит-порфирах  $\gamma_1$  в виде зональных мелких вкраплений в основной массе породы (см. рис. 4г). Анализ составов этих акцессорных минеральных фаз (табл. 3) позволил отнести их к чевкиниту (Sokolova et al., 2004). В обзорной статье (Sokolova et al., 2004) отмечается, что чевкинит и родственные ему оксиды РЗЭ характерны для пегматитов, ассоциирующих со щелочными гранитами и сиенитами.

### РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЦИРКОНОВ

Устойчивость кристаллической решетки и U-Th-Pb системы цирконов позволяет реконструировать хронологию магматических событий, включая

не только стадию кристаллизации, но и постмагматические преобразования, а уровни концентраций редких и редкоземельных элементов в цирконах – оценить их генезис (Belousova et al., 2002; Недосекова и др., 2016).

Цирконы в тяжелой фракции протолочек из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива представлены идиоморфными полупрозрачными призматическими кристаллами ( $K_L = 2-5$ , где  $K_L$  – отношение длины к ширине кристаллов) размерностью от 0.05 до 0.5 мм. Цирконы преимущественно бесцветные, в меньшей степени характеризуются окраской от светло-желтой до коричневой. В подавляющем большинстве случаев грани кристаллов ровные блестящие, ребра четкие, в отдельных случаях встречаются кристаллы с шероховатой поверхностью и редко – кристаллы овальной формы, что, вероятнее всего, указывает на признаки частичного растворения. При наблюдении в сканирующем электронном микроскопе отмечается, что циркон имеет вид хорошо ограненных, более идиоморфных, по сравнению с магнетитом, зерен (см. рис. 4б). Между тем на контактах с хлоритом в цирконе появляются корродированные ограничения (см. рис. 4в). По данным исследований методом сканирующей электронной микроскопии, для химического состава цирконов характерно присутствие примесей HfO<sub>2</sub> (до 1.05%), Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 2.03%) и FeO (до 1.99%).

Содержание микроэлементов в цирконах из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива приведено в табл. 4. Цирконы гранит-лейкогранит-порфиров  $\gamma_1$  характеризуются суммой ЛРЗЭ 930–5510 г/т (среднее 2450 г/т); содержание Y равно 1130 – 8670 г/т (среднее 3670 г/т). Сумма ЛРЗЭ в цирконах лейкогранитов  $\gamma_2^{r\phi}$ , в целом ниже и составляет 510–3200 г/т (среднее 1200 г/т); содержание Y – 610–3460 г/т (среднее 1420 г/т). Нормированное по CI хондриту (McDonough, Sun 1995) распределение РЗЭ в цирконах  $\gamma_1$  характеризуется значительным цериевым максимумом (Ce/Ce\* = 1.8–3.40, среднее 1.14) и выраженным европиевым минимумом (Eu/Eu\* = 0.090–0.23, среднее 0.14). В области тяжелых РЗЭ наблюдается кривизна распре-

**Таблица 3.** Состав чевкинитов в гранитах  $\gamma_1$  Жаман-Койтасского массива (проба СК-16/6-2), мас. %

**Table 3.** Chevkinite compositions in granites  $\gamma_1$  of the Zhaman-Koitass massif (sample SK-16/6-2), wt %

№ ан.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	Сумма
1	20.37	18.68	2.49	8.10	0.71	4.53	–	21.17	11.56	1.81	5.28	–	1.05	95.77
2	20.37	18.7	2.48	8.05	0.90	4.27	0.31	21.46	11.61	1.79	5.32	–	–	95.24
3	20.41	18.87	2.42	8.09	0.71	4.77	0.35	21.16	11.22	1.47	5.35	–	–	94.83
4	20.84	18.78	2.66	7.96	0.78	4.94	0.34	20.58	11.45	1.62	5.35	0.81	1.01	97.12
5	20.22	19.33	2.74	7.81	0.71	5.07	0.32	19.77	10.46	1.39	5.44	–	1.56	94.82

Примечание. Прочерк – компонент отсутствует.

Note. A dash means the absence of component.

**Таблица 4.** Содержание элементов-примесей и геохимические параметры для цирконов из гранит-лейкогранитов первой ( $\gamma_1$ ) и второй ( ${}_n\gamma_2^{\text{rф}}$ ) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива, г/т**Table 4.** Content of trace elements and calculated indicator parameters for zircons from granite-leucogranites  $\gamma_1$  and  ${}_n\gamma_2^{\text{rф}}$  of the Zhaman-Koitass massif, ppm

Компонент	СК-16/5-1 ( $\gamma_1$ ) (n = 20)				СК-16/10-2 ( ${}_n\gamma_2^{\text{rф}}$ ) (n = 20)			
	Миним. сод-е	Максим. сод-е	Ср. сод-е	$\sigma$	Миним. сод-е	Максим. сод-е	Ср. сод-е	$\sigma$
P	310	1100	641	230	200	520	300	91
Ca	<500	1600	–	–	<500	2200	–	–
Ti	<2.5	24	5.6	5.2	<2.5	170	29	43
Rb	<0.3	2.3	1.0	0.6	<0.3	1.3	0.6	0.3
Sr	0.3	18	2.0	3.9	<0.2	50	5.0	11
Y	1130	8670	3670	2050	610	3460	1430	690
Nb	3.6	66	23	18	2.7	390	54	91
Ba	<0.1	12	1.2	2.8	<0.1	19	2.0	4.3
La	<0.04	29	3.0	6.8	<0.04	100	9.4	22
Ce	29	260	103	71	28	390	79	77
Pr	0.06	10	1.9	3.0	0.05	55	5.3	12
Nd	1.1	50	12	15	0.45	200	22	44
Sm	3.8	38	15	11	1.1	83	11	18
Eu	0.41	4.1	1.4	1.0	0.42	6.2	1.3	1.2
Gd	26	180	72	42	8.8	110	28	21
Tb	9.5	67	27	16	3.1	30	9.2	5.6
Dy	110	850	340	200	45	320	110	58
Ho	40	290	120	67	18	100	43	18
Er	180	1290	550	300	100	490	230	97
Tm	38	250	110	57	23	110	51	23
Yb	360	2000	940	460	240	1010	510	230
Lu	65	330	160	72	49	190	100	48
Hf	7260	9300	8450	530	8500	11500	9460	830
Ta	0.92	10	4.4	2.5	1.1	13	3.9	3.3
Th	140	1550	610	450	130	4600	700	590
U	120	2550	1000	690	190	2560	620	590
Ce/Ce*	1.8	>340	115	100	1.2	>300	48	78
Eu/Eu*	0.09	0.23	0.14	0.03	0.19	0.49	0.27	0.09
Th/U	0.38	1.2	0.63	0.2	0.58	1.8	0.92	0.27
Nb/Ta	3.3	6.4	4.7	1.0	2.5	31	9.5	7.5
$\Sigma$ REE	930	5510	2450	1270	510	3200	1200	630

Примечание. n – число анализов,  $\sigma$  – среднее квадратичное отклонение, прочерк – компонент отсутствует. Для Ca нет корректной оценки среднего содержания и  $\sigma$ , так как почти все определения ниже предела обнаружения.

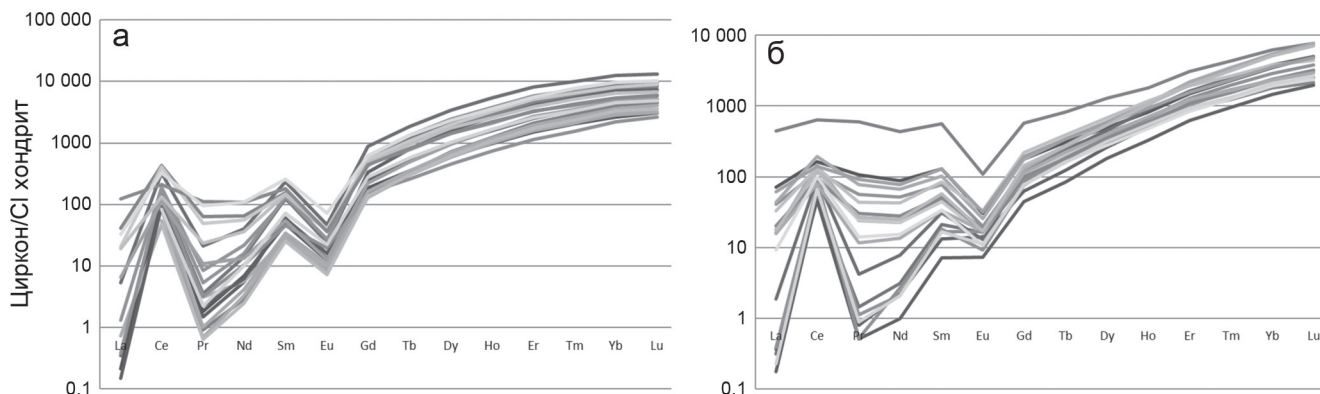
Note. n – the number of analyses,  $\sigma$  – the mean square deviation, a dash means the absence of a component. There is no correct estimate of the average content and  $\sigma$  for Ca, since almost all definitions are below the detection limit.

ления с постепенным уменьшением наклона от Gd к Lu ( $\text{Lu}_n/\text{Gd}_n = 13\text{--}31$ , среднее 19) (рис. 8). Распределение РЗЭ в цирконах  ${}_n\gamma_2^{\text{rф}}$  характеризуются значительным цериевым максимумом ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.2 > 300$ , среднее 48) и умеренным европиевым минимумом ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.19\text{--}0.49$ , среднее 0.27), а также умеренно крутым прямолинейным подъемом в области тяжелых РЗЭ ( $\text{Lu}_n/\text{Gd}_n = 13\text{--}59$ , среднее 34). Спектры распределения РЗЭ для обеих интрузивных фаз являются типичными для цирконов из гранитоидов (Belousova et al., 2002). В сравнении с породами спектры распределения РЗЭ для цирконов

характеризуются более выраженными отрицательными европиевыми аномалиями: 0.14 против 0.31 в гранит-лейкогранит-порфирах  $\gamma_1$  и 0.27 против 0.42 в лейкогранитах  ${}_n\gamma_2^{\text{rф}}$ .

Для неизмененных магматических цирконов, как правило, не характерны высокие содержания La и Pr (Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003). Повышенные содержания La и Pr в цирконах из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива ( $\text{La}_n$  и  $\text{Pr}_n > 10$ ) сочетаются с повышенными содержаниями таких неформульных элементов, как Ba (до 19 г/т), Sr (до 50 г/т), Ca (до 1800 г/т). При





**Рис. 8.** Нормированные по составу хондрита (McDonough, Sun, 1995) спектры распределения редкоземельных элементов в цирконах из гранит-лейкогранитов первой (а; проба СК-16/5-1) и второй (б; проба СК-16/10-2) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива.

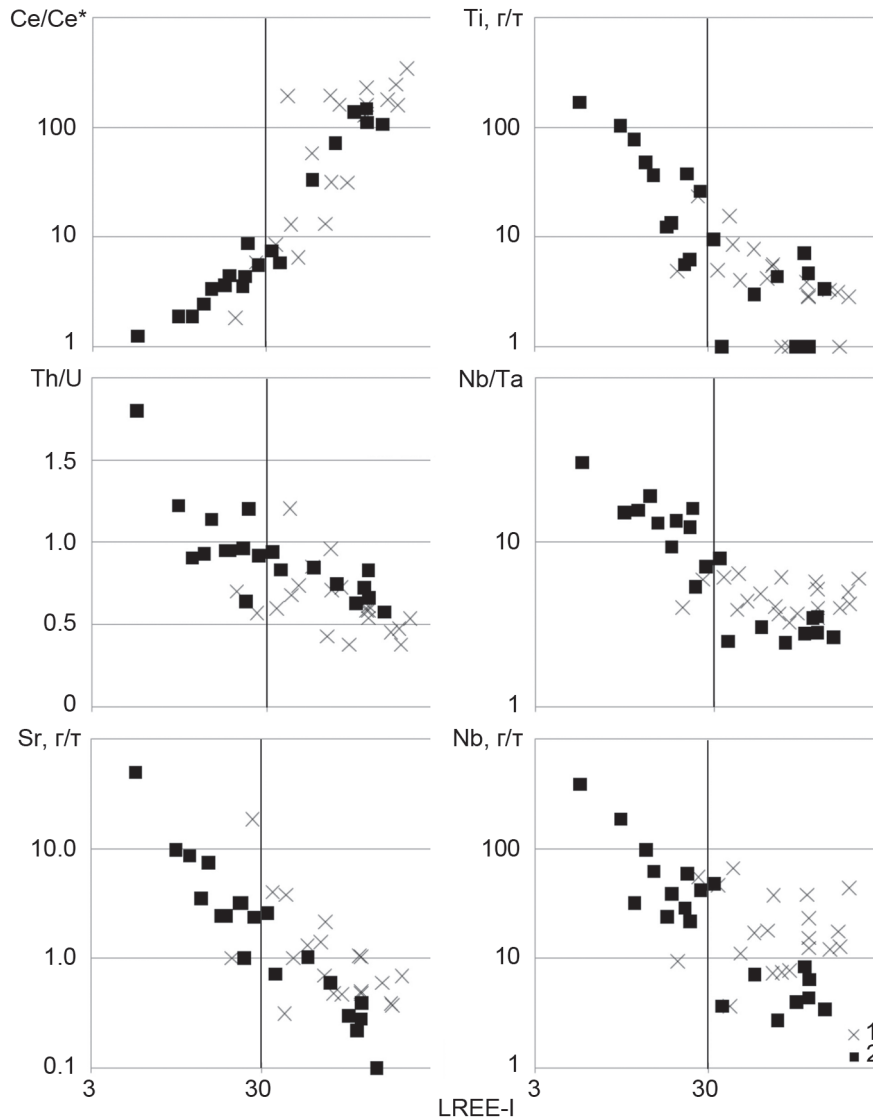
**Fig. 8.** Chondrite-normalized (McDonough, Sun, 1995) REE contents in zircons from granite-leucogranites of the first (a; sample SK-16/5-1) and second (б; sample SK-16/10-2) intrusive phases of the Zhaman-Koitass massif.

этом на масс-спектрах присутствуют резкие (как короткие, так и продолжительные) “всплески” сигналов по этим элементам, а также по La, Ce, Pr и, в меньшей степени, по Nd и Sm. Вероятнее всего, это связано с анализом метамиктных зон, подверженных флюидному изменению, что проявляется в морфологии некоторых зерен цирконов, а также микровключений. Для разделения измененных и неизмененных цирконов предложено использовать индекс легких РЗЭ ( $LREE-I = Dy/Nd + Dy/Sm$ ) (Bell et al., 2016). Анализы со значениями  $LREE-I > 30$  рассматриваются как неизмененные цирконы, со значениями  $LREE-I < 10$  – как измененные, с промежуточным значением  $30 > LREE-I > 10$  – как неопределенные. На рис. 9 приведены корреляции между  $LREE-I$  и различными геохимическими параметрами цирконов. Согласно данной классификации, гранит-лейкогранитам первой интрузивной фазы ( $\gamma_1$ ) соответствуют 2 анализа “неопределенных” цирконов и 18 анализов “неизмененных” цирконов, а гранит-лейкогранитам второй интрузивной фазы ( ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$ ) – 2 анализа “измененных” цирконов, 9 анализов “неопределенных” цирконов и 9 анализов “неизмененных” цирконов. Корреляция между  $LREE-I$  и  $Ce/Ce^*$ ,  $Th/U$ , а также неформульными элементами наблюдается во всем диапазоне значений  $LREE-I$ . Следует также отметить, что в отличие от цирконов  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  для цирконов  $\gamma_1$ , где большинство точек отвечает “неизмененным” цирконам, отсутствует корреляция между  $LREE-I$ , содержанием Nb и соотношением Nb/Ta. Основываясь на полученных данных и морфологии цирконов, можно сделать вывод, что в гранит-лейкогранит-порфирах  $\gamma_1$  главным образом присутствует неизменный магматический циркон, а в лейкогранитах  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  циркон в большей степени испытал аутометасоматические преобразования.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*U-Pb* изотопное датирование цирконов проведено для единичных кристаллов циркона магматического генезиса из гранит-лейкогранит-порфиров  $\gamma_1$  (проба СК-16/5-1) и лейкогранитов  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  (проба СК-16/10-2) Жаман-Койтасского массива (см. табл. 1). *U-Pb* изотопные исследования обеих проб проведены по точкам, отвечающим краевым и центральным частям кристаллов (рис. 10). Изотопные отношения 30 точек пробы СК-16/5-1 указывают на конкордантное значение возраста, равное  $426 \pm 3$  млн лет (СКВО = 3.6). Изотопные отношения точек пробы СК-16/10-2 свидетельствуют о конкордантном значении возраста, равном  $420 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0.04). Следует отметить, что часть выбранных для датирования зон цирконов гранит-лейкогранитов обеих интрузивных фаз, а в особенности второй фазы ( ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$ ), характеризуются наличием нерадиогенного свинца. Корректировка на нерадиогенный свинец по методу (Anderesen, 2002) введена для 14 из 30 точек  $\gamma_1$  и для 14 из 18 точек  ${}_L\gamma_2^{r\Phi}$  в предположении конкордантности возраста, что объясняет значительное различие в СКВО возрастов между исследованными пробами. Таким образом, в пределах погрешности *U-Pb* возраст цирконов из обеих магматических фаз Жаман-Койтасского массива совпадает и отвечает верхнему силуру. Представленные в настоящей статье геохронологические данные не противоречат ранее полученным оценкам возраста и позволяют надежно разграничить время формирования гранит-лейкогранитов карабулакского и боровского комплексов (Летников и др., 2009б; Дегтярев, 2012).

Для лейкогранитов карабулакского комплекса ранее *U-Pb* изотопным методом по циркону возраст определен полукольцевой залежи запад-



**Рис. 9.** Корреляции между индексом гидротермальной альтерации (LREE-I) и геохимическими параметрами цирконов из гранит-лейкогранитов первой (1) и второй (2) интрузивных фаз Жаман-Койтасского массива. Вертикальной чертой отмечено граничное значение LREE-I = 30 (Bell et al., 2016).

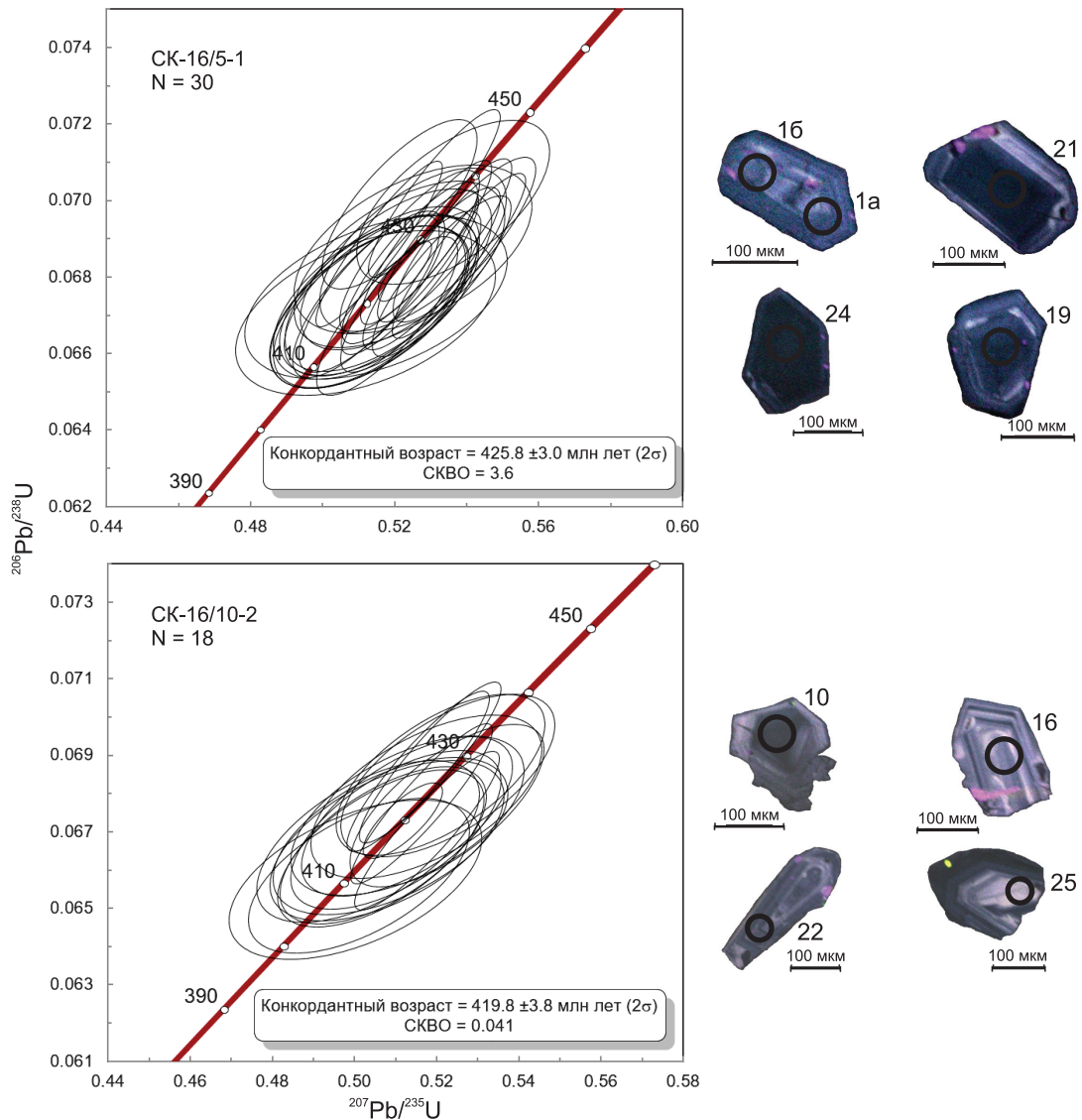
**Fig. 9.** Correlations between the hydrothermal alteration index (LREE-I) and geochemical parameters of zircons from granite-leucogranites of the first (1) and second (2) intrusive phases of the Zhaman-Koitass massif.

A vertical line marks the limit value of LREE-I = 30 (Bell et al., 2016).

ной части Макинского массива ( $431 \pm 2$  млн лет). В Аккольском массиве датированы среднезернистые аляскитовые граниты в северной части массива, для которых получен возраст  $428 \pm 3$  млн лет (SHRIMP-II) (неопубликованные данные Р. Зельмана, Д.В. Алексева и А.А. Третьякова, (Дегтярев, 2012)). Эти данные позволяют относить карабулакский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов к нижнему силуру.

Для гранит-лейкогранитов боровского комплекса Ф.А. Летниковым с соавторами (2009б) проведено датирование центральных частей Боровско-

го и Жукейского массивов Rb-Sr методом по валовым пробам и U-Pb методом по аксессуарным цирконам. Для крупнозернистых гранитов Боровского массива получена оценка возраста их кристаллизации U-Pb методом  $428 \pm 4$  млн лет, а для гранитов Жукейского массива –  $427 \pm 2$  млн лет. Rb-Sr датировки гранитов центральной части Боровского массива составили  $422 \pm 2$  млн лет (Шатагин и др., 2001). Возраст кристаллизации краевых мелкозернистых гранитов Боровского массива –  $423 \pm 4$  млн лет (Летников и др., 2009б). Эти U-Pb изотопные датировки реперных массивов боровского комплек-



**Рис. 10.** Диаграммы U-Pb-систем с конкордиями для цирконов из гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива.

СК-16/5-1 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , СК-16/10-2 – лейкограниты  $\gamma_2^{\text{ф}}$ . N – число экспериментальных точек. Справа приведены катодолуминесцентные изображения зерен цирконов с номерами экспериментальных точек.

**Fig. 10.** Diagrams of U-Pb systems with concordia for zircons from granite-leucogranites of the Zhaman-Koitass massif.

СК-16/5-1 – granite-leucogranite-porphyr  $\gamma_1$ , СК-16/10-2 – leucogranites  $\gamma_2^{\text{ф}}$ . N – quantity of experimental points. On the right are cathodoluminescent images of zircon grains with numbers of experimental points.

са позволяют отнести время его формирования к непосредственной границе раннего и позднего силура (гомерский/горстийский века –  $427.4 \pm 0.5$  млн лет). В связи с этим обращает на себя внимание, что Rb-Sr изохронные возрасты, полученные по валовым пробам, имеют более молодые значения  $422 \pm 4$  млн лет (Шатагин и др., 2001). С этой оценкой согласуется U-Pb изотопный возраст мелкозернистых гранитов Боровского массива ( $423 \pm 4$  млн лет) (Летников и др., 2009б). Таким образом, можно считать доказанным, что гранит-лейкограниты

Боровского комплекса относятся к началу позднего силура (лурдфордский ярус) и, следовательно, эта породная группа является финальным звеном в эволюции гранитоидного магматизма Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана.

**Геохимическая характеристика.** Сравнительный анализ показал, что по своим петрогеохимическим характеристикам гранит-лейкограниты Жаман-Койтасского массива очень близки к гранитоидам боровского (на примере Боровского массива) и карабулакского комплексов: породы обо-

их комплексов характеризуются переходной глиноземистостью ( $Al/(Na + K + Ca) = 0.9-1.1$ ) и отвечают высококальциевой известково-щелочной серии ( $K_2O/Na_2O = 1.1-1.45$ ,  $K_2O + Na_2O = 7.0-9.0$  мас. %) (Шатагин и др., 2001; Дегтярев, 2012). Гранитоиды Жаман-Койтасского и Боровского массивов характеризуются практически идентичными спектрами распределения РЗЭ ( $La_n/Yb_n = 10-20$ ,  $Eu/Eu^* = 0.2-0.4$ ) (Шатагин и др., 2001). Различия в редкоэлементном составе выражаются в том, что в сравнении с Боровским массивом ( $Rb = 199.2$  г/т,  $Sr = 126$  г/т,  $Rb/Sr = 1.6$ ) (Шатагин и др., 2001) гранитоиды Жаман-Койтасского массива характеризуются несколько более низкими содержаниями Rb и Sr (77–149 и 58–128 г/т соответственно,  $Rb/Sr = 0.60-2.0$ ). В свою очередь, в отличие от гранитоидов Боровского и Жаман-Койтасского массивов, гранитоиды карабулакского комплекса имеют более высокие содержания Rb (100–300 г/т), высокие значения Rb/Sr отношения (до 25) и обогащения тяжелыми РЗЭ ( $La_n/Yb_n = 3.0-4.5$ ) (Дегтярев, 2012).

Вместе с тем отмечаются существенные различия петрогеохимического состава упомянутых выше гранитоидов с гранитоидами крыккудукского типа. Все гранитоиды крыккудукского комплекса являются низкоглиноземистыми ( $Al/(Na + K + Ca) < 1.1$ ) и принадлежат к низкокальциевой известково-щелочной серии ( $K_2O/Na_2O = 0.2-0.9$ ,  $K_2O + Na_2O = 4.67-4.36$  мас. %) Мультиэлементные диаграммы редких элементов характеризуются явно выраженным дефицитом Nb, Ta и Ti и обогащением Sr и Ba, а графики распределения РЗЭ – умеренным фракционированием редких земель ( $La_n/Yb_n = 2.5-14.5$ ) и отрицательной европиевой аномалией  $Eu/Eu^* = 0.4-0.9$ ). По этим характеристикам устанавливается принадлежность гранитоидов крыккудукского комплекса к гранитам I-типа (Дегтярев, 2012).

Геодинамический анализ показал, что тектоническое расщепление коры в Степнякском сегменте каледонид Северного Казахстана определялось коллизией кембрийско-раннеордовикских островных дуг с докембрийским континентальным блоком и, как следствие, была сформирована сложнопостроенная континентальная окраина. На этой окраине в среднем-позднем ордовике произошло заложение Чингиз-Северотяньшаньской островодужной системы (Дегтярев, 2012). В силуре фронт островодужного вулканизма сместился во внутреннюю часть Казахстанского орогена и Степнякский сегмент оказался в тыловой части вулканического пояса. В рамках геодинамической модели К.Е. Дегтярева (2012) ордовикские и силурийские гранитоиды рассматриваются как продукты плавления метамагматических пород нижней коры с последующим перемещением образовавшихся расплавов на ее верхние горизонты, при этом более ранние граниты крыккудукского типа сохраняют “надсубдукционные” геохимические метки. Однако значимый

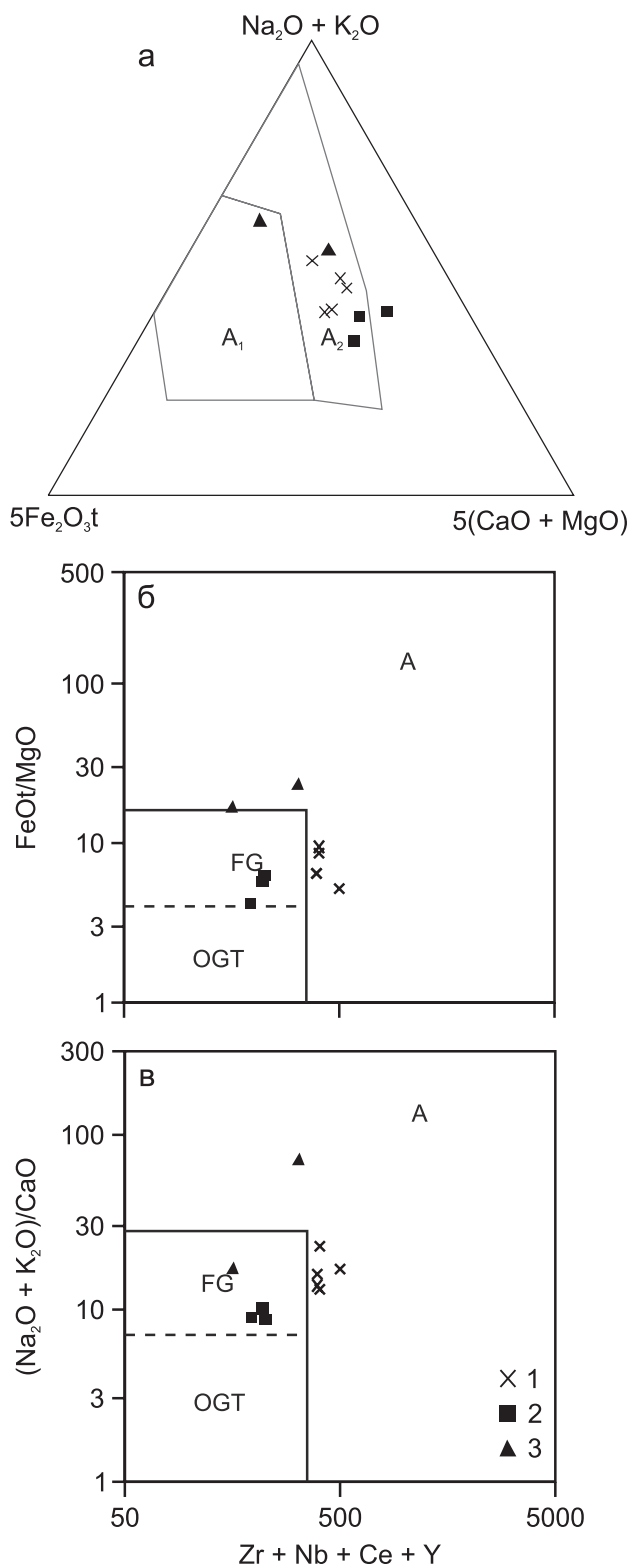
временной разрыв между ордовикскими гранитоидами крыккудукского комплекса ( $448 \pm 2$  млн лет) и рассмотренными выше силурийскими гранит-лейкогранитами карабулакского и боровского комплексов (431–426 млн лет) дает основание предполагать существенную смену геодинамических обстановок. Учитывая, что гранитоиды крыккудукского комплекса слагают гигантские межформационные батолиты, а гранит-лейкограниты карабулакского и боровского комплексов – конкордантные плоскоцилиндрические интрузивные массивы на порядок меньшего масштаба, можно сделать предварительный вывод о смене геодинамической обстановки от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной, где субдукция и тангенциальные движения сменяются косым сдвигом литосферных плит (Ханчук и др., 1997).

Позиция составов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на диаграмме ( $Na_2O + K_2O$ )– $5Fe_2O_3$ – $5(CaO + MgO)$  (рис. 11а) (Гребенников, 2014) позволяет уточнить обстановку внедрения. Подавляющее большинство фигуративных точек попадает в поле  $A_2$ , характеризующее магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентальных типов. На диаграммах Вейлина (Whalen et al., 1987) фигуративные точки гранит-лейкогранит-порфиров  $\gamma_1$  ложатся в поле А-гранитов на границе с полем FG (фракционированных гранитов), в то время как лейкограниты  $\gamma_2^{гф}$  целиком ложатся в поле FG (фракционированных гранитов), вероятнее всего, являясь дифференциатами первых (рис. 11б).

В настоящее время имеется ограниченное количество данных об изотопном составе неодама в силурийских гранитах Северного Казахстана. Для гранит-лейкогранитов Макинского и Аккольского массивов карабулакского комплекса  $\epsilon Nd$  составляет  $-0.2-(+2.3)$ , модельный возраст – 1100 млн лет (Шатагин и др., 2001; Летников и др., 2009а, б; Дегтярев, 2012). Наши данные по изотопному составу неодама и стронция (табл. 5, 6) хорошо согласуются с результатами предшествующих исследователей. Обращает на себя внимание совпадение модельных возрастов силурийских гранит-лейкогранитов и гранитоидов позднеордовикских массивов крыккудукского типа, что дает основание предполагать сходство компонента протолита.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Породы Жаман-Койтасского интрузивного массива (Северный Казахстан) представлены двухфазно внедряющимися субщелочными лейкогранитами, которые по совокупности петрогеохимических признаков ( $SiO_2 = 72.8-75.4$  мас. %,  $Na_2O + K_2O = 7.5-8.8$  мас. %,  $K_2O/Na_2O = 1.11-1.25$ ,  $\sum РЗЭ = 120-231$  г/т,  $(La/Yb)_n = 10-22$ ,



**Рис. 11.** Положение составов гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива на классификационных геодинамических диаграммах для гранитов А-типа.

а.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-5\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-5(\text{CaO} + \text{MgO})$  (мол. кол-во) (Гребенников, 2014). Поля на диаграмме: А<sub>1</sub> – кремнекислые породы внутриплитных геодинамических

обстановок, А<sub>2</sub> – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

б.  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  (мас. %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (г/г) (Whalen et al., 1987).

в.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  (мас. %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (г/г) (Whalen et al., 1987). Поля на диаграммах: А – граниты А-типа, FG – фракционированные граниты, OGT – нефракционированные граниты М-, I- и S-типов.

1 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , 2 – лейкограниты  $\gamma_2^{\text{рб}}$ , 3 – аплиты А<sub>3</sub>.

**Fig. 11.** Position of Zhaman-Koitass granite-leucogranites on the classification geodynamic diagrams for A-type granites.

а.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-5\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}-5(\text{CaO} + \text{MgO})$  (mol.) (Grebennikov, 2014). Fields in the diagram: А<sub>1</sub> – acidic magmatic rocks of intraplate geodynamic settings, А<sub>2</sub> – acidic magmatic associations manifested in geodynamic conditions of intra- and marginal-continental types.

б.  $\text{FeOt}/\text{MgO}$  (wt %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (ppm) (Whalen et al., 1987).

в.  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  (wt %)– $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$  (ppm) (Whalen et al., 1987). Fields in the diagrams: А – type granites, FG – fractionated granites, OGT – unfractionated granites of M-, I- and S-types.

1 – granite-leucogranite-porphury  $\gamma_1$ ; 2 – leucogranites  $\gamma_2^{\text{рб}}$ ; 3 – aplites А<sub>3</sub>.

$\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.2-0.4$ ) отвечают гранитам А-типа. Фигуративные точки их составов лежат в поле А<sub>2</sub>, характеризующем магматические ассоциации локальных режимов растяжения в геодинамических условиях внутриконтинентальных и окраинно-континентального типов (Гребенников, 2014). Этому не противоречит и позиция точек на диаграмме Пирса (граница между полями VAG и WPG).

2. Установленные конкордантные U-Pb (по цирконам) датировки гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского для первой ( $425 \pm 3$  млн лет) и второй ( $419.8 \pm 3.8$  млн) интрузивных фаз с учетом погрешности практически идентичны и отвечают силуре. Полученные геохронологические данные, наряду со сходством химического состава пород, доказывают принадлежность гранит-лейкогранитов Жаман-Койтасского массива к боровскому комплексу.

3. Согласно представлениям об истории геодинамического развития Степнякского сегмента каледонид Северного Казахстана и его обрамления, ордовикские гранитоиды крыккудукского комплекса ( $448 \pm 2$  млн лет) формировались в условиях островодужной системы и предшествовали внедрению силурийских гранитоидов карабулакского и боровского комплексов ( $431-426$  млн лет). Различия в составе серий, химическом составе пород и возрастной разрыв, существующий между ордовикскими и силурийскими интрузивами, позволяют предполагать смену геодинамической обстановки за этот период времени от надсубдукционной к трансформной окраинно-континентальной.

**Таблица 5.** Результаты Sm-Nd изотопного исследования гранит-лейкогранитов боровского комплекса, Северный Казахстан**Table 5.** Sm-Nd isotope study of the Borovsk granite-leucogranites complex, Northern Kazakhstan

№ п.п.	№ пробы	Возраст	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon(T)$	T(DM), млн лет	T(DM-2), млн лет
1	К-26	423 (Rb-Sr)	7.94	41.261	0.11633	0.512467	0.98	1070	1099
2	СК-16/5-1	426 (U-Pb)	7.48	40.297	0.112203	0.512543	-1.86	915	991
3	СК-16/10-2	420 (U-Pb)	2.447	16.363	0.090399	0.512576	-1.22	712	937

Примечание. 1 – Боровской массив (Шатагин и др., 2001); 2, 3 – Жаман-Койтасский массив (Восточное интрузивное тело): 2 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , 3 – лейкограниты  $\gamma_2^{\text{Ф}}$ , авторские данные; анализы выполнены в ГИ КНЦ РАН (г. Апатиты).

Note. 1 – Borovsk massif (Shatagin et al., 2001); 2, 3 – Zhaman-Koitass massif (Eastern intrusive body): 2 – granite-leucogranite-porphyr  $\gamma_1$ , 3 – leucogranites  $\gamma_2^{\text{Ф}}$ , author's data; analyses were carried out by the Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia.

**Таблица 6.** Результаты Rb-Sr изотопного исследования гранит-лейкогранитов (валовые пробы) боровского комплекса, Северный Казахстан**Table 6.** Rb-Sr isotope study of the Borovsk granite-leucogranites complex (common samples), Northern Kazakhstan

№ п.п.	№ пробы	Возраст, млн лет	Rb, г/т	Sr, г/т	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$
1	К-26	423 (Rb-Sr)	199.2	126	4.563	0.73318	0.7041
2	СК-16/5-1	426 (U-Pb)*	119	103	3.331695	0.722694	0.7026
3	СК-16/10-2	420 (U-Pb)*	85.8	129	1.923115	0.715442	0.7040

Примечание. 1 – Боровской массив (Шатагин и др., 2001); 2, 3 – Жаман-Койтасский массив (Восточное интрузивное тело): 2 – гранит-лейкогранит-порфиры  $\gamma_1$ , 3 – лейкограниты  $\gamma_2^{\text{Ф}}$ , авторские данные;  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  значения пересчитаны, исходя из U-Pb изотопного возраста по цирконам; аналитик – В.Ю. Киселева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск).

Note. 1 – Borovsk massif (Shatagin et al., 2001); 2, 3 – Zhaman-Koitass massif (Eastern intrusive body): 2 – granite-leucogranite-porphyr  $\gamma_1$ , 3 – leucogranites  $\gamma_2^{\text{Ф}}$ , author's data;  $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$  values were calculated, based on the U-Pb isotopic age of zircons; analyses were carried out by the V.Yu. Kiseleva (IGM SB RAS, Novosibirsk).

### Благодарности

Авторы благодарны академику Ф.А. Летникову, члену-корреспонденту РАН Н.Н. Круку, д.г.-м.н. О.М. Туркиной за обсуждение научных вопросов, рассматриваемых в настоящей статье, и конструктивные замечания.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бушляков И.Н., Холоднов В.В. (1986) Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 191 с.
- Геологическая карта СССР. (1962а) М-6 1 : 1 000 000. Л. N-43 (Омск). Объяснит. записка. (Ред. В.П. Казаринов, И.И. Краснов, П.А. Кукин, Т.И. Осышко, Н.Н. Ростовцев). М.: Госгеолтехиздат, 265 с.
- Геологическая карта СССР. (1962б) М-6 1 : 200 000. Сер. Карагандинская. Л. N-43-XXV. Объяснит. записка. (Ред. Р.А. Борукаев). М.: Госгеолтехиздат, 95 с.
- Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики. *Геология и геофизика*, **55**(9), 1356-1373. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.08.003>
- Дегтярев К.Е. (1999) Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 123 с.
- Дегтярев К.Е. (2010) Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 50 с.
- Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.
- Летников Ф.А. (1975) Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 216 с.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. (2009а) Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническое положение. *Докл. АН*, **424**(2), 222-226.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. (2009б) Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция. *Стратиграфия. Геол. корреляция*, **17**(3), 46-54.
- Магматизм Северного Казахстана. (1988) (Под ред. А.А. Абдулина). Алма-Ата: Наука, 168 с.
- Магматические горные породы. (1983) (Под ред. О.А. Богатикова). Т. 1. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1. М.: Наука, 368 с.
- Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. (1982) (Под ред. М.А. Абдулкабиров). Алма-Ата: Наука, 236 с.

- Недосекова И.Л., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А. (2016) Редкие элементы и изотопный состав гафния как индикаторы генезиса циркона при эволюции щелочно-карбонатитовой магматической системы (ильмено-вишневогорский комплекс, Урал, Россия). *Геология и геофизика*, **57**(6), 1135-1154.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Чирко О.С., Черноножкин С.М. (2012) Определение основных и примесных элементов в силикатных породах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой после сплавления с LiBO<sub>2</sub>. *Аналитика и контроль*, **16**(2), 134-142.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. (1997) Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России. *Тектоника Азии*. М.: ГЕОС, 240-243.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. (2001) Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов. *Геотектоника*, (5), 26-44.
- Andersen T. (2002) Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report <sup>204</sup>Pb. *Chem. Geol.*, **192**, 59-79.
- Bell E.A., Boehnke P., Harrison M.T. (2016) Recovering the primary geochemistry of Jack Hills zircons through quantitative estimates of chemical alteration. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **191**, 187-202.
- Belousova E.A., Griffin W.I., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **143**, 602-622.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Davis D.W., Aleinikoff J.N., Valley J.V., Mindfil R., Campbell I.H., Korsch R.J., Williams I.S., Foudoulis C. (2004) Improved <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards. *Chem. Geol.*, **205**, 115-140.
- Exertier F., La Fontaine A., Corcoran C., Piazzolo S., Belousova E., Peng Z., Gault B., Saxey D.W., Fougereuse D., Reddy S.M., Pedrazzini S., Bagot P.A.J., Moody M.P., Langelier B., Moser D.E., Botton G.A., Vogel F., Thompson G.B., Blanchard P.T., Chiaramonti A.N., Reinhard D.A., Rice K.P., Schreiber D.K., Kruska K., Wang J., Cairney J.M. (2018) Atom probe tomography analysis of the reference zircon GJ-1: An inter-laboratory study. *Chem. Geol.*, **495**, 27-35.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. (Ed. P. Sylvester). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, **40**, 307-311.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: and integrated approach. *J. Petrol.*, **41**, 1365-1396.
- Hoskin P.O.W., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Piazzolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M. (2017) Trace element homogeneity from micron- to atom scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material. *Chem. Geol.*, **456**, 10-18.
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Della Ventura G., Kartashov P.M. (2004) Chevkinite-(Ce): Crystal structure and the effect of moderate radiation-induced, damage on site-occupancy refinement, Locality: Mongolia, Crystal (1). *Canad. Miner.*, **42**, 1013-1025.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Yuan H.L., Gao S., Dia M.N., Zong C.L., Günter D., Fontaine G.H., Liu X.M., Diwu C.R. (2008) Simultaneous determination of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, **247**, 100-118.

## REFERENCES

- Degtyarev K.E. (2012) Tectonic evolution of the Early Paleozoic island-arc systems and the formation of the continental crust of the Caledonides of Kazakhstan. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russ.)
- Exertier F., La Fontaine A., Corcoran C., Piazzolo S., Belousova E., Peng Z., Gault B., Saxey D.W., Fougereuse D., Reddy S.M., Pedrazzini S., Bagot P.A.J., Moody M.P., Langelier B., Moser D.E., Botton G.A., Vogel F., Thompson G.B., Blanchard P.T., Chiaramonti A.N., Reinhard D.A., Rice K.P., Schreiber D.K., Kruska K., Wang J., Cairney J.M. (2018) Atom probe tomography analysis of the reference zircon GJ-1: An interlaboratory study. *Chem. Geol.*, **495**, 27-35.
- Geological map of the USSR. (1962a) Scale 1 : 1 000 000. Sheet N-43 (Omsk). Explanatory note. (Ed. V.P. Kazarinov, I.I. Krasnov, P.A. Kukin, T.I. Osynko, N.N. Rostovtsev). Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 265 p. (In Russ.)
- Geological map of the USSR. (1962b) Scale 1 : 200 000. Karaganda series. Sheet N-43-XXV. Explanatory note. (Ed. R.A. Borukaev). Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 95 p. (In Russ.)
- Grebennikov A.V. (2014) A-Type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Geol. Geofiz.*, **55**(9), 1074-1086. (In Russ.)
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. (2008) GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. (Ed. P. Sylvester). *Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues*: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, **40**, 307-311.
- Hoskin P.W.O., Kinny P.D., Wyborn D., Chappell B.W. (2000) Identifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: and integrated approach. *J. Petrol.*, **41**, 1365-1396.
- Hoskin P.O.W., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.*, **53**, 27-62.
- Igneous rocks. (1983) (Ed. O.A. Bogatikov). V. 1. Classification, nomenclature, petrography. Pt 1. Moscow, Nauka Publ., 368 p. (In Russ.)
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.*, **211**, 47-69.
- Khanchuk A.I., Golozubov V.V., Martynov Yu.A., Simonenko V.P. (1997) Early Cretaceous and Paleogene transform continental margins (California type) The Russian Far East. *Tectonics of Asia*. Moscow, GEOS Publ., 240-243. (In Russ.)
- Letnikov F.A. (1975) Granitoids of blocky regions. Novosibirsk, Nauka Publ., 216 p. (In Russ.)
- Letnikov F.A., Kotov A.B., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Levchenkov O.A., Shershakova M.M., Shershakov A.V., Rizvanova N.G., Makeev A.F., Tolkachev M.D. (2009a) Late Ordovician granitoids of Northern Kazakhstan: U-Pb age and tectonic position. *Dokl. Akad. Nauk*, **424**(2), 222-226. (In Russ.)
- Letnikov F.A., Kotov A.B., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Levchenkov O.A., Shershakova M.M., Shershakov A.V., Rizvanova N.G., Makeev A.F., Tolkachev M.D. (2009b) Silurian granites of Northern Kazakhstan: U-Pb age and tectonic position. *Stratigr. Geol. Correl.*, **17**(3), 275-282 (translated from *Stratigr. Geol. Korrel.*, **17**(3), 46-54).
- Magmatic complexes of Kazakhstan: Kokchetav-North Tien Shan folded system. (Ed. M.A. Abdulkabirov). (1982) Alma-Ata, Nauka Publ., 236 p. (In Russ.)
- Magmatism of Northern Kazakhstan. (1988) (Ed. A.A. Abdullin). Alma-Ata, Nauka Publ., 168 p. (In Russ.)
- McDonough W.F., Sun S.-S. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.*, **120**, 223-253.
- Nedosekova I.L., Belyatskii B.V., Belousova E.A. (2016) Rare elements and isotopic composition of hafnium as indicators of zircon genesis during the evolution of the alkaline-carbonatite magmatic system (Ilmeno-Vishnevogorsky complex, Ural, Russia). *Geol. Geofiz.*, **57**(6), 1135-1154. (In Russ.)
- Nikolaeva I.V., Paleskii S.V., Chirko O.S., Chernonozhkin S.M. (2012) Determination of basic and impurity elements in silicate rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after fusion with LiBO<sub>2</sub>. *Analitika i Kontrol'*, **16**(2), 134-142. (In Russ.)
- Piazzolo S., Belousova E., La Fontaine A., Corcoran C., Cairney J.M. (2017) Trace element homogeneity from micron- to atom scale: Implication for the suitability of the zircon GJ-1 as a trace element reference material. *Chem. Geol.*, **456**, 10-18.
- Shatagin K.N., Degtyarev K.E., Golubev V.N., Astrakhan-tsev O.V., Kuznetsov N.B. (2001) Vertical and lateral heterogeneity of the crust of Northern Kazakhstan: data of geochronological and isotope-geochemical study of Paleozoic granitoids. *Geotektonika*, **5**, 26-44. (In Russ.)
- Slama J., Kosler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hancher J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. (2008) Plesovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.*, **249**, 1-35.
- Sokolova E.V., Hawthorne F.C., Della Ventura G., Kartashov P.M. (2004) Chevkinite-(Ce): Crystal structure and the effect of moderate radiation-induced, damage on site-occupancy refinement, Locality: Mongolia, Crystal (1). *Canad. Miner.*, **42**, 1013-1025.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- Yuan H.L., Gao S., Dia M.N., Zong C.L., Günter D., Fontaine G.H., Liu X.M., Diwu C.R. (2008) Simultaneous determination of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, **247**, 100-118.



DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-1027-1037

## Subsurface delineation of Sukadana Basalt Province based on gravity method, Lampung, Indonesia

Luhut Pardamean Siringoringo<sup>1,2</sup>, Benyamin Sapiie<sup>1</sup>, Alfend Rudyawan<sup>1</sup>,  
I Gusti Bagus Eddy Sucipta<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Bandung Institute of Technology, Bandung 40132, Indonesia, e-mail: [luhut\\_pardamean@yahoo.co.id](mailto:luhut_pardamean@yahoo.co.id)

<sup>2</sup>Sumatra Institute of Technology, South Lampung 35365, Indonesia

Received 28.04.2023, accepted 14.06.2023

**Research subject.** The geological profile of Sukadana Basalt Province as a large basalt outcrop in the back arc of Sumatra remains to be unclear. This also concerns the geological structures and their relationship with the Sundaland regional geology. **Aim.** To reveal the type and pattern of geological structures that controlled the Sukadana Basalt Province (SBP) to the surface, the distribution of Sukadana Basalt on subsurface and its relationship with Sundaland regional tectonics. **Materials and Methods.** A reprocessed bouguer anomaly map of Tanjungkarang quadrangle 1991 was used. **Results.** We found that the main eruption was located in the center of SBP. The forward modeling data show the thickness of SBP to reach 3,200 m. There are two Northwest-Southeast striking normal faults and one fissure controlling the development of SBP. These fractures served as the primary conduit for magma to ascend from the mantle to the Earth's surface. We also found North-South striking normal faults and West-East dextral strike-slip fault that formed at Early Oligocene and indirectly supported the magma ascend to the surface. **Conclusions.** The North-South striking normal faults were correlated with the Sundaland oroclinal bending. These faults developed through the extrados zone, a large pull-apart area that caused the continental lithosphere to become thinner. Meanwhile, Quaternary-Northwest-Southeast striking fractures are correlated with the development of the Great Sumatra Fault. The formation of Northwest-Southeast striking fractures was affected by the Great Sumatra Fault movement, and the thinning of the back-arc crust affected by multi-extensional structures was implicated in the ascend of SBP's magma to the surface.

**Keywords:** Sukadana Basalt, Sumatra Fault, Sundaland, Gravity, Normal fault

### Acknowledgements

We express gratitude to the Institut Teknologi Sumatera for Doctoral scholarship funding, the Geological Survey Center of Indonesia, the local government of Lampung, Sukadana society, QGIS developer, Inkscape developer, Google, and Virgian Rahmanda for his best technical contribution.

## Приповерхностная характеристика базальтов провинции Сукадана на основе гравитационного метода (Лампунг, Индонезия)

Л. П. Сирингоринго<sup>1,2</sup>, Б. Сапийе<sup>1</sup>, А. Рудьяван<sup>1</sup>, И. Г. Б. Е. Сусипта<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Бандунгский технологический институт, 40132, Бандунг, Индонезия, e-mail: [luhut\\_pardamean@yahoo.co.id](mailto:luhut_pardamean@yahoo.co.id)

<sup>2</sup>Суматринский технологический институт, 35365, Южный Лампунг, Индонезия

Поступила в редакцию 28.04.2023, принята к печати 14.06.2023

**Объект исследований.** Геологический профиль базальтовой провинции Сукадана на тыловой дуге у края о-ва Суматра привлекает внимание исследователей неясным положением геологических структур и их взаимоотношением с региональной геологией Сундаленд. **Цель работы.** Выяснение типа и характера геологических структур, контролирующих базальтовую провинцию Сукодана (SBP) на поверхности, распределение базальта Сукадана в недрах и его связь с региональной тектоникой Сундаленда. **Материалы и методы.** Была проведена вторичная обработка карты аномалий Буге (1991) на территории квадрата Тан-юнккаранг. **Результаты.** В ходе работы было обнаружено, что главное извержение располагалось в центре (SBP). Данные последующего моделирования показыва-

**For citation:** Siringoringo L.P., Sapiie B., Rudyawan A., Sucipta I.G.B.E. (2023) Subsurface delineation of Sukadana Basalt Province based on gravity method, Lampung, Indonesia. *Lithosphere (Russia)*, **23**(6), 1027-1037. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1027-1037>

**Для цитирования:** Сирингоринго Л.П., Сапийе Б., Рудьяван А., Сусипта И.Г.Б.Е. (2023) Приповерхностная характеристика базальтов провинции Сукадана на основе гравитационного метода (Лампунг, Индонезия). *Литосфера*, **23**(6), 1027-1037. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1027-1037>

© L.P. Siringoringo, B. Sapiie, A. Rudyawan, I.G.B.E. Sucipta, 2023

ли, что мощность (SBP) достигает 3200 м. Установлено, что развитие (SBP) контролировалось двумя нормальными разломами СЗ-ЮВ простирания и одной трещинной структурой. Эти разрывы служили первичными каналами магмы, поднимающейся от мантии к земной поверхности. Был также выявлен нормальный разлом меридионального простирания и широтный правосторонний сдвиг, которые образовали ранне-олигоценую дополнительную подвижку магмы к поверхности. *Заключение.* Нормальные меридиональные разломы коррелировали с ороклинальным изломом Сундаленда. Эти разломы развивались в пределах широкой раздвиговой площади, что способствовало утонению континентальной литосферы. Между тем, четвертичные СЗ-ЮВ трещины коррелируют с развитием Большого разлома Суматры. При его исследовании обращают на себя внимание две ключевые точки: образование СЗ-ЮВ трещин было вызвано движением Большого разлома Суматры, а утонение островодужной части коры происходило благодаря многочисленным структурам растяжения, которые способствовали подъему к поверхности (SBP) магмы.

**Ключевые слова:** базальты Сукодана, разлом Суматра, Сундаленд, гравитация, нормальный (прямой) разлом

#### Благодарности

Авторы выражают глубокую благодарность Технологическому институту Суматры за финансирование докторской стипендии, Центру геологических исследований Индонезии, местному правительству Лампунга, обществу Сукадана, разработчику QGIS, разработчику Inkscape, Google и Вирджиану Рахманде за его лучший технический вклад.

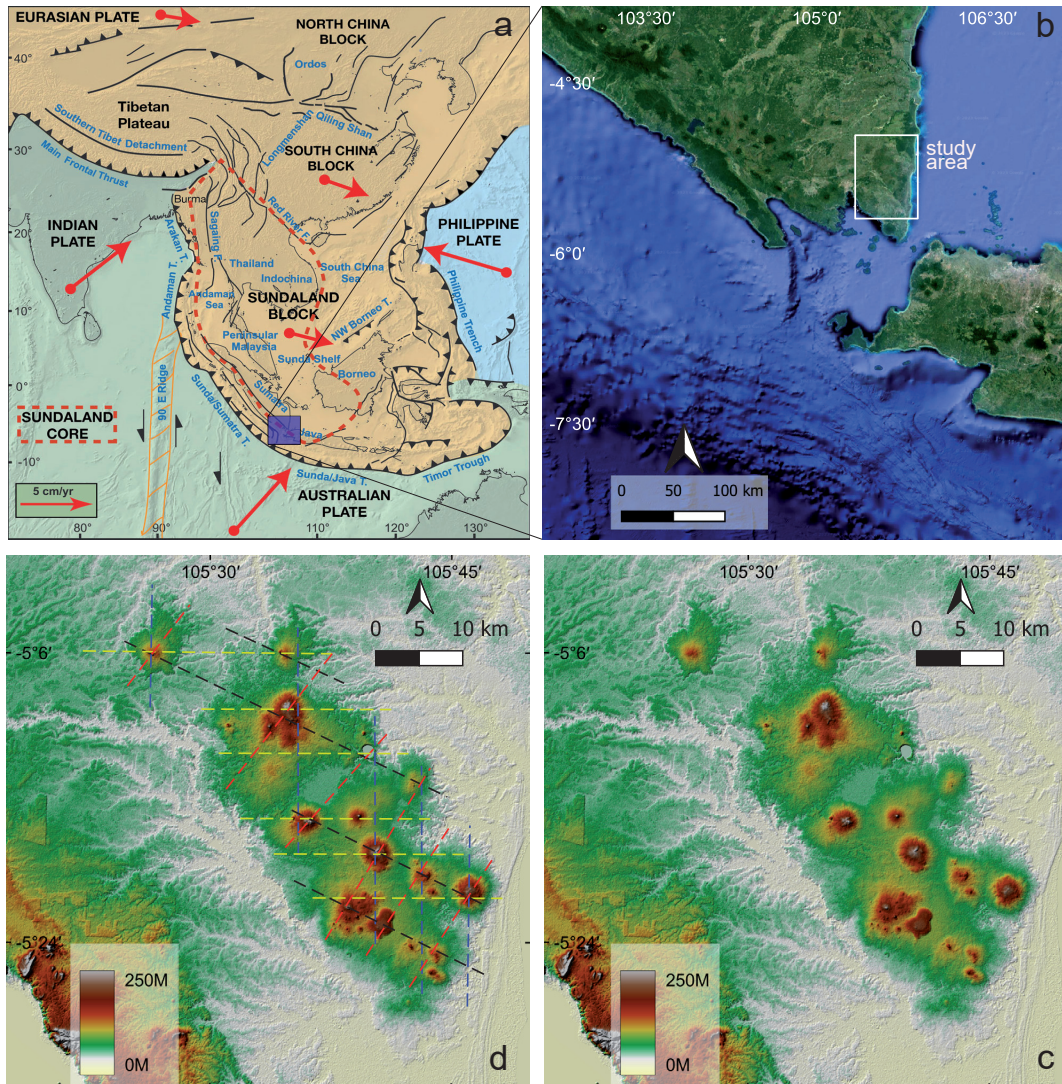
## INTRODUCTION

Indonesia is part of the Sundaland Block with the highest number of active volcanoes compared to other countries in the Sundaland Block (Fig. 1a; Metcalfe, 2017). Sundaland is the continental promontory of the Eurasian plate in SE Asia (Hall and Morley, 2004). The volcanoes result from the subduction of the Australian, Indian, Pacific, and Philippine oceanic plates beneath the SE Asia (Pramumijoyo and Sebrier, 1991; Stein and Okal, 2005; Abdurrachman et al., 2018). These volcanoes are created by the accumulation of magma on the surface. The magma is produced from the partial melting process of the ocean plate at a depth range of 150–300 km (Ringwood, 1990). Oceanic plate subduction forms a convergent subduction system composing the Andaman-Sumatra-Java trench in the West and South and the Philippine Trench in the East (Li et al., 2021). In addition to producing volcanoes, this subduction also creates earthquakes, one of the largest of which occurred on December 26, 2004, Mw 9.1–9.3 (Stein and Okal, 2005).

One of the former active volcanoes, which is thought to be closely related to subduction, is Sukadana Basalt Province (SBP). SBP, also part of Sundaland, is located in the back arc of Sumatra in the Lampung Province (Fig. 1b). SBP can be similar to continental flood basalt, a short-duration eruption dominated by extrusive and intrusive rocks composed of mafic minerals (Coffin and Eldholm, 1994; Ketchum et al., 2013). This is supported by previous research on the age of SBP. Nishimura et al. (1986) stated that the age of SBP is about 0.8 Ma. Other studies show that SBP is 1.2 Ma (Soeria-Atmaja et al., 1986) and 0.46 Ma–1.15 Ma (Romeur, 1991). On this basis, SBP is considered to have a Quaternary age and experienced a short-duration eruption. This is the same age as Mount

Rajabasa (Mangga et al., 1993; Hasibuan et al., 2020). In term of structures, Soeria-atmaja (1986) interpreted that the Northwest-Southeast striking fault controlled the appearance of SBP. Meanwhile, Nishimura (1986) interpreted that SBP was controlled by a Northeast-Southwest striking fracture. However, the geological structures of SBP, the distribution on the subsurface, as well as its relation to the regional tectonics are still unclear. The spreading of cinder cones in SBP can form four possible lineament patterns (Fig. 1c). These lineaments may be related to the development of geological structures (Fig. 1d).

Figure 2 illustrates the presence of a Northwest-Southeast striking pattern of SBP, which is parallel to the Great Sumatra Fault (SGF) (Fig. 1b). Moreover, the figure reveals a high degree of tectonic complexity reflected in the exposed older rocks (Mangga et al., 1993), which makes this study particularly interesting. The study aims to address the following questions: (1) What type and pattern of geological structures controlled the emergence of Sukadana Basalt to the surface?; (2) What is the subsurface distribution of Sukadana Basalt?; (3) What is the relationship between the development of geological structures and the tectonics of Sundaland region? To answer these questions, we used a gravity method, which involves the superposition of all anomalies induced by various geological sources at different depths (Nguiya et al., 2019). The separation of gravity data into its residual and regional components is crucial for the interpretation process. The answers to these questions will shed light on the structural evolution of SBP volcanism and its relation to regional tectonics. The findings from this study will enhance our understanding of the relationship between the ascend of Sukadana Basalt to the surface and the geological structure and regional tectonics of the Southeast Asian region.



**Fig. 1.** (a) The tectonic region of Asia with the location of the research area within the south of Sumatra Island (blue square) (based on Metcalfe, 2017); (b) The location of Sukadana Basalt in the back arc at the tip of Sumatra Island (white line rectangle); (c) The Digital Elevation Model of Sukadana Basalt shows distribution and various sizes of cinder cones; (d) The four possible cinder cone lineament patterns of Sukadana Basalt that may be related to the development of geological structures.

**Рис. 1.** (a) Азиатский тектонический регион с расположением площади исследований в южной части о-ва Суматра (голубой квадрат), по (Metcalfe, 2017); (b) Размещение базальтов Сукадана в тыловой дуге у края о-ва Суматра (белый прямоугольник); (c) цифровая высотная модель базальтов Сукадана, демонстрирующая размещение и вариации размера шлаковых конусов; (d) четыре возможных линейментных размещения шлаковых конусов базальтов Сукадана, возможно связанных с развитием геологических структур.

## MATERIALS AND METHODS

The gravity method is a geophysical method that utilizes earth gravity to image subsurface rocks based on its density diversity (Wardhana et al., 2014). This method is commonly used as an early hydrocarbon and mineral exploration survey (Setiadi et al., 2019). In this study, the gravity method was used to determine subsurface geology conditions, including the type of fault and its orientation, lithology, and its distribution.

The gravity data used in this study was sourced from the Bouguer Anomaly map of the Tanjungkarang quadrangle 1991 from the Indonesia Geological Survey Center. The data was further processed with terrain corrections. The gravimeter used for measurement was La Coste & Romberg model G (Seigel, 1995). The data was acquired by following public roads and accessible locations, with intervals ranging from 2 km to 5 km. A total of 56 retrieval points were used in this study, covering the Sukadana Basalt and its surrounding areas.



**Fig. 2.** The Basalt Sukadana and its surrounding geology according to the Tanjungkarang quadrangle regional geology (Mangga et al., 1993).

**Рис. 2.** Базальты Сукадана и прилегающие породы в соответствии с прилегающей Тан-юнкранг региональной геологией (Mangga et al., 1993).

The software that was used for processing the gravity data was Oasis Montaj 8.3.3 (Developer, 2019). We separated the regional and residual anomalies from the Bouguer anomaly by applying a moving average filter approach to obtain more accurate information. This separation is an important step in interpretation (Nguiya et al., 2019), helping in identifying anomaly patterns that can describe the sub-surface structures and lithology from the deepest to the shallowest depth (Siringoringo et al., 2021).

A Digital Elevation Model (DEM), used as a base map or topographic map in this study, was downloaded from tanahair.indonesia.go.id/demnas. DEM, or DEMNAS (DEM Nasional). This is an integration of data from IFSAR, TERRASAR-X

and ALOS PALSAR. DEMNAS has a spatial resolution of 8 m (Julzarika and Harintaka, 2019). The entire maps are processed using Quantum Geographic Information System (QGIS) 3.22.5 and the Coordinate Reference System (CRS) WGS 84 (Contributor, 2022). Through this DEM, we determined the cinder cones or basalt cone boundary based on the assumption that the slope level of the cinder cones reflects the degree of thickness of the cinder cones deposit. This means that the nearly plain slope reflects a thinner thickness of lava. The basalt cones distribution would be overlaid to the all maps to obtain better interpretation. All images other than maps were processed using the Inkscape software (Inkscape’s Contributors, 2022).

## RESULTS AND DISCUSSION

### Gravity anomaly interpretations

The residual anomaly map over SBP shows the gravity anomaly region variation from  $-0.7$  to  $0.5$  mGal. This is associated with density contrasts due to different lithologies (Fig. 3). Lithology interpretation is based on the assumption that low-density rocks indicate sedimentary rocks, while high-density rocks are igneous or metamorphic rocks (Evariste et al., 2014). The low gravity also reflects high-porosity sediments or volcanic tuffs (Lichoro et al., 2019). The residual anomaly map classifies the basement basin, quarterly sedimentary rocks, and volcanic deposits in terms of their specific features. The comparison with the geology map (Fig. 2), a low gravity anomaly with an amplitude of about  $<-0.2$  mGal (blue) agrees well with Quarterly claystone, tuff and thin lava deposit of SBP. The moderate gravity anomaly (green) with an amplitude of about  $-0.2-0.0$  mGal is compatible with the thin lava deposit of SBP. High gravity (orange-purple) with an amplitude of about  $>0.1$  mGal is associated with a thick lava deposit of SBP. This high gravity shows West-East, North-East, and Northwest-Southeast trending. The residual map also explains that the small part of SBP in the North is not basalt but rather claystone. The high gravity ( $>0.2$  mGal) in SBP means the eruption center of SBP.

The patterns or lateral structural trends of residual anomalies are determined using a moving average filter. This is the aim of qualitative gravity interpretation (Setiadi, 2020). Integration of qualitative gravity interpretations reveals structural lineaments (Fig. 3), which might correspond to the basement boundaries controlled by faults. The lineaments show North-South, Northwest-Southeast, and West-East trending. The map shows a sharp anomaly between high gravity and low gravity, which we interpret as a fault zone. Additionally, the presence of basalt on the earth's surface is closely related to the mechanism of normal fault formation (Faccenna et al., 2010; De Souza et al., 2013; Shahraki, 2013; Wang et al., 2015; Ayalew et al., 2018; Yan et al., 2018; Zi et al., 2019). This is because raising magma from the mantle to the earth's surface requires an extensional tectonic mechanism. Therefore, in this study, we interpret those lineaments as normal faults that control the appearance and pattern of SBP on the surface.

In addition to the residual anomaly map, the regional anomaly map over SBP shows the variations of gravity anomaly from  $47$  to  $80$  mGal (Fig. 4). The Figure 4 shows the low-gravity anomaly with an amplitude of about  $<63$  mGal (blue), the moderate-gravity anomaly (green) with an amplitude of about  $63-68$  mGal, whereas high gravity (orange-purple) with an amplitude of about  $>69$  mGal. The high gravity shows West-East and Northwest-Southeast trending. The high gravity

( $>75$  mGal) in SBP interpreted as the main eruption center of SBP. The lineaments also consist of North-South, Northwest-Southeast, and West-East trending.

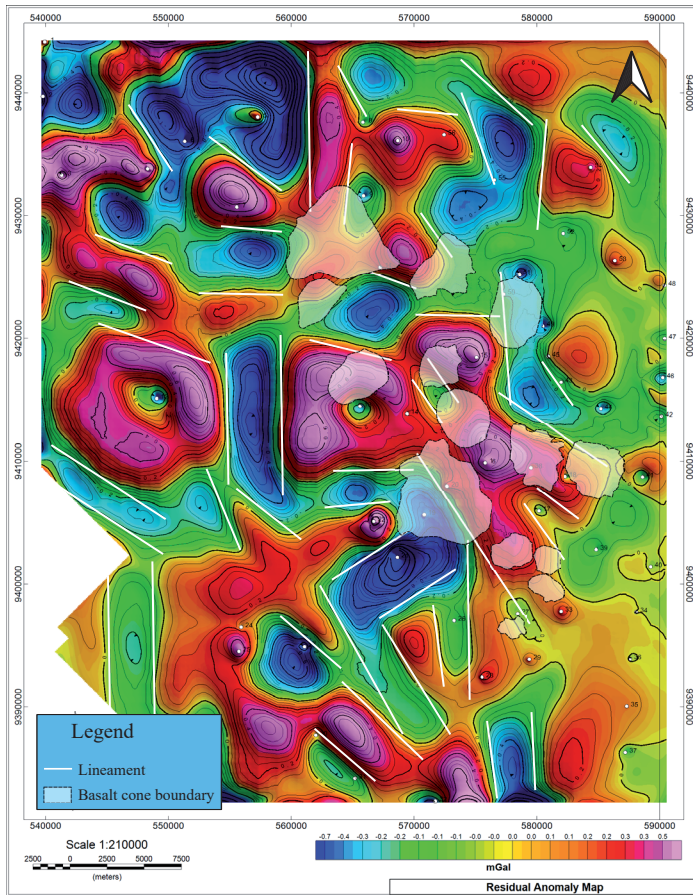
Figure 5 shows the interpretation of basin depth from a radially averaged power spectrum analysis. Slope S1 shows the signal source in the basement from more than  $1000$  m depth. Slope S2 shows a signal source at a depth less than  $1000$  m. Slope S3 shows the processes of data acquisition. The graphic reveals gravity signals from shallow sources or disrupted surface noise from data acquisition processes (Kanthiya et al., 2019).

The Complete Bouguer Anomaly (CBA) map of SBP shows variations in gravity anomaly ranging from  $47$  to  $80$  mGal (Fig. 6). Low-gravity anomalies ( $<62$  mGal) are represented by blue, while moderate-gravity anomalies ( $62-69$  mGal) are represented by green. High-gravity anomalies ( $70-80$  mGal) trend in a West-East and Northwest-Southeast direction, indicating the main eruption center of SBP. Generally, residual, regional, and CBA density patterns exhibit the same lineament patterns: North-South, West-East, and Northwest-Southeast, which are correlated with the development of structural geology. The distribution of basalt cones on the surface is parallel to the Northwest-Southeast striking fractures. Furthermore, the emergence of SBP on the surface was directly controlled by two Northwest-Southeast striking normal faults and one fissure (Fig. 6).

### Forward Models and Tectonics Significance

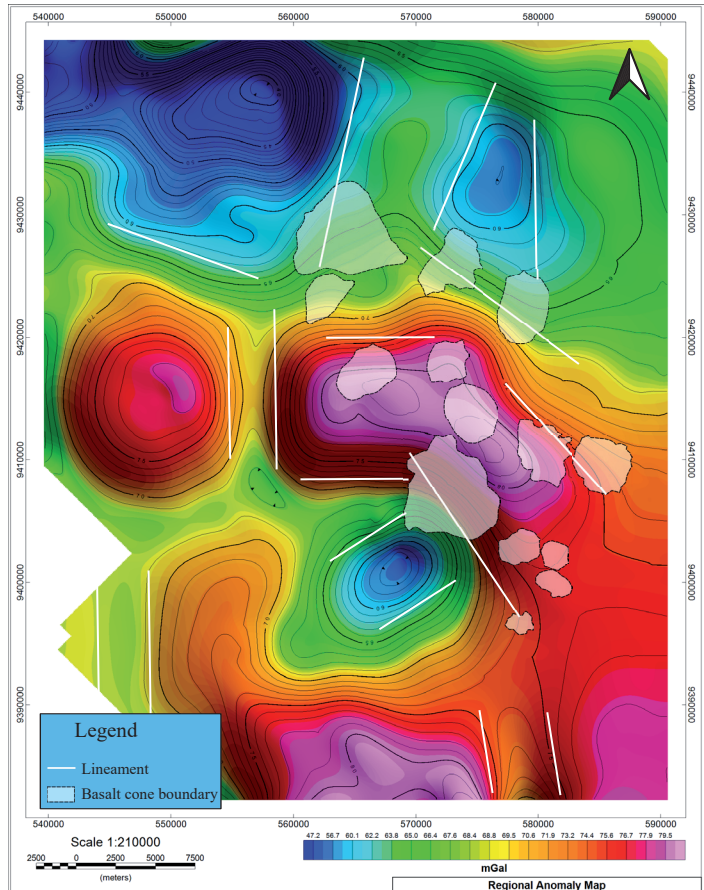
The subsurface geometry of SBP was generated by forward models from gravity data, revealing a maximum basin depth of around  $3,200$  m, two normal faults, and one fissure. The fissure crossed the dextral strike-slip fault (Fig. 7). According to the Tanjungkarang regional geology map and surface geology constraints, the basement of SBP is Gunungkasih schists, bounded by Lampung Formation (Qtl) in its surroundings.

The North-South striking pattern is interpreted as normal faults. These faults are part of the Sumatra oroclinal bending. The Sumatra oroclinal bending was closely formed in relation to the India collision with Eurasia (Figs. 8a and 8b). These normal faults are associated with the extrados zone, a large pull-apart area resulting from parallel strike-slip fault movement from the Sundaland orocline (Hutchison 2010; Fig. 8a and 8b). An orocline is a thrust belt or orogen that is curved in map view due to bending or buckling about a vertical axis of rotation (Johnston et al., 2013). The extrados zone results in the continental lithosphere thickness to become thinner, which is one of the controllers of magma appearance on the surface (Fan et al., 2021; Zhang et al., 2022). Bora et al. (2016) stated that the thickness of the Sumatran crust ranges within  $27-35$  km, which is relatively thin according to Curie and Hyndman (2006). Furthermore, the extrados zone indirectly facilitates the magma ascend towards



**Fig. 3.** The residual anomaly map of SBP. There are three lineaments trending: North-South, West-East, and Northwest-Southeast.

**Рис. 3.** Карта остаточных аномалий SBP. Наблюдаются три линейментных тренда: С-Ю, З-В и СЗ-ЮВ.



**Fig. 4.** The regional anomaly map of SBP with lineaments interpretation.

**Рис. 4.** Региональная карта аномалий SBP с линейментной интерпретацией.

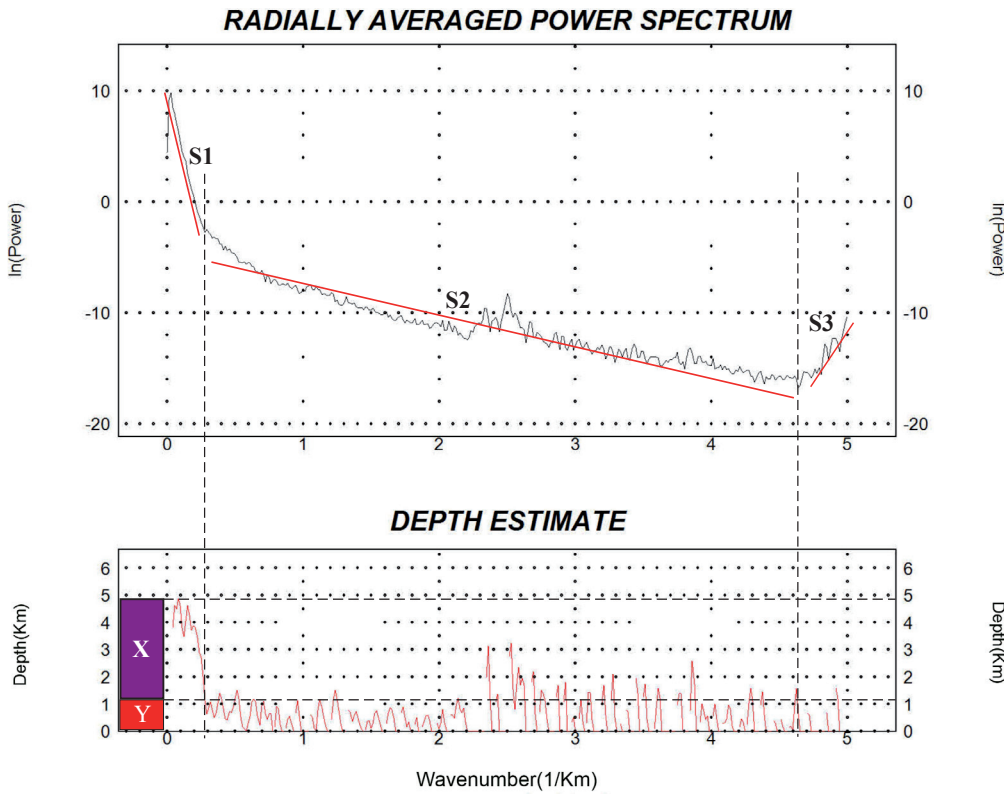
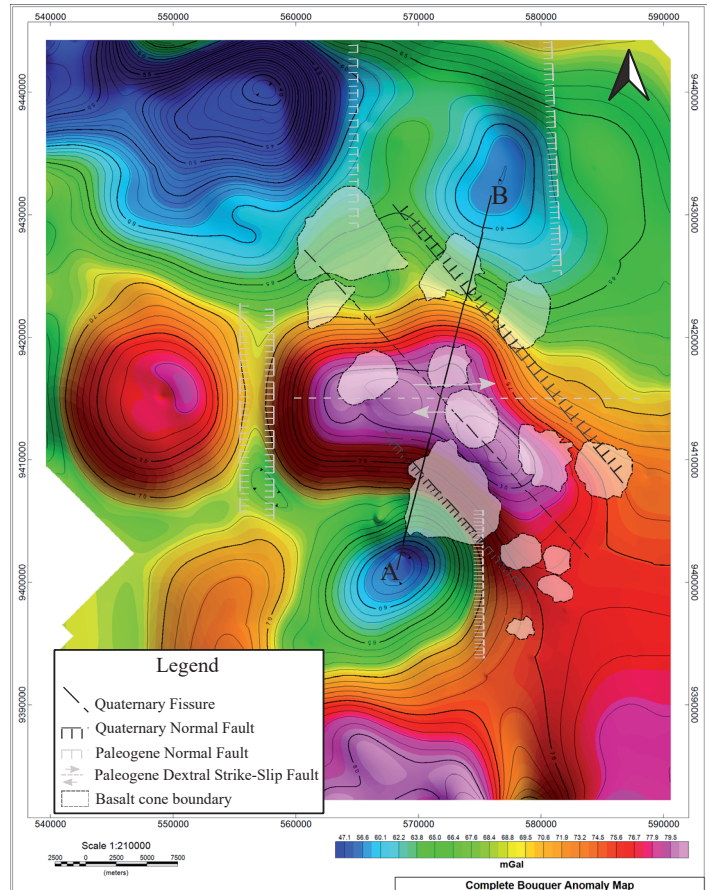


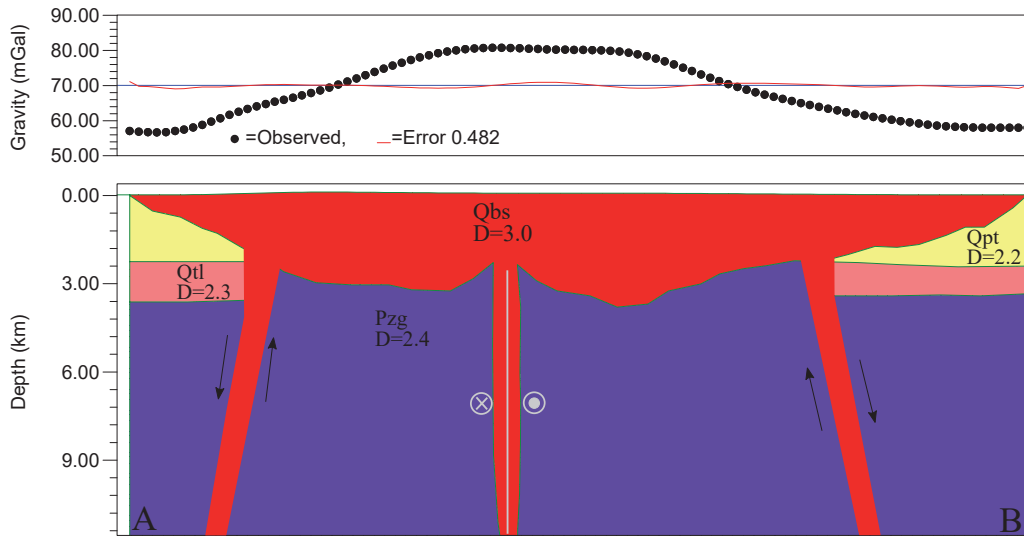
Fig. 5. The estimated average depth of SBP (Y) and basement basin (X) and three slopes show gravity sources: slope S1 (deep), slope S2 (shallow), and slope S3 (near-surface).

Рис. 5. Приблизительная средняя оценка глубины SBP (Y) и основания бассейна (X) и три наклона, показывающие источники деформаций: наклон S1 (глубокий), наклон S2 (мелкий) и наклон S3 (близповерхностный).

Fig. 6. The Complete Bouguer Anomaly map of SBP which is overlaid by basalt cones boundary with fault interpretation. The development of basalt cones on the surface resulted from normal faults and fissure mechanism. The subsurface model from section A-B within Fig. 7.

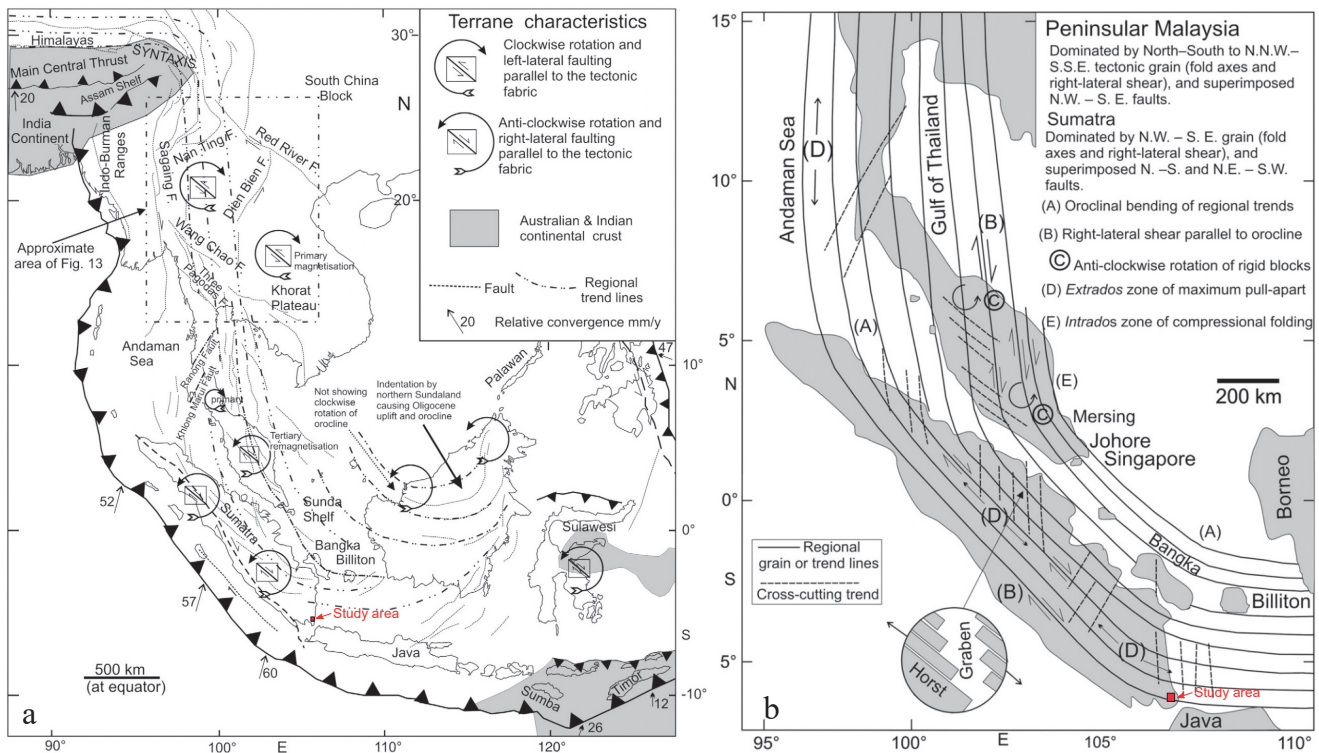
Рис. 6. Завершенная карта аномалий Буге SBP, перекрытая границей базальтовых конусов с ошибочной интерпретацией. Распространение базальтовых конусов по поверхности вызвано сочетанием нормальных разломов и трещинного механизма. Приповерхностная модель на разрезе АВ – см. рис. 7.





**Fig. 7.** The profiles of forward modelling show that the thickness of SBP reaches 3,200 m. Two normal faults and one fissure have been identified. These fractures controlled the appearance of SBP’s lava at the surface. In addition, there is a Paleogene dextral strike-slip fault was identified.

**Рис. 7.** Профили предварительного моделирования свидетельствуют о том, что мощность SBP достигала 3200 м. Были идентифицированы два нормальных разлома и одна трещинная зона. Такие трещины контролировали появление лав SBP на поверхности. К тому же был обнаружен правосторонний сдвиг.



**Fig. 8.** (a) The oroclinal bending in South-East Asia. The India-Eurasia collision was resulting left and right lateral faulting in South-East Asia. (b) The movement of the right-lateral strike-slip faulting made extrados zone where the SBP is located. The pictures from Hutchison (2010). The red square shows the SBP location.

**Рис. 8.** (а) Ороклинный изгиб в Юго-Восточной Азии. Индо-Евразийская коллизия вызвала левые и правые латеральные дислокации в Юго-Восточной Азии. (б) Движение по правостороннему сдвигу привело к образованию зоны SBP (Hutchison, 2010). Красное поле указывает на размещение SBP.

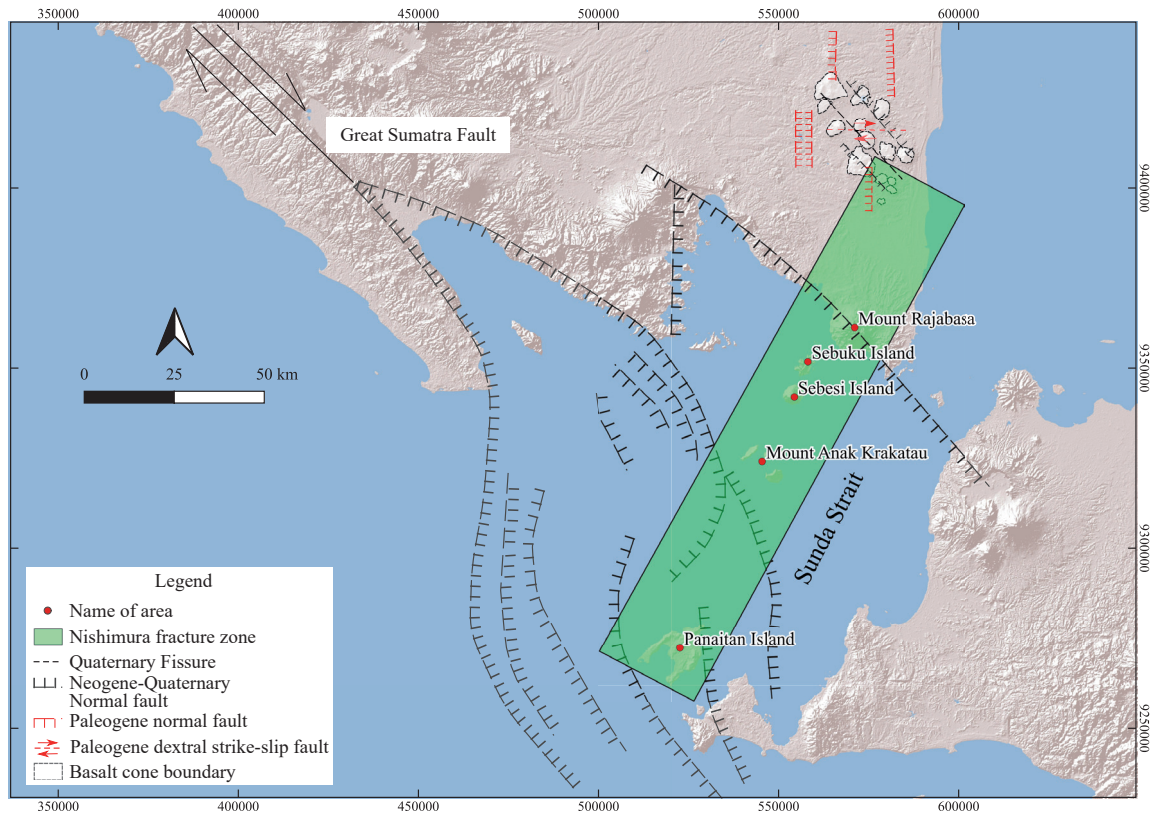


the surface. There is a close relationship between pull-apart basins and volcano-magmatic activity (Girard and van Wyk de Vries, 2005; Susilohadi et al., 2009). However, the origin of the bending is still an enigma (Hutchison, 2010). The North-South striking normal faults in the SBP were formed in the Early Oligocene. This is based on a comparison to the Sunda-Asri Basin forming mechanism, which began in the Early Oligocene (Doust and Noble, 2008). The SBP's North-South striking normal fault is the same trend and parallel with the Sunda-Asri Basin's North-South striking normal fault. The Sunda-Asri Basin is located on the east side of the SBP.

The West-East striking pattern is interpreted as a consequence of the dextral strike-slip fault movement that might be related to the Sundaland orocline (Fig. 8b). This fault is located in the middle of the SBP. The age of this structure is Early Oligocene, the same age as the North-South striking normal fault. This dextral strike-

slip fault indirectly controlled the distribution of the SBP on the West-East trend.

The Northwest-Southeast striking pattern is interpreted as normal faults. In addition, there is one fissure in the middle of SBP, which has the same trending as the Northwest-Southeast normal faults. The Northwest-Southeast striking normal fault and fissure are interpreted as the main structures that have emerged the SBP to the surface. These structures are the same age as the Panjang fault, which is Quaternary age. There are three pieces of evidence supporting this interpretation: firstly, the age of the SBP is also Quaternary; secondly, the location of the fault is close to the Panjang fault (which crosses Mount Rajabasa, as shown in Fig. 9); and thirdly, the trending of the faults is parallel with the Panjang fault. Pramumijoyo and Sebrier (1991) stated that the Panjang Fault was caused by the opening of the western part of Sunda Strait, and the development of structures in the Sunda Strait is



**Fig. 9.** The correlation of structures at SBP with regional fault trending at Sunda Strait. The Northwest-Southeast fractures at SBP are parallel with The Great Sumatra Fault, indicating that the structures at SBP still correlate with the development of the Great Sumatra Fault. The normal fault interpretation at Mount Rajabasa is based on (Pramumijoyo, Sebrier, 1991), at the Western part of Sunda Strait on (Susilohadi et al., 2009) and the green shading zone on (Nishimura et al., 1986).

**Рис. 9.** Корреляция структур SBP с региональным трендом вблизи пролива Сунда. СЗ-ЮВ разломы SBP параллельны Большому разлому Суматры, это свидетельствует о том, что структуры SBP еще коррелируют с развитием Большого разлома Суматры. Прямая интерпретация разлом Горы Раябаса, по (Pramumijoyo, Sebrier, 1991), в западной части пролива Сунда, по (Susilohadi et al., 2009) и зеленой теневой зоны, по (Nishimura et al., 1986).

still correlated with the development of the Sumatra fault tectonic (Susilohadi et al., 2009). Furthermore, the development of the Northwest-Southeast striking normal fault and fissure at the SBP was caused by the Sumatra fault tectonic.

## CONCLUSIONS

We conclude that the geological structures that controlled the SBP development were two Northwest-Southeast striking normal faults and one fissure. These fractures acted as the main conduits for magma to ascend from the mantle to the surface. The forward modeling data shows that the thickness of SBP reaches 3,200 m at the center. The North-South striking normal fault and West-East striking dextral strike-slip fault, which formed in the Early Oligocene, indirectly supported the magma ascent to the surface. The development of the North-South striking normal fault through the extrados zone, a large pull-apart area, resulted in the continental lithosphere thickness becoming thinner.

In relation to the Sundaland regional geology, the North-South and West-East striking faults are correlated with the Sundaland oroclinal bending. This bending is indirectly affected by the India-Eurasia collision. One of the impacts of this collision was the development of multiple strike-slip faults in Southeast Asia. This resulted in the formation of an extrados zone where SBP is located. The Quaternary Northwest-Southeast striking fractures are correlated with the development of the Great Sumatra Fault. There are two key points from this study. First, the formation of Northwest-Southeast striking fractures was affected by the Great Sumatra Fault movement. Second, the thinning of the back-arc crust affected by multi-extensional structures was implicated in the ascent of SBP's magma to the surface.

## REFERENCES

- Abdurachman M., Widiyantoro S., Priadi B., Ismail T. (2018) Geochemistry and structure of Krakatoa volcano in the Sunda Strait, Indonesia. *Geosci.*, **8**, 1-10. <https://doi.org/10.3390/geosciences8040111>
- Ayalew D., Jung S., Romer R.L., Garbe-Schönberg D. (2018) Trace element systematics and Nd, Sr and Pb isotopes of Pliocene flood basalt magmas (Ethiopian rift): A case for Afar plume-lithosphere interaction. *Chem. Geol.*, **493**, 172-188. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.05.037>
- Bora D.K., Borah K., Goyal A. (2016) Crustal shear-wave velocity structure beneath Sumatra from receiver function modeling. *J. Asian Earth Sci.*, **121**, 127-138. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2016.03.007>
- Coffin M., Eldholm O. (1994) Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Revs. Geophys.*, **32**, 1-36.
- Contributor Q. (2022) QGIS.org.
- Curie C.A., Hyndman R.D. (2006) The thermal structure of subduction zone back arcs. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **111**, 1-22. <https://doi.org/10.1029/2005JB004024>
- De Souza Z.S., Vasconcelos P.M., Knesel K.M., da Silveira Dias L.G., Roesner E.H., Cordeiro de Farias P.R., de Moraes Neto J.M. (2013) The tectonic evolution of Cenozoic extensional basins, northeast Brazil: Geochronological constraints from continental basalt  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. *J. South Am. Earth Sci.*, **48**, 159-172. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.008>
- Developer O.M. (2019) Geosoft Oasis Montaj Data Processing and Analysis Systems for Earth Science Applications.
- Doust H., Noble R. (2008) Petroleum systems of Indonesia. *Mar. Pet. Geol.*, **25**, 103-129.
- Evariste N.H., Genyou L., Tabod T.C., Joseph K., Severin N., Alain T., Xiaoping K.E. (2014) Crustal structure beneath Cameroon from EGM2008. *Geod. Geodyn.*, **5**, 1-10. <https://doi.org/10.3724/sp.j.1246.2014.01001>
- Facenna C., Becker T.W., Lallemand S., Lagabrielle Y., Funicello F., Piromallo C. (2010) Subduction-triggered magmatic pulses: A new class of plumes? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **299**, 54-68. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.012>
- Fan X., Chen Q.F., Ai Y., Chen L., Jiang M., Wu Q., Guo Z. (2021) Quaternary sodic and potassic intraplate volcanism in northeast China controlled by the underlying heterogeneous lithospheric structures. *Geology*, **49**, 1260-1264. <https://doi.org/10.1130/G48932.1>
- Girard G., van Wyk de Vries B. (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **144**, 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.016>
- Hall R., Morley C.K. (2004) Sundaland basins, in: Geophysical Monograph Series. American Geophysical Union, 55-85. <https://doi.org/10.1029/149GM04>
- Hasibuan R.F., Ohba T., Abdurrachman M., Hoshide T. (2020) Temporal Variations of Petrological Characteristics of Tangkil and Rajabasa Volcanic Rocks, Indonesia. *Indones. J. Geosci.*, **7**, 135-159. <https://doi.org/10.17014/ijog.7.2.135-159>
- Hutchison C.S. (2010) Oroclines and paleomagnetism in Borneo and South-East Asia. *Tectonophysics*, **496**, 53-67. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.10.008>
- Inkscape's Contributors (2022) Inkscape.
- Johnston S.T., Weil A.B., Gutierrez-Alonso G. (2013) Oroclines: Thick and thin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **125**, 643-663. <https://doi.org/10.1130/B30765.1>
- Julzarika A., Harintaka (2019) Indonesian DEMNAS: DSM or DTM?, in: AGERS 2019 - 2nd IEEE Asia-Pacific Conference on Geoscience, Electronics and Remote Sensing Technology: Understanding and Forecasting the Dynamics of Land, Ocean and Maritime, Proceeding. IEEE, 31-36. <https://doi.org/10.1109/AGERS48446.2019.9034351>
- Kanthiya S., Mangkhemthong N., Morley C.K. (2019) Structural interpretation of Mae Suai Basin, Chiang Rai Province, based on gravity data analysis and modelling. *Heliyon*, **5**, e01232. <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2019.e01232>
- Ketchum K.Y., Heaman L.M., Bennett G., Hughes D.J. (2013) Age, petrogenesis and tectonic setting of the Thessalon volcanic rocks, Huronian Supergroup, Canada. *Precambrian Res.*, **233**, 144-172. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.04.009>

- Li J., Ding W., Lin J., Xu Y., Kong F., Li S., Huang X., Zhou Z. (2021) Dynamic processes of the curved subduction system in Southeast Asia: A review and future perspective. *Earth-Science Rev.*, **217**, 103647. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103647>
- Lichoro C.M., Arnason K., Cumming W. (2019) Joint interpretation of gravity and resistivity data from the Northern Kenya volcanic rift zone: Structural and geothermal significance. *Geothermics*, **77**, 139-150. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.09.006>
- Mangga S.A., Amirudin T., Suwanti S., Gafoer dan Sidarto. (1993) Peta Geologi Lembar Tanjungkarang, Sumatra, Bandung: Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Metcalf I. (2017) Tectonic evolution of Sundaland. *Bull. Geol. Soc. Malaysia*, **63**, 27-60. <https://doi.org/10.7186/bgsm63201702>
- Nguiya S., Mouzong Pemi M., Tokam A.P., Ngatchou Heutchi É., Lemotio W. (2019) Crustal structure beneath the Mount Cameroon region derived from recent gravity measurements. *Comptes Rendus - Geosci.*, **351**, 430-440. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2019.05.001>
- Nishimura S., Nishida J., Yokoyama T., Hehuwat F. (1986) Neo-tectonics of the Strait of Sunda, Indonesia. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **1**, 81-91. [https://doi.org/10.1016/0743-9547\(86\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0743-9547(86)90023-1)
- Pramumijoyo S., Sebrier M. (1991) Neogene and quaternary fault kinematics around the Sunda Strait area, Indonesia. *J. Southeast Asian Earth Sci.*, **6**, 137-145. [https://doi.org/10.1016/0743-9547\(91\)90106-8](https://doi.org/10.1016/0743-9547(91)90106-8)
- Ringwood A. (1990) Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chem. Geol.*, **82**, 187-207.
- Romeur M. (1991) Series magmatiques arc et arriere-arc de la sonde: nature des sources impliquees (elements en trace et isotopes Sr-Nd-Pb). These de Doctorat, Universite de Bretagne Occidentale, Brest.
- Seigel H. (1995) A guide to high precision land gravimeter surveys. Ontario, Canada, 132 p.
- Setiadi I. (2020) Konfigurasi Batuan Dasar dan Delineasi Sub Cekungan Banyumas Berdasarkan Analisis Data Gayaberat. *J. Geol. dan Sumberd. Miner.*, **2245**, 070034.
- Setiadi I., Setyanta B., Nainggolan T.B., Widodo J. (2019) Delineation of Sedimentary Subbasin and Subsurface Interpretation East Java Basin in the Madura Strait and Surrounding Area Based on Gravity Data Analysis. *Bull. Mar. Geol.*, **34**, 1-16. <https://doi.org/10.32693/bomg.34.1.2019.621>
- Shahraki M. (2013) Dynamics of mantle circulation and convection: The signatures in the satellite derived gravity fields. Johann Wolfgang Goethe University.
- Siringoringo L.P., Paembonan A.Y., Rahmanda V. (2021) Fault Reassessment in Way Huwi Area, South Lampung using Gravity Method Fault Reassessment in Way Huwi Area. *J. Geofis.*, **19**, 36-40.
- Soeria-Atmaja R., Maury R., Bougault H., Joron J., Bellon H., Hasanuddin D. (1986) Présence de tholeiites d'arrière-arc Quaternariés en Indonésie: Les basaltes de Sukadana (Sud de Sumatra), in: Réunion Des Sciences de La Terre. Clermont- Ferrand.
- Stein S., Okal E.A. (2005) Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, **434**, 581-582. <https://doi.org/10.1038/434581a>
- Susilohadi S., Gaedicke C., Djajadihardja Y. (2009) Structures and sedimentary deposition in the Sunda Strait, Indonesia. *Tectonophysics*, **467**, 55-71. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.015>
- Wang Y., Santosh M., Luo Z., Hao J. (2015) Large igneous provinces linked to supercontinent assembly. *J. Geodyn.*, **85**, 1-10. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.12.001>
- Wardhana D.D., Harjono H., Sudaryanto S. (2014) Struktur Bawah Permukaan Kota Semarang Berdasarkan Data Gayaberat. *J. Ris. Geol. dan Pertamb.*, **24**, 53. <https://doi.org/10.14203/risetgeotam2014.v24.81>
- Yan Q., Shi X., Metcalfe I., Liu S., Xu T., Kornkanitnan N., Sirichaiseth T., Yuan L., Zhang Y., Zhang H. (2018) Hainan mantle plume produced late Cenozoic basaltic rocks in Thailand, Southeast Asia. *Sci. Rep.*, **8**(2640). <https://doi.org/10.1038/s41598-018-20712-7>
- Zhang A., Guo Z., Afonso J.C., Handley H., Dai H., Yang Y., Chen Y.J. (2022) Lithosphere–asthenosphere interactions beneath northeast China and the origin of its intraplate volcanism. *Geology*, **50**, 210-215. <https://doi.org/10.1130/G49375.1>
- Zi J.W., Haines P.W., Wang X.C., Jourdan F., Rasmussen B., Halverson G.P., Sheppard S., Li C.F. (2019) Pyroxene <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Dating of Basalt and Applications to Large Igneous Provinces and Precambrian Stratigraphic Correlations. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **124**, 8313-8330. <https://doi.org/10.1029/2019JB017713>

УДК 551.242.22:550.423

DOI: 10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058

## Позднедевонский габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии

Г. А. Петров, В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Ю. Л. Ронкин

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

Поступила в редакцию 30.01.2023 г., принята к печати 15.06.2023

*Объект исследования.* Гипабиссальный интрузивный габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс, распространенный в северной части Тагильской мегазоны. *Материал и методы.* Исследовались интрузивные образования, распространенные среди девонских толщ Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны на Северном Урале. Выполнены петрографические исследования, силикатные (РФА) анализы и определение редких элементов методом ICP-MS, изучение U-Pb изотопной систематики в цирконах из монзонитов и кварцевых диоритов, проведена обработка и интерпретация полученных данных с использованием дискриминационных и спайдер-диаграмм, а также индикаторных геохимических параметров. *Результаты.* Выяснено, что по возрасту и структурному положению изученные горные породы могут коррелировать с известным позднедевонским ивдельским комплексом, отличаясь от типичного состава последнего значительным содержанием пород среднего и умеренно кислого состава. Геохимические параметры демонстрируют значения, характерные как для надсубдукционных (островодужных), так и для океанических вулканитов, что может указывать на формирование пород исследуемого комплекса в обстановке прекращения процесса субдукции и отрыва субдуцируемого слэба. Присутствие значительных объемов диоритов и монцодиоритов, вероятно, стимулировано контаминацией мантийными расплавами вещества земной коры. *Выводы.* Полученные геологические, петрографические, изотопно-геохронологические и геохимические данные не противоречат модели отрыва субдуцируемого слэба и поступления мантийного сильнодеплементированного вещества (близкого океаническим базальтам N-MORB) после прекращения процесса субдукции.

**Ключевые слова:** Северный Урал, Тагильская мегазона, верхний девон, геохимия, габбро-долерит-монзонит-диоритовый комплекс

### Источник финансирования

Исследования проведены в соответствии с темами государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6 и 123011800009-9) с использованием оборудования ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, соглашение № 075-15-2021-680

## Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry

Georg A. Petrov, Vladimir V. Kholodnov, Eugeny S. Shagalov, Yuri L. Ronkin

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

Received 30.01.2023, accepted 15.06.2023

*Subject research.* Hypabyssal intrusive gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex from the northern part of the Tagil megazone. *Material and methods.* Intrusive rocks situated among the Devonian strata of the East Tagil structural-formation zone at the North Urals were studied. Petrographic studies, silicate (XRF) analyses and determination of rare

**Для цитирования:** Петров Г.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л. (2023) Позднедевонский габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии. *Литосфера*, 23(6), 1038-1058. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058>

**For citation:** Petrov G.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Ronkin Yu.L. (2023) Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 1038-1058. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1038-1058>

© Г.А. Петров, В.В. Холоднов, Е.С. Шагалов, Ю.Л. Ронкин, 2023

elements by ICP-MS method, study of U-Pb isotopic systematics in zircons from monzonites and quartz diorites, processing and interpretation of the data obtained using discrimination and spider diagrams, as well as indicator geochemical parameters were carried out. *Results.* It was found that the age and structural position of the studied rocks can correlate with the well-known Late Devonian Ivdel complex, differing from the typical composition of the latter by a significant content of rocks of medium and moderately acidic composition. The geochemical parameters demonstrate values characteristic of both suprasubduction (island-arc) and oceanic volcanites, which may indicate the formation of rocks of the studied complex in an environment of termination of the subduction process and separation of the subducted slab. The presence of significant volumes of diorites and monodiorites is probably stimulated by contamination of crustal matter by the mantle melts. *Conclusions.* The obtained geological, petrographic, isotope-geochronological, and geochemical data do not contradict the model of separation of the subducted slab and the arrival of mantle highly depleted matter (close to oceanic basalts N-MORB) after the termination of the subduction process.

**Keywords:** Northern Urals, Tagil megazone, Upper Devonian, geochemistry, gabbrodolerite-monzonite-diorite complex

#### Funding information

The studies were carried out in accordance with the themes of the state assignment of the IGG UB RAS (state registration No. 123011800013-6 and 123011800009-9), using the equipment of 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 is financially supported by the grant of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (agreement No. 075-15-2021-680)

## ВВЕДЕНИЕ

Исследуемый район расположен на восточном склоне Северного Урала, в бассейне р. Сев. Сосьва (рр. Лопсия, Манья, Бол. и Мал. Сосьва), в северной части Тагильской мегазоны, и относится к ХМАО-Югра (рис. 1). Геологическое строение данной территории изучалось в ходе геологосъемочных работ под руководством П.П. Генералова, И.Н. Крылова, Г.И. Севастьянова, М.М. Павлова и др., а также при проведении поисковых работ на медь, золото, уголь, бентонитовые глины и другие полезные ископаемые. В ходе перечисленных работ получены разнообразные данные о стратиграфии, магматизме, тектонике и полезным ископаемым. К сожалению, аспекты геологического строения данного района слабо отражены в открытой печати. Можно упомянуть работы С.Н. Волкова (1960), Р.И. Ершовской (1977), В.А. Нефедова (1979), В.П. Шатрова (1982), касающиеся главным образом вопросов стратиграфии и бокситоносности. Восточнее при проведении сейсмических работ и глубокого бурения под чехлом кайнозойских и мезозойских толщ был обнаружен и исследован крупный Северо-Сосьвинский грабен, выполненный триасовыми вулканогенными и терригенными образованиями (Иванов и др., 2003; Федоров, 2004; и др.). Целевые исследования магматических образований Тагильского мегазоны проводились севернее изучаемого района (Бочкарев, Карстен, 1989; Кудрин и др., 2015; Соболев и др., 2018; и др.), а также в более южных районах (Каретин, 2000; Наркисова, 2005; Бороздина и др., 2010; и др.). Данная публикация посвящена характеристике малых интрузий (даек, силлов и штоков), распространенных среди девонских толщ. Ранее, при проведении геологосъемочных работ, здесь картировались тела

долеритов и габбро-долеритов, хотя авторы отчетов (П.П. Генералов, М.М. Павлов, Г.И. Севастьянов и др.) отмечали наличие кварцсодержащих пород, отнесенных ими к конга-диабазам. При изучении архивных материалов мы обратили внимание на наличие среди анализов "конга-диабазов" большого количества пород среднего и умеренно кислого состава с содержаниями кремнезема до 68%. Выполненное нами исследование показало наличие здесь штоков, силлов и даек, сложенных непрерывно дифференцированным гипабиссальным интрузивным комплексом, прорывающим девонские вулканогенно-осадочные толщи (см. рис. 1). В его состав входят габбро-долериты, долериты, монзониты, монцодиориты, диориты и кварцевые диориты (составы последних иногда доходят до гранодиоритов).

В геологическом строении территории участвуют стратоны и интрузивные комплексы Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационных зон. В состав первых входят вулканогенные и осадочные образования, объединяемые в составе павдинской, именновской и туринской свит. Нижнесилурийская (аэронско-шейнвудская) павдинская свита представлена базальт-андезит-дацитово-формацией: в ее составе преобладают лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов, риодацитов, характерны тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, известково-глинистые сланцы, известняки. Выше залегает венлокско-лудловская (гомерско-лудфордская) именновская свита, представленная базальт-трахиандезит-трахидацитово-формацией. В ее составе наиболее распространены базальты, андезибазальты, их туфы, реже трахибазальты, андезиты; в подчиненном количестве находятся вулканогенно-осадочные породы – туфопесчаники,

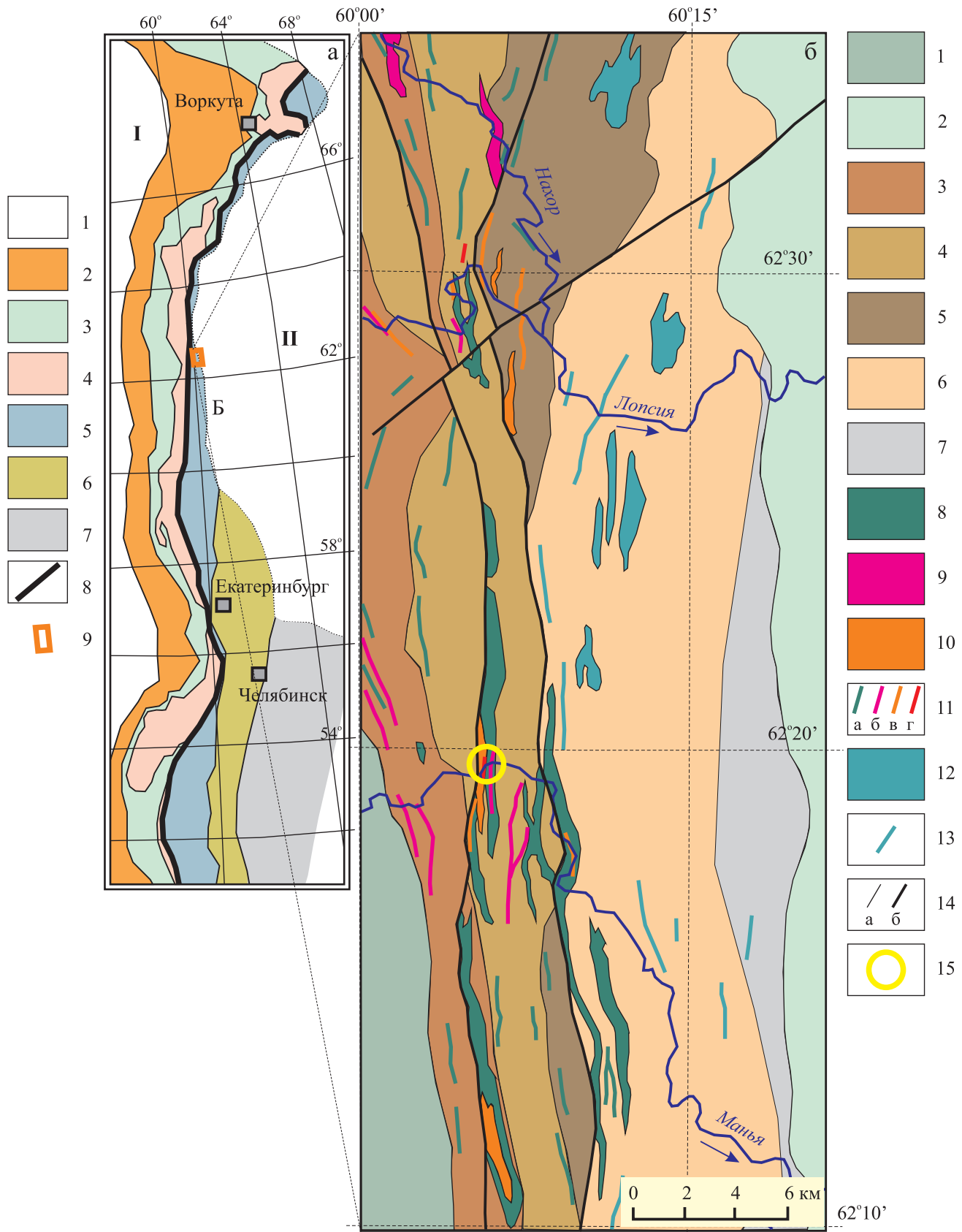


Рис. 1. Схема расположения главных структур Урала, по (Пучков, 2010) с изменениями (а) и схематическая геологическая карта исследуемого района, составленная по материалам геолого-съёмочных работ УГСЭ (б).

а. 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – “Палеоконтинентальный” сектор Урала: 2 – Предуральский краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – Палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Шучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования); 6, 7 – Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны (коллаж блоков и пластин палеозойских и докембрийских комплексов); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемая территория. б. 1 – силурийско-лохковские образования Западно-Тагильской СФЗ (павдинская, именная и туринская свиты); 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской эпипалеозойской платформы; 3–13 – Нахорская подзона Восточно-Тагильской СФЗ: 3 – нижнекаменноугольные терригенные, карбонатные и вулканогенные образования (косынская и медногорская свиты, апсинская и песчанико-известняковая толща); 4 – карбонатно-терригенно-вулканогенная и оутыньинская толща D<sub>3</sub>; 5 – кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенная нахорская толща D<sub>3</sub>; 6 – карбонатно-кремнисто-терригенная арбыньинская толща D<sub>2</sub>; 7 – карбонатно-терригенная лопсийская толща D<sub>1-2</sub>; 8, 9 – усть-маньинский комплекс габбро-долеритовый C<sub>1</sub>; 8 – габбро-долериты оливиновые, 9 – дайки и силлы оливиновых долеритов; 10–13 – ивдельский комплекс габбро-долерит-монзонит-гранодиоритовый D<sub>3</sub>: 10 – габбро-долериты и долериты, 11 – диориты, 12 – монзодиориты и монзониты, 13 – дайки и силлы (а – долеритов, б – диоритов, в – монзодиоритов и монзонитов, г – гранодиоритов); 14 – стратиграфические и интрузивные геологические границы (а) и разрывные нарушения (б); 15 – точка отбора проб для изотопно-геохронологических исследований.

**Fig. 1.** The scheme of the main structures of the Urals by (Puchkov, 2010), with some changes (а), and a schematic geological map of the studied area, compiled from the materials of geological surveys of the UGSE (б).

а. 1 – sedimentary cover of platforms: East European (I) and West Siberian (II); 2–4 – “Paleocontinental” sector of the Urals: 2 – Pre-Uralian foredeep, 3 – West Uralian megazone (Paleozoic complexes of passive continental margin and continental slope), 4 – Central Uralian megazone (Precambrian formations); 5–7 – Paleooceanic sector of the Urals: 5 – Magnitogorsk, Tagil and Voykaro-Shchuchinskaya megazones (Paleozoic mainly island-arc formations); 6, 7 – East Uralian and Trans-Uralian megazones (collage of blocks and plates of Paleozoic and Precambrian complexes); 8 – The Main Uralian fault; 9 – contours of the studied area. б. 1 – Silurian-Lochkovian formations of the West Tagil zone (Pavdinskaya, Imennovsкая and Turinskaya formations); 2 – Mesozoic-Cenozoic cover of the West Siberian Epipaleozoic platform; 3–13 – Nakhor subzone of the East Tagil zone: 3 – Lower Carboniferous terrigenous, carbonate and volcanogenic formations (Kosyinskaya and Mednogorskaya formations, Apinskaya and Sandstone-limestone strata); 4 – carbonate-terrigenous-volcanogenic Ioutin’inskaya strata D<sub>3</sub>; 5 – siliceous-carbonate-terrigenous-volcanogenic Nakhorskaya strata D<sub>3</sub>; 6 – carbonate-siliceous-terrigenous Arbyn’inskaya strata D<sub>2</sub>; 7 – carbonate-terrigenous Lop-siinskaya strata D<sub>1-2</sub>; 8, 9 – Ust-Maninsky gabbro-dolerite complex C<sub>1</sub>; 8 – olivine gabbro-dolerites, 9 – olivine dolerite dikes and sills; 10–13 – Ivdel complex gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite D<sub>3</sub>: 10 – gabbro-dolerites and dolerites, 11 – diorites, 12 – monzodiorites and monzonites, 13 – dikes and sills (а – dolerites, б – diorites, в – monzodiorites and monzonites, г – granodiorites); 14 – stratigraphic and intrusive geological boundaries (а) and faults (б); 15 – sampling point for isotope-geochronological studies.

туфоконгломераты, туфогравелиты, туфосланцы; осадочные породы представлены известняками. Разрез Западно-Тагильской СФЗ завершается пржидольско-лохковской туринской свитой, представленной вулканогенно-осадочной формацией, включающей в себя туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфы основного и ксенотуфы смешанного основного-среднего состава; известняки. Восточнее и выше по разрезу располагаются разнообразнее осадочные, вулканические и интрузивные комплексы, объединяемые в составе Нахорской подзоны Восточно-Тагильской СФЗ (Жданов, 2009). Здесь картируются девонские толщи – лопсийская, арбыньинская, нахорская и иоутыньинская, а также нижнекаменноугольные косынская и медногорская свиты, апсинская и известняково-терригенная толща. В строении лопсийской толщи принимают участие полимиктовые конгломераты и песчаники, туфогенно-кремнистые сланцы, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, граувакковые песчаники, пепловые туфы преимущественно кислого состава, известняки. Характерно присутствие олистостромовых горизонтов. Выше залегает живетская арбыньинская толща, представленная туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, сланца-

ми известково-глинистыми, глинистыми и кремнистыми, туфами мелкообломочными и пепловыми, известняками, в нижней части залегают пачки туфоконгломератов и туфогравелитов. Состав франкской нахорской толщи значительно разнообразнее: она включает в себя базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; туфопесчаники, туффиты, гравелиты, песчаники, сланцы глинистые и кремнистые, силициты, известняки. Девонский разрез завершается фаменской иоутыньинской толщей, содержащей базальты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники, конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки. Выше залегает нижнетурнейская косынская свита, в составе которой известны граувакковые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, базальты, их туфы, известняки, конгломераты.

Перекрывающая ее турнейская апсинская толща содержит пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослойки углей, туфы и туфоконгломераты базальтового состава, базальты, глинисто-кремнистые сланцы, известняки. Верхнетурнейская медногорская свита отличается от залегающих ниже образований увеличением роли вулканогенных пород, сре-

ди которых значительное место получили оливиновые базальты. В меньших объемах распространены андезитобазальты, андезиты, монтмориллонитизированные туфы, прослой пестроцветных алевролитов (в том числе кремнистых) и песчаников, известняков, глинистых сланцев; в нижней части присутствуют полимиктовые конгломераты. Каменноугольный разрез завершается нижневизейской песчанико-известняковой толщей, в состав которой входят полимиктовые песчаники, аргиллиты, мергели, известняки, сланцы известково-глинистые, в нижней части глинистые известняки, известковистые аргиллиты и песчаники, прослойки каменноугля.

Среди упомянутых стратонав располагаются многочисленные субмеридионально ориентированные небольшие по размерам интрузии позднедевонского габбро-долерит-монцит-гранодиоритового комплекса (который мы, с долей условности, коррелируем с известным ивдельским комплексом того же возраста (Жданов, 2009)) и интрузивные массивы раннекаменноугольного устьманьинского комплекса, состоящего из оливинсодержащих долеритов и габбро-долеритов (см. рис. 1).

Ивдельский комплекс выделен при геологическом картировании в районе г. Ивделя, на восточном склоне Северного Урала. Первоначально в него включались габбро-долериты, долериты и базальты, слагающие многочисленные силлы, дайки и штоки в девонских толщах. Позднее в петротипической местности были обнаружены единичные дайки диоритов и гранодиоритов, получено изотопно-геохронологическое обоснование позднедевонского возраста габбро-долеритов (Петров и др., 2021a). Продолжая исследование северной части Тагильской мегазоны на территории ХМАО-Югра (бассейн верховьев р. Сев. Сосьва – рр. Лопсия, Манья, Бол. и Мал. Сосьва), авторы обнаружили здесь большое количество даек, силлов и штоков, сложенных непрерывно дифференцированной серией интрузивных пород, причем объемы пород среднего и умеренно кислого состава вполне сопоставимы с объемами основных пород (см. рис. 1). Исследованию петрографии, минералогии и геохимии пород ивдельского комплекса в бассейне р. Сев. Сосьва и посвящена данная работа.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу данной работы положены результаты исследований, выполняемых в северной части Тагильской мегазоны (см. рис. 1). Определение содержаний петрогенных окислов проводилось рентгеноспектральным флуоресцентным методом в ЦЛ ВСЕГЕИ на установке ARL 9800 по стандартным методикам. Содержание редкоземельных и дру-

гих петрологически информативных элементов определялось методом ICP-MS в ЦЛ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Agilent 7700x, также с применением стандартных методик. Изучение U-Pb изотопной систематики в цирконах производилось в ЦИИ ВСЕГЕИ с помощью ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II. Изучение состава породообразующих и акцессорных минералов выполнено с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### Петрографическая характеристика пород ивдельского комплекса

По авторским данным, в составе ивдельского комплекса в исследуемом районе выделяются две фазы – первая, наиболее распространенная, включающая в себя штоки, дайки и силлы долеритов, габбро-долеритов, габбро-диоритов, монцодолеритов, и вторая, объединяющая силлы, дайки и единичные небольшие штоки диоритов, в том числе порфириовидных, монцодиоритов и монцитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов. Гипабиссальные интрузии ивдельского комплекса широко распространены среди девонских и верхнесилурийских вулканогенных и осадочных образований, дайки и штоки часто приурочены к субмеридиональным разломам. Интрузивные образования второй фазы могут как присутствовать вместе с долеритами и габбро-долеритами в составе единых массивов, так и образовывать самостоятельные тела. Границы между породами разных фаз четкие, интрузивные. Контактные ореолы проявлены локально, мощность их обычно не превышает 2–3 м, представлены развитием роговиков с минерализацией мусковита, биотита, хлорита, иногда амфибола и вкрапленностью сульфидных минералов (пирита).

*Долериты* наиболее распространены в составе ивдельского комплекса. Это темные зеленоватосерые и серые тонко- и мелкозернистые массивные породы с долеритовой и пойкилоофитовой структурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен. Плагиоклаз образует таблитчатые зерна и лейсты, обычно идиоморфные по отношению к пироксену. Содержание его колеблется от 50 до 65 мас. %, состав меняется от лабрадора до битовнита. В той или иной степени затронут альбитизацией и сосюритизацией, часто в нем развивается пренит. Пироксен представлен авгитом, реже диопсидом. Образует изометричные зерна, иногда крупные пойкилобласты, рассеченные кристаллами плагиоклаза. Внутренние части зерен обогащены Mg и Al, внешние – Fe и Ti. Пироксен замещается хлоритом, реже амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Ко-



личество клинопироксена колеблется от 30 до 45 мас. %. В некоторых образцах отмечены реликты оливина, как правило замещенного минералами группы иддингсита-боулингита. Рудные минералы представлены главным образом ксеноморфным сидеронитовым титаномагнетитом и ильменитом, содержание их 1–5 мас. %. Из акцессорных минералов также характерен апатит, образующий мелкие идиоморфные длиннопризматические кристаллы.

*Габбро-долериты* – темно-серые, зеленовато-серые массивные среднезернистые породы. Преимущественно они входят в состав центральных частей крупных интрузий, образуя постепенные переходы с долеритами. По составу и вторичным изменениям полностью аналогичны долеритам, отличаясь от них более крупным размером кристаллов; для них характерны среднезернистые габбровые и габбро-офитовые структуры.

*Габбро-диориты* – серые массивные мелко- и среднезернистые породы, образующие отдельные дайки. Минеральный состав их подобен таковому для габбро-долеритов, но, как правило, в этих породах присутствует кварц (до 1–3 мас. %), образующий микрографические сростания с кислым плагиоклазом; количество темноцветных минералов не превышает 30–35 мас. %. Наряду с пироксеном иногда отмечается ферроэденит и (или) биотит, замещенный хлоритом.

*Монцодолериты* слагают единичные дайки. Это розово-серые массивные мелкозернистые породы с офитовыми структурами, состоящие из кислого плагиоклаза (50–60 мас. %), моноклинного пироксена (30–35 мас. %), биотита (10–15 мас. %) и титаномагнетита (до 5 мас. %). Плагиоклаз альбитизирован и пелитизирован, биотит, как правило, полностью замещен хлоритом. Иногда в состав породы входят ферроэденит, образующий призматические кристаллы и каймы вокруг зерен пироксена, и тремолит-актинолитовый амфибол, развивающийся по пироксену. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и ильменит.

*Диориты* – серые крупно- и среднезернистые массивные гипидиоморфнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (альбит-олигоклаза с реликтами андезина) – 65–75 мас. %, авгита (до 10–15 мас. %), ферроэденитового амфибола (до 10–15 мас. %), ильменита и титаномагнетита (до 5–8 мас. %). Иногда присутствуют кварц (до 5–8 мас. %), биотит (до 10 мас. %), микроклин (до 10 мас. %). Характерны микрографические ксеноморфные агрегаты кварца и кислого плагиоклаза. Из акцессорных минералов наиболее распространен апатит. Вторичные изменения представлены развитием хлорита, актинолита, пренита, сосюритизацией (развитие цоизита), альбитизацией и пелитизацией плагиоклаза.

*Порфировидные диориты* – серые массивные мелкозернистые породы с таблитчатыми порфи-

ровыми выделениями плагиоклаза. Слагают отдельные дайки, наиболее распространены в долине р. Лопсия. Минеральный состав их полностью идентичен диоритам (см. выше).

*Монцодиориты и монзониты* – розово-серые массивные мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфной структурой. Широко распространены в долине р. Лопсия, где входят в состав даек и силлов, присутствуют в виде отдельных даек и жил и южнее, в долинах рр. Манья и Бол. Сосьва. Состоят из кислого плагиоклаза (65–70 мас. %), моноклинного пироксена (авгита и диопсида, до 10 мас. %), железистой роговой обманки (до 10 мас. %), биотита (до 10 мас. %), ильменита (до 5 мас. %), иногда присутствует кварц (до 5 мас. %) и калиевый полевой шпат (до 10 мас. %), отмечается также апатит. Калиевый полевой шпат образует мелкие ксеноморфные, обычно пелитизированные, зерна. Вторичные изменения проявлены широко: это развитие альбита, актинолита и хлорита, пелитизация и сосюритизация плагиоклаза.

*Гранодиориты и кварцевые диориты* слагают редкие дайки в долинах рр. Манья и Лопсия. Это розовые массивные мелкозернистые породы, состоящие из кислого плагиоклаза (65–75 мас. %), кварца (15–20 мас. %), образующего с плагиоклазом графические сростания, иногда присутствует анортоклаз (до 5–10 мас. %). Темноцветные минералы представлены ферроэденитом (до 10 мас. %), отмечаются клинопироксен (до 5 мас. %) и биотит (до 10 мас. %). Акцессорные минералы – ильменит, титаномагнетит и апатит. Вторичные минералы представлены альбитом, хлоритом, актинолитом; плагиоклазы часто пелитизированы (рис. 2).

#### U-Pb SHRIMP-II цирконовый возраст пород ивдельского комплекса

Изучение U-Pb изотопной систематики в целях определения возраста ивдельского комплекса происходило по цирконам из двух образцов монзонита (5048-10) и кварцевого диорита (5048-1), отобранных из обнажений на р. Манья (см. рис. 1). Процедура выделения осуществлялась в результате дробления, расситовки, применения тяжелых жидкостей и ручной отборки под бинокулой. Упомянутые монзониты и кварцевые диориты слагают изолированные, частично перекрытые рыхлыми отложениями тела с видимой мощностью не менее 50 м (кварцевые диориты) и 140 м (монзониты), разделяемые интервалом долеритов 110 м. Контакты с вмещающими породами четкие, интрузивные. Более подробные сведения изложены в разделе “Петрографическая характеристика пород ивдельского комплекса”.

В обр. 5048-10 обнаружены коричневые, прозрачные и полупрозрачные трещиноватые цирконы с черными и коричневыми включениями, об-



Рис. 2. Кварцевый диорит, обн. 5048, р. Манья.

Fig. 2. Quartz diorite, point 5048, Manya river.

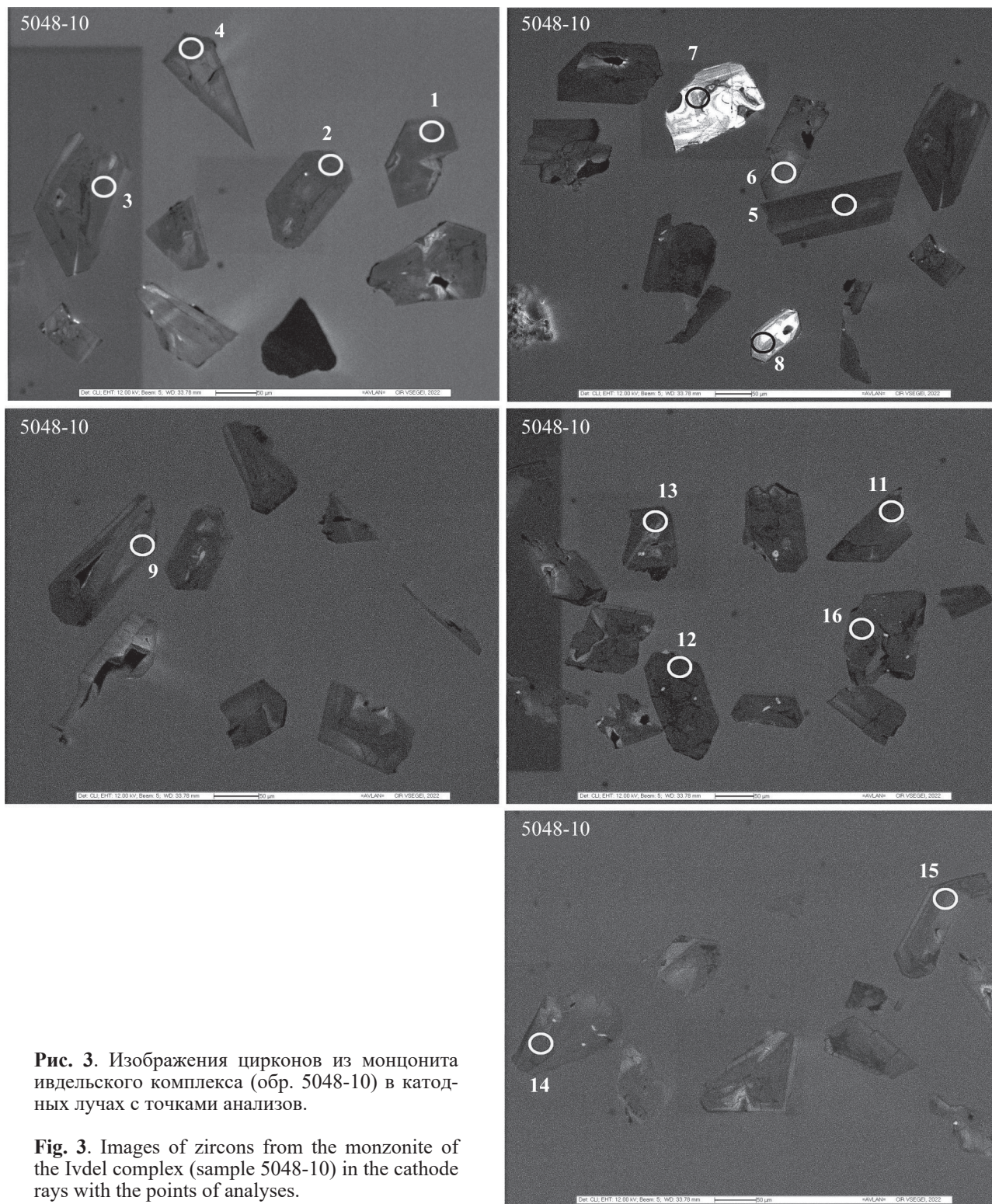
ломки идиоморфных кристаллов (рис. 3). Длина 60–200 мкм, соответственно, коэффициенты удлинения ( $KY$ ) = 2–4. В катодных лучах цирконы имеют в основном слабое свечение, единичные – яркое и следы магматической зональности с нарушениями. Примечательной особенностью цирконов обоих образцов являются высокие концентрации урана и тория, достигающие значений 5907 и 9851 г/т для монцонита 5048-10 и 4610 соответственно, 6564 г/т – для диорита 5048-1. Существенным отличием по величине этих содержаний обладают обр. 5048-10\_8 (272, 141 г/т), 5048-10\_7 (260, 128 г/т) и 5048-01\_4 (262, 86 г/т). В кварцевом диорите (обр. 5048-1) присутствуют коричневые полупрозрачные трещиноватые цирконы с черными включениями, а также обломки идиоморфных длиннопризматических кристаллов (рис. 4). Длина – 60–200 мкм, коэффициент удлинения – 2–4. В катодных лучах цирконы имеют в основном слабое свечение и следы магматической зональности с нарушениями. Содержание урана и тория – 1425–4610 и 1283–6564 г/т соответственно. Для кристалла 5048-01\_4 концентрации U и Th существенно ниже – 262 и 86 г/т соответственно.

В опоре на величины дискордантности и U-Pb SHRIMP-II изотопной сигнатуры (табл. 1), которые, как известно, отражают различие в  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастах, выполнены соответствующие расчеты для цирконов изученных монцонита 5048-10 и диорита 5048-1 ивдельского комплекса с помо-

щью программного обеспечения Isoplot/EX ver. 3.6 (Ludwig, 2008).

U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов монцонита 5048-10 на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  демонстрируют наличие как минимум четырех возрастных кластеров. Далее описание таковых следует в порядке увеличения возраста. Первый кластер (рис. 5), определяющий U-Pb SHRIMP-II возраст  $359.3 \pm 3.9$  млн лет, MSWD = 0.9, представлен 10 кристаллами (кратеры 13, 9, 16, 4). Второй – определяется девятью фигуративными точками (см. табл. 1, точки 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1) и соответствует возрасту  $367.9 \pm 4.7$  млн лет, MSWD = 0.16. Наконец, для кристаллов с относительно низкими содержаниями урана и тория (см. выше) два одиночных эллипса демонстрируют конкордантные U-Pb SHRIMP-II возрасты (см. табл. 1) –  $599 \pm 7.9$  млн лет (MSWD = 0.04, вероятность соответствия конкордантности 0.85) и  $1867 \pm 13$  млн лет (MSWD = 0.39, вероятность соответствия конкордантности 0.53).

U-Pb SHRIMP-II изотопная сигнатура для цирконов диорита 5048-1 на графике Ahrens-Wetherill (Wetherill, 1956) представлена четырьмя кластерами (рис. 6). Кластер, соответствующий возрасту  $355.3 \pm 8.3$  млн лет, MSWD = 0.19, обременен U-Pb SHRIMP-II данным четырех кристаллов (кратеры 15, 12, 16, 10). Следующий, соответствующий возрасту  $370.5 \pm 3.9$  млн лет, MSWD = 0.013, представлен 12 кристаллами (кратеры 12, 16, 10, 7, 11, 13, 8,



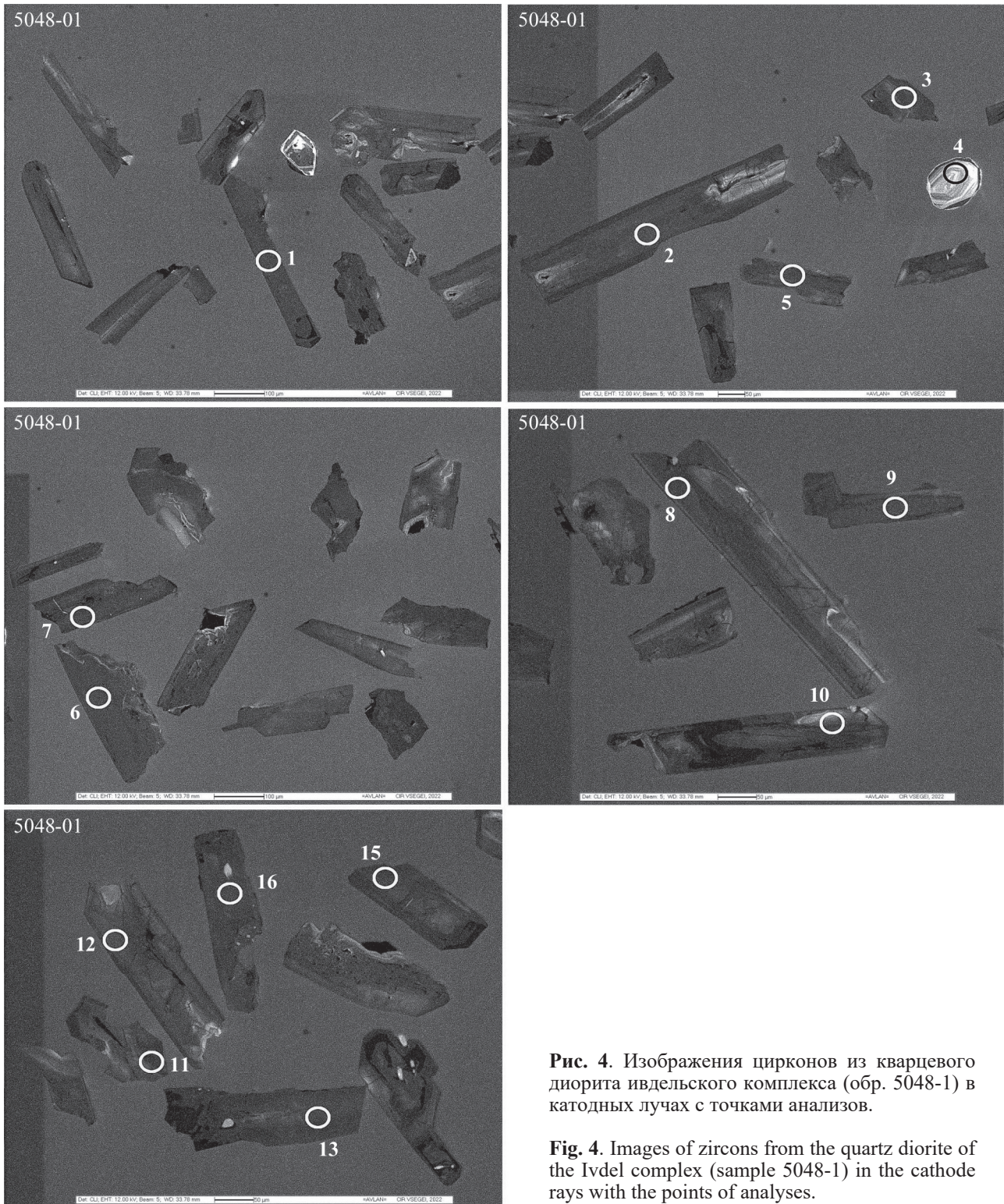
**Рис. 3.** Изображения цирконов из монзонита ивдельского комплекса (обр. 5048-10) в катодных лучах с точками анализов.

**Fig. 3.** Images of zircons from the monzonite of the Ivdel complex (sample 5048-10) in the cathode rays with the points of analyses.

5, 3, 1, 2, 6). Третий получен в результате расчета возраста  $388.0 \pm 5.6$  млн лет,  $MSWD = 0.28$ , по семи кратерам (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9).

Результаты изучения U-Pb SHRIMP-II систематики образцов отображены в табл. 1 и на рис. 5, 6. Поскольку интрузии пород ивдельского комплек-

са прорывают позднедевонские толщи, цирконы с датировками более 383 млн лет можно считать захваченными из вмещающих пород, тогда как датировки менее 355 млн лет, вероятно, отражают постмагматические тектонические и гидротермально-метасоматические события ввиду отсутствия маг-



**Рис. 4.** Изображения цирконов из кварцевого диорита ивдельского комплекса (обр. 5048-1) в катодных лучах с точками анализов.

**Fig. 4.** Images of zircons from the quartz diorite of the Ivdel complex (sample 5048-1) in the cathode rays with the points of analyses.

матических пород умеренно щелочного и среднего состава в области распространения каменноугольных толщ. Ранее нами получена датировка  $365.3 \pm \pm 2.4$  млн лет (Петров и др., 2021б) по цирконам из габбро-долеритов первой фазы ивдельского комплекса южнее исследуемой территории. Обнаруже-

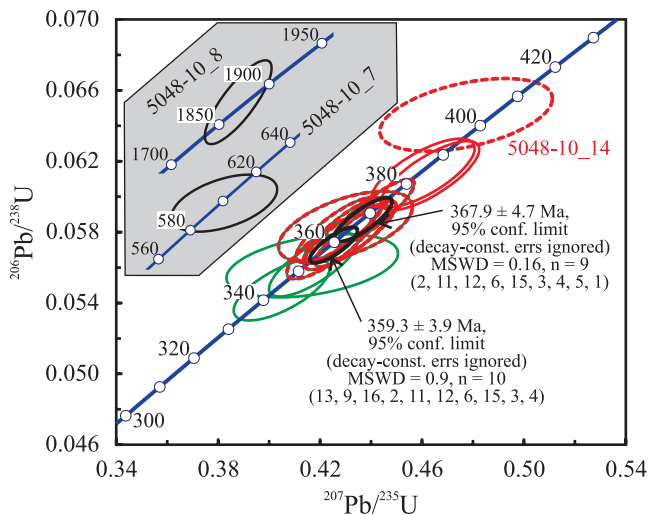
ние в данных породах, вероятно, ксеногенных цирконов с датировками 1829–1867 и 599 млн лет свидетельствует о наличии в фундаменте Тагильской островодужной мегазоны блоков древних кристаллических пород и/или о процессе рециклинга в мантии.

Таблица 1. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из образцов ивдельского комплекса (обр. 5048-10, 5048-01)  
Table 1. U-Pb SHRIMP-II data for zircons from samples of the Ivdel complex (samples 5048-10, 5048-01)

Кратер	$^{206}\text{Pb}_e$ , %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ , г/г	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}_e$	$\pm 1\sigma$ , %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}_e$	$\pm 1\sigma$ , %	Rho	D, %	T <sub>конс</sub> , МЛН лет	$\pm 1\sigma$ , %	MSWD	P
5048-10, монзонит ивдельского комплекса															
5048-10_13	0.21	2037	2397	1.22	96.1	0.4050	1.9	0.05476	1.3	0.68	3.46	343.9	4.3	0.15	0.70
5048-10_9	1.51	1423	1125	0.82	69.7	0.4170	3.3	0.05610	1.3	0.39	4.38	351.0	4.4	0.05	0.82
5048-10_16	0.11	2348	2592	1.14	113	0.4174	1.7	0.05615	1.3	0.76	4.32	352.3	4.4	0.37	0.54
5048-10_2	0.08	3470	4972	1.48	171	0.4236	1.6	0.05718	1.3	0.81	0.14	358.5	4.4	0.0034	0.95
5048-10_11	0.18	3772	5885	1.61	189	0.4274	1.6	0.05813	1.3	0.81	-6.18	363.2	4.5	1.00	0.32
5048-10_12	0.05	4538	5812	1.32	227	0.4294	1.5	0.05810	1.3	0.87	-2.85	363.4	4.4	0.31	0.58
5048-10_6	0.15	696	894	0.88	34.9	0.4300	2.5	0.05830	1.4	0.56	-4.97	365.1	4.9	0.11	0.74
5048-10_15	0.11	4099	8843	2.23	203	0.4305	1.6	0.05772	1.3	0.81	3.55	362.3	4.5	0.38	0.54
5048-10_3	0.11	5150	9003	1.81	256	0.4340	1.5	0.05789	1.3	0.87	6.25	364.3	4.4	1.90	0.17
5048-10_4	0.13	4005	3693	0.95	204	0.4408	1.5	0.05911	1.3	0.87	1.28	370.5	4.5	0.06	0.80
5048-10_5	0.24	2752	5360	2.01	145	0.4604	1.8	0.06132	1.3	0.72	1.62	383.8	4.8	0.05	0.83
5048-10_1	0.16	2449	1623	0.68	129	0.4632	1.7	0.06119	1.3	0.76	6.15	383.7	4.8	1.02	0.31
5048-10_14	0.14	5907	9851	1.72	328	0.4780	2.9	0.06464	1.3	0.45	-14.1(!)				
5048-10_8	0.23	272	141	0.54	22.8	0.8070	2.9	0.09730	1.4	0.48	1.90	599.0	7.9	0.04	0.85
5048-10_7	0.09	260	128	0.51	75.7	5.304	1.6	0.33810	1.3	0.81	-0.91	1867	13	0.39	0.53
5048-01, кварцевый диорит ивдельского комплекса															
5048-01_15	0.07	2082	2442	1.21	97	0.3991	1.8	0.05421	1.3	0.72	1.65	340.4	4.3	0.035	0.85
5048-01_12	0.02	1948	4844	2.57	96.3	0.4249	1.7	0.05757	1.3	0.76	-2.79	360.5	4.5	0.14	0.70
5048-01_16	0.08	4610	6540	1.47	226	0.4251	1.5	0.05713	1.3	0.87	3.22	358.9	4.4	0.43	0.51
5048-01_10	0.13	1425	1283	0.93	71	0.4299	2	0.05796	1.3	0.65	-0.06	363.2	4.6	0.00	0.98
5048-01_7	0.16	2800	4969	1.83	138	0.4310	1.8	0.05711	1.3	0.72	10.9	359.0	4.5	2.30	0.13
5048-01_11	0.81	1985	2112	1.1	101	0.4340	2.4	0.05893	1.3	0.54	-6.68	368.9	4.6	0.25	0.62
5048-01_13	0.06	4268	6502	1.57	220	0.4438	1.5	0.05988	1.3	0.87	-3.85	373.8	4.5	0.65	0.42
5048-01_8	0.04	2774	3533	1.32	143	0.4447	1.6	0.06006	1.3	0.81	-5.03	375.1	4.6	0.66	0.42
5048-01_5	0.05	2410	1353	0.58	123	0.4453	1.7	0.05946	1.3	0.76	3.05	372.7	4.6	0.22	0.64
5048-01_3	0.03	3966	5172	1.35	206	0.4479	1.5	0.06049	1.3	0.87	-5.46	377.0	4.6	1.30	0.25
5048-01_1	0.01	4130	4503	1.13	213	0.4494	1.5	0.06000	1.3	0.87	2.19	376.3	4.6	0.25	0.61
5048-01_2	0.05	2783	5669	2.11	145	0.4532	1.6	0.06046	1.3	0.81	1.97	378.8	4.7	0.13	0.72
5048-01_6	0.04	4409	6564	1.54	234	0.4596	1.6	0.06181	1.3	0.81	-5.05	385.6	4.7	0.74	0.39
5048-01_9	0.12	4164	6399	1.59	230	0.4855	1.6	0.06412	1.3	0.81	1.81	401.1	4.9	0.14	0.70
5048-01_4	0.11	262	86	0.34	73.8	5.055	1.7	0.3269	1.3	0.76	0.55	1829	14	0.15	0.69

Примечание. Pb<sub>e</sub> и Pb\* – обычный и радиогенный свинец соответственно. Погрешность стандартной калибровки 0.39%. \*Исправлено на измеренный  $^{204}\text{Pb}$ . R<sub>rho</sub> – коэффициент корреляции между атомными отношениями  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ . T<sub>конс</sub> – конкордантный возраст. D (discordance) =  $100 \times [1 - (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})]$ . P – показатель вероятности конкордантности. MSWD – средний квадрат взвешенных отклонений (Wendt, Carl, 1991). В первом приближении MSWD есть мера отношения наблюдаемого разброса точек (от аппроксимирующей линии регрессии) к ожидаемому разбросу (от наблюдаемых погрешностей и их корреляций). MSWD нельзя сравнивать с классическим параметром R<sup>2</sup>, и он не является мерой того, насколько сильно коррелируют значения X и Y по осям координат. Если присвоенные погрешности являются единственной причиной разброса, СКВО будет иметь тенденцию быть близкой к единице. Значения MSWD, намного превышающие единицу, как правило, указывают либо на заниженные аналитические погрешности, либо на наличие “неаналитического” разброса, связанного геохимической дисперсии. Значения MSWD намного меньше единицы обычно указывают на завышенные аналитические погрешности, или на скрытые погрешности корреляции. Более подробно см. в (Wendt, Carl, 1991).

Note. Pb<sub>e</sub> and Pb\* are conventional and radiogenic lead, respectively. The standard calibration error was 0.39%. \*Corrected by measured  $^{204}\text{Pb}$ . R<sub>rho</sub> is the correlation coefficient between the atomic ratios  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ . T<sub>конс</sub> – concordant age. D (discordance) =  $100 \times [1 - (^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U})]$ . P is an indicator of the probability of concordance. MSWD – Mean Square of Weighted Deviates. As a first approximation, MSWD is a measure of the ratio of the observed scatter of points (from the fitting regression line) to the expected scatter (from the observed errors and their correlations). MSWD cannot be compared to the classic R<sup>2</sup> parameter, and is not a measure of how strongly the X and Y values are correlated along the coordinate axes. If the assigned errors are the only source of scatter, the MSWD will tend to be close to unity. MSWD values much greater than unity typically indicate either underestimated analytical errors or the presence of “non-analytical” scatter due to geochemical dispersion. MSWD values much less than one usually indicate overestimated analytical errors, or hidden correlation errors. For more details, see (Wendt, Carl, 1991).



**Рис. 5.** U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов, выделенных из монзонита ивдельского комплекса (обр. 5048-10).

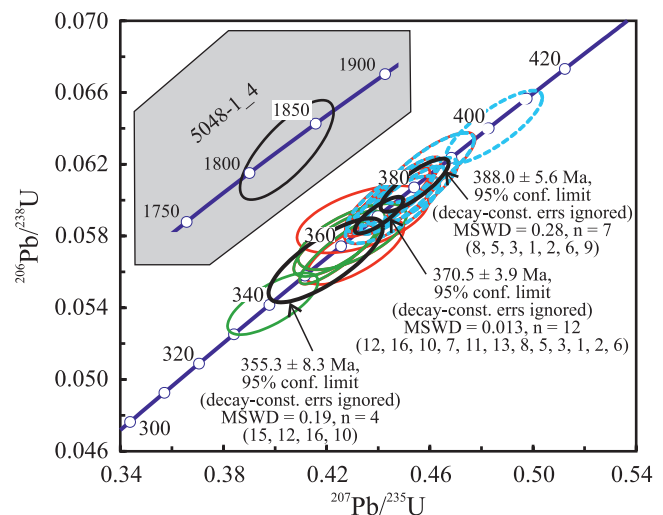
Верхняя врезка (серая фигура) содержит сведения о двух кратерах – 5048-10\_7 и 5048-10\_8 (см. табл. 1). Зеленые линии отображают кластер совокупности кратеров 5048-10 (13, 9, 16, 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4) (см. табл. 1), красные фигуративные эллипсы и красно-зеленые пунктирные линии – кратеры 5048-10 (2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1). U-Pb данные для эллипса, обозначенного красной пунктирной линией (кратер 5048-10\_14), не учитывались в расчетах в силу значимой величины дискордантности ( $D = -14.1$ ).

**Fig. 5.** U-Pb SHRIMP-II data for zircons isolated from monzonite of the Ivdel Complex (sample 5048-10).

The upper inset (outlined in gray) contains information about two craters 5048-10\_7 and 5048-10\_8 (see Table 1). The green lines represent the cluster of 5048-10 craters (13, 9, 16, 2, 11, 12, 6, 15, 3, 4) (Table 1), the red figurative ellipses in and red-green dotted lines represent craters 5048-10 (2, 11, 12, 6, 15, 3, 4, 5, 1). U-Pb data for the ellipse indicated by the red dotted line (crater 5048-10\_14), were not taken into account in the calculations due to discordance ( $D = -14.1$ ).

### Геохимические особенности пород ивдельского комплекса: интерпретация геодинамической обстановки и обсуждение результатов

Долериты и габбро-долериты первой фазы ивдельского комплекса высокотитанистые ( $\text{TiO}_2$  0.77–2.81 мас. %, в среднем 1.74 мас. %), высокоглиноземистые ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  14.3 – 19.1 мас. %, в среднем 16.85 мас. %), умеренно магнезиальные ( $\text{MgO}$  3.77–7.07 мас. %, в среднем 5.93 мас. %) нормальнощелочные и умеренно щелочные породы (рис. 7а), с содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  (0.11–1.93 мас. %, в среднем 0.58 мас. %) (табл. 2). Суммарное содержание редких земель (РЗЭ) в них колеблется от 21.86 до 103.65 (в среднем 54.4) г/т, отношение суммы легких РЗЭ к сумме тяжелых ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.3 (2.11–4.38). Среднее отношение  $\text{Ni}/\text{Co} = 1.28$ . Характерны невысокие со-



**Рис. 6.** U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов, выделенных из диорита ивдельского комплекса (обр. 5048-1).

Верхняя врезка (серая фигура) содержит сведения о кратере 5048-1\_4 с конкордантным возрастом  $1867 \pm 13$  млн лет,  $\text{MSWD} = 0.39$  (см. табл. 1). Зеленые линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (15, 12, 16, 10, 6),  $n = 4$ . Красные, в том числе пунктирные совпадающие с голубыми, линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (12, 16, 10, 7, 11, 13, 8, 5, 3, 1, 2, 6),  $n = 12$ . Голубые, в том числе пунктирные совпадающие с красными, линии отображают кластер, соответствующий совокупности кратеров 5048-1 (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9),  $n = 7$ .

**Fig. 6.** U-Pb SHRIMP-II data for zircons isolated from the diorite of the Ivdel complex (sample 5048-1).

The upper inset (outlined in gray) contains information about the crater 5048-1\_4 with a concordant age of  $1867 \pm 13$  Ma,  $\text{MSWD} = 0.39$  (see Table 1). The green lines represent the cluster corresponding to the 5048-1 (15, 12, 16, 10, 6) crater population,  $n = 4$ . Red lines, including dotted lines coinciding with blue ones, represent the cluster corresponding to the 5048-1 (12, 16, 10, 7, 11, 13, 8, 5, 3, 1, 2, 6) crater population,  $n = 12$ . Blue lines, including dashed lines coinciding with red, represent the cluster corresponding to the 5048-1 (8, 5, 3, 1, 2, 6, 9),  $n = 7$  crater population.

держания Zr (17.8–177, в среднем 88.59 г/т) и Nb (0.65–4.57, в среднем 1.86 г/т).

На диаграмме  $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$  (рис. 7б) точки составов пород ивдельского комплекса попали в поля известково-щелочных (преимущественно) и толеитовых серий, а на других диаграммах (рис. 7в и 6г) – в поля островодужных толеитов, базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов. На спайдер-диаграмме содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 8а), графики почти прямолинейны и имеют незначительный наклон, что означает относительно слабую дифференцированность РЗЭ при преобладании группы ЛРЗЭ. Часть графиков имеет положительную ано-

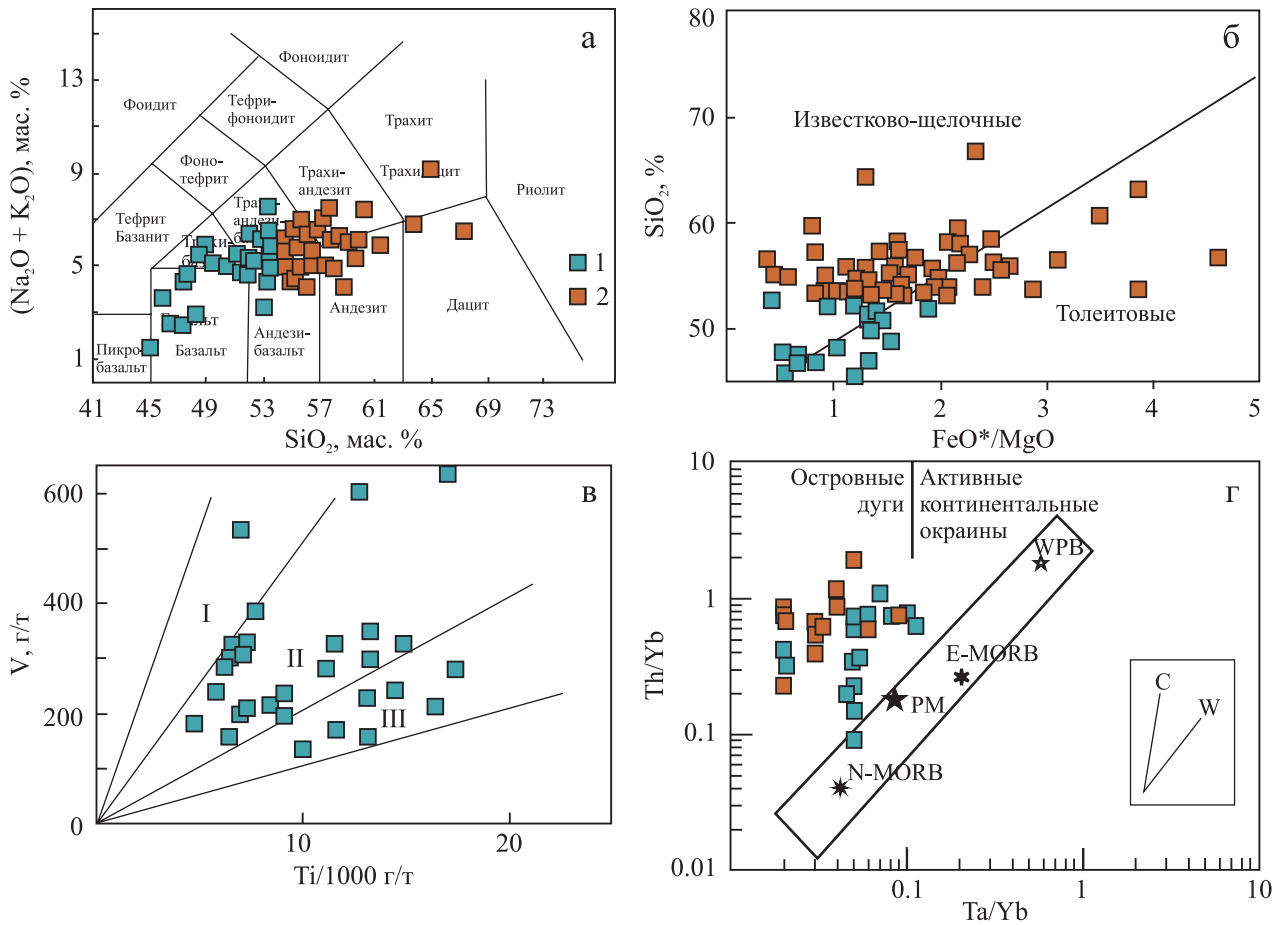


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы для пород ивдельского комплекса.

1 – породы первой фазы, 2 – породы второй фазы.

а – классификационная диаграмма  $(Na_2O + K_2O)$ – $SiO_2$  по (Le Bas et al., 1986), б – диаграмма  $SiO_2$ – $FeO^*/MgO$  (Miyashiro, 1974) для разделения пород известково-щелочной и толейтовой серий; в – диаграмма  $V$ – $Ti/1000$  (Shervais, 1982), поля составов вулканитов: I – островных дуг, II – срединно-океанических хребтов, III – океанических островов; г – диаграмма  $Ta/Yb$  –  $Th/Yb$  (Pearce, 1983). Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB – по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) – по (Taylor, McLennan, 1985), и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) – по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (C) и дифференциацией мантийных магм (W), – по (Фролова, Бурикова, 1997).

Fig. 7. Discrimination diagrams for rocks of the Ivdel complex.

1 – rocks of the first phase, 2 – rocks of the second phase.

a –  $(Na_2O + K_2O)$ – $SiO_2$  classification diagram according to (Le Bas et al., 1986); б –  $SiO_2$ – $FeO^*/MgO$  diagram (Miyashiro, 1974) for the separation of rocks calcareous-alkaline and tholeiitic series; в – diagram  $V$ – $Ti/1000$  (Shervais, 1982), the composition fields of volcanites: I – island arcs, II – mid-oceanic ridges, III – oceanic islands; г – diagram  $Ta/Yb$ – $Th/Yb$  (Pearce, 1983). Average compositions of rocks of reference environments: N-MORB and E-MORB according to (Sun, McDonough, 1989), PM (primitive mantle) according to (Taylor, McLennan, 1985), and WPB (basalts of intraplate environments) according to (Barberi et al., 1975). Trends in the compositions of magmatic series caused by crustal contamination (C) and differentiation of mantle magmas (W) according to (Frolova, Burikova, 1997).

малию Eu, что может указывать на обогащение расплавов кумулятивным плагиоклазом. Графики на рис. 7в демонстрируют обогащение пород элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba), а также приблизительно сходное с океаническими базальтами содержание высокозарядных элементов (Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb) и резкую отрицательную аномалию Ta и Nb. Такое распределение элементов в целом более характерно для надсуб-

дукционных магматических пород (Фролова, Бурикова, 1997).

Породы среднего состава (диориты, монцодиориты и монцониты) образуют непрерывную группу точек в полях умеренно щелочных и нормальнощелочных магматических образований (см. рис. 7а). Для этих пород характерны высокие содержания титана ( $TiO_2$  – 0.96–2.16, в среднем 1.42 мас. %), умеренная глиноземистость ( $Al_2O_3$  – 13.2 – 19.1,

**Таблица 2.** Представительные анализы петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в породах ивдельского комплекса**Table 2.** Representative analyses of petrogenic (wt %) and rare (ppm) elements in the rocks of the Ivdel complex

Компонент	1	2	3	4	5	6
	2623-1	5048-6	2681-2	2677-1	2680-9	5049-1
SiO <sub>2</sub>	47.30	45.50	49.40	52.40	55.50	53.90
TiO <sub>2</sub>	1.39	2.51	2.38	2.10	1.20	0.96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.80	15.20	14.70	13.40	15.10	19.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	5.95	14.40	6.12	4.23	3.19
FeO	5.03	7.33	6.21	7.69	5.46	4.53
MnO	0.16	0.23	0.27	0.26	0.21	0.15
MgO	6.19	6.10	4.87	4.05	3.23	3.07
CaO	9.33	9.18	6.02	5.88	4.65	7.87
Na <sub>2</sub> O	2.62	3.40	5.20	4.17	5.73	3.62
K <sub>2</sub> O	1.93	0.42	0.22	1.27	0.39	1.31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.17	0.34	0.19	0.17	0.17
П.п.п.	3.12	3.30	2.17	1.54	3.59	1.71
Сумма	100.00	100.00	99.90	99.90	100.00	100.00
La	8.20	3.00	4.82	6.61	5.47	6.56
Ce	19.9	8.69	14.1	17.4	14.8	16.6
Pr	2.94	1.32	2.46	2.66	2.21	2.36
Nd	12.7	6.72	11.7	12.4	10.9	10.9
Sm	2.95	2.01	3.90	3.73	2.81	2.38
Eu	1.15	0.98	1.88	1.18	1.06	0.88
Gd	3.32	2.40	4.38	3.51	3.11	2.88
Tb	0.62	0.48	0.90	0.64	0.59	0.44
Dy	3.42	2.61	4.96	4.03	3.11	2.91
Ho	0.75	0.57	1.04	0.82	0.72	0.59
Er	1.98	1.70	3.29	2.40	1.95	2.05
Tm	0.33	0.28	0.44	0.44	0.34	0.27
Yb	1.73	1.49	2.94	2.28	1.93	1.85
Lu	0.28	0.22	0.47	0.38	0.26	0.30
V	225	676	252	613	339	249
Cr	139	58.4	26.5	57.5	65.1	131
Ni	66.2	25.7	8.64	10.8	7.30	22.2
Rb	60.6	6.27	3.42	21.4	5.55	26.0
Sr	595	612	189	248	195	450
Y	28.4	18.5	25.3	26.9	27.1	20.2
Zr	130	48.6	81.3	85.1	92.2	71.6
Nb	2.89	0.65	0.84	1.27	1.03	0.71
Ba	403	132	50.7	234	66.5	210
Hf	3.27	1.38	2.10	2.68	2.76	1.94
Ta	0.17	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Pb	1.94	1.65	0.50	2.09	0.50	6.39
Th	1.38	0.30	0.25	1.01	1.09	1.19
U	0.42	0.16	0.15	0.40	0.39	0.54



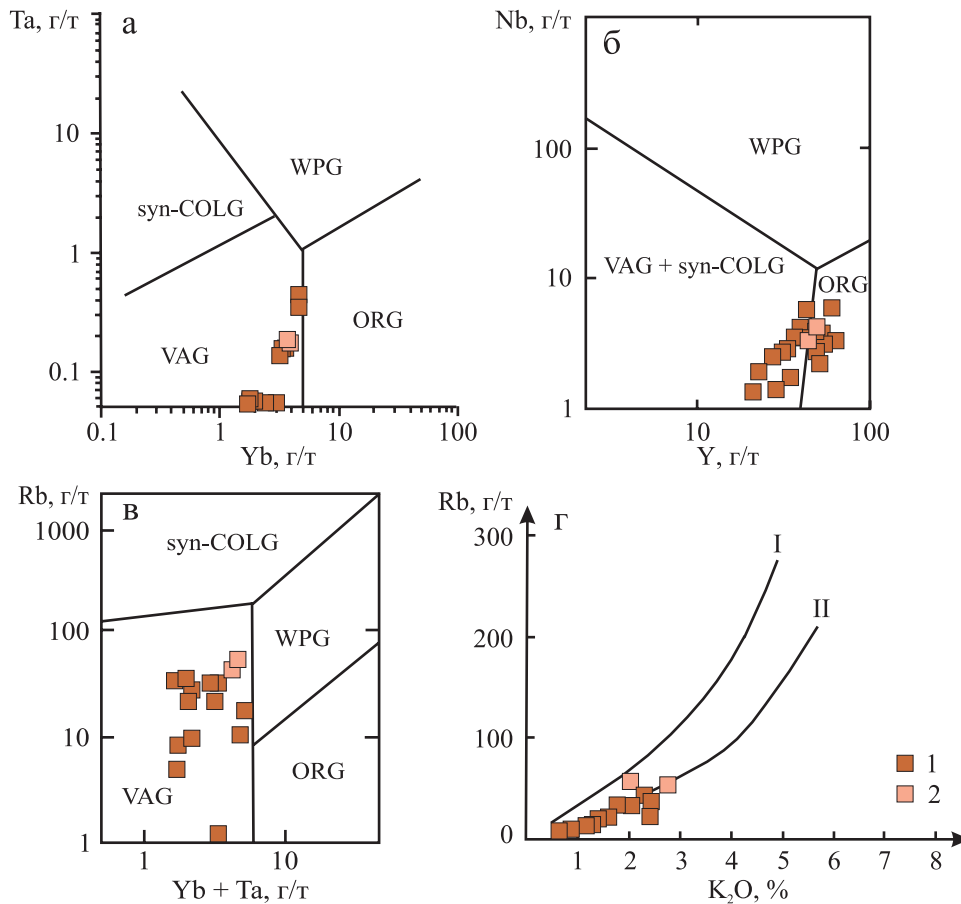
Таблица 2. Окончание

Table 2. Ending

Компонент	7	8	9	10	11	12
	2671-1	5048-11	2626-7	5050	5048	5048-1
SiO <sub>2</sub>	54.1	54	57.2	59.1	61.3	63.8
TiO <sub>2</sub>	1.08	1.06	1.54	1.85	1.65	1.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.8	18.1	14.8	13.2	13.2	12.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.71	3.38	4.19	4.18	2.82	3.24
FeO	5.62	4.87	5.28	6.32	6.69	5.46
MnO	0.19	0.15	0.26	0.22	0.22	0.13
MgO	3.84	3.23	2.99	2.56	1.91	1.42
CaO	6.11	6.15	3.37	3.27	3.59	2.46
Na <sub>2</sub> O	3.77	4.83	5	4.22	3.8	4.11
K <sub>2</sub> O	1.99	1.84	2.33	1.98	2.24	2.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	0.17	0.66	0.64	0.45	0.32
П.п.п.	1.96	1.76	1.69	1.71	1.42	1.09
Сумма	100	100	99.9	99.9	100	99.9
La	7.32	6.83	24.6	14.2	15.9	16.5
Ce	17.6	17.7	54.5	36.3	42.5	43.2
Pr	2.41	2.39	6.92	5.17	5.88	6.03
Nd	11.1	11.7	31.1	23.8	26.9	27.5
Sm	3.48	3.03	6.85	6.53	6.82	6.92
Eu	0.96	0.89	1.7	1.54	1.66	1.58
Gd	3.33	2.77	6.37	6.22	6.96	7.1
Tb	0.63	0.54	1.03	1.02	1.12	1.16
Dy	3.35	3.04	5.83	5.77	6.72	7.12
Ho	0.74	0.59	1.26	1.28	1.45	1.43
Er	2.26	2.1	3.31	3.67	4.23	4.54
Tm	0.35	0.32	0.54	0.66	0.7	0.68
Yb	2.33	1.87	3.28	3.6	4.07	3.92
Lu	0.37	0.28	0.51	0.46	0.66	0.69
V	331	304	89.8	294	145	92.4
Cr	63.8	108	76.3	78.7	116	214
Ni	21.4	23.9	5.8	4.61	8.48	6.42
Rb	37.6	37.2	25.7	36.1	46.1	57.4
Sr	484	455	186	199	141	234
Y	22.6	20.3	31.2	49	51.5	61.3
Zr	65.2	81.1	142	195	221	289
Nb	1.01	0.94	3.14	2.42	3.35	3.62
Ba	286	267	449	380	418	606
Hf	2.08	2.45	3.93	6.08	6.71	8.49
Ta	0.05	0.05	0.16	0.16	0.17	0.19
Pb	3.54	3.75	3.77	3.5	6.01	4.44
Th	1.9	1.29	6.38	3.19	3.43	4.73
U	0.95	0.6	2.04	1.42	1.64	2.1

Примечание. 1, 2 – габбро-долериты; 3 – долерит; 4 – монцодолерит; 5, 6 – диориты; 7, 8 – монзониты; 9, 10 – монцодиориты кварцевые; 11, 12 – кварцевые диориты.

Note. 1, 2 – gabbro-dolerites; 3 – dolerite; 4 – monzodolerite; 5, 6 – diorites; 7, 8 – monzonites; 9, 10 – quartz monzodiorites; 11, 12 – quartz diorites.



**Рис. 8.** Положение точек составов пород второй фазы ивдельского комплекса на дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) (а–в) и Г.Б. Ферштатера (1987) (г).

1 – диориты, монзониты и монцодиориты; 2 – гранодиориты. Поля составов гранитоидов различных обстановок: WPG – внутриплитных, ORG – срединно-океанических хребтов, VAG – островных дуг, syn-COLG – синколлизонных. I – тренд гранитоидов корового происхождения, II – тренд гранитоидов базальтоидного происхождения.

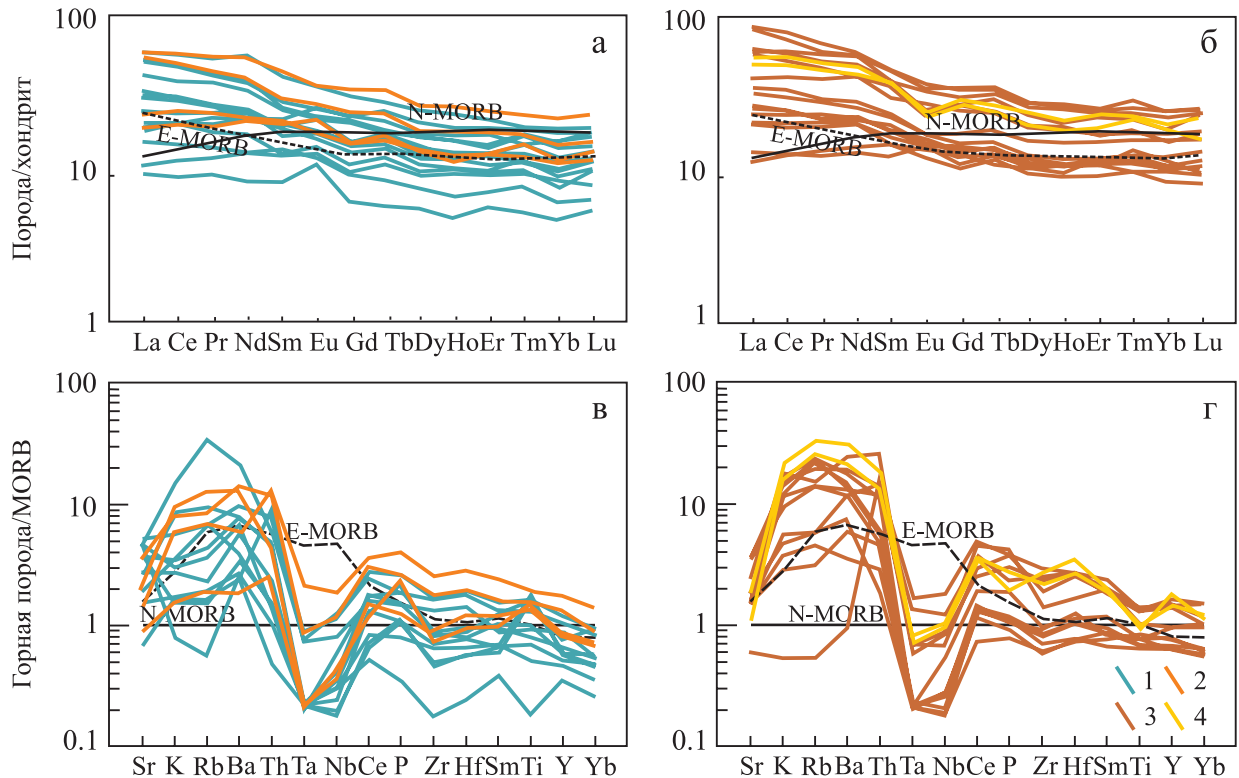
**Fig. 8.** The position of the points of the rock compositions of the second phase of the Ivdel complex on the discrimination diagrams of J. Pearce et al. (1984) (a–v) and G.B. Fershtater (1987) (г).

1 – diorites, monzonites and monzodiorites; 2 – granodiorites. Fields of compositions of granitoids of various settings: WPG – intraplate, ORG – mid-oceanic ridges, VAG – island arcs, syn-COLG – syncollisional. I – trend of granitoids of crustal origin, II – trend of granitoids of basaltoid origin.

в среднем 15.58 мас. %), низкие содержания MgO (2.13–4.31, в среднем 3.16 мас. %), неравномерные – K<sub>2</sub>O (0.08–2.34, в среднем 1.34 мас. %). Средняя сумма РЗЭ – 79.73 (35.78–169.72) г/т, среднее ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.57 (2.12–5.68). Среднее отношение Ni/Co = 0.60; характерны более высокие содержания Zr (59.7–304, в среднем 132.96 г/т) и неравномерные – Nb (0.61–6.79, в среднем 2.11 г/т). На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса (см. рис. 8а–в) точки составов пород этой группы попали в поля островодужных и частично океанических гранитоидов; на диаграмме Г.Б. Ферштатера (см. рис. 8г) они расположились на тренде гранитоидов базальтоидного происхождения.

Графики составов пород второй фазы на спайдер-диаграммах (рис. 9б, г) в целом подобны

таким для пород первой фазы (рис. 9а, в), отличаясь более высокими содержаниями РЗЭ и других петрологически информативных элементов. Для гранодиоритов и кварцевых диоритов (SiO<sub>2</sub> – 61.3–63.8 мас. %) характерны высокие содержания титана (TiO<sub>2</sub> – 1.46–1.65, в среднем 1.56 мас. %), низкая глиноземистость (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12.9–13.2, в среднем 13.05 мас. %), низкие содержания MgO (1.42–1.91, в среднем 1.67 мас. %), умеренные – K<sub>2</sub>O (2.24–2.88, в среднем 2.56 мас. %). Средняя сумма РЗЭ 126.97 (125.57–128.37) г/т, среднее ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 3.83 (3.82–3.85). Среднее отношение Ni/Co = 0.50. Характерны относительно высокие содержания Zr (221–289, в среднем 255 г/т) и довольно низкие – Nb (3.35–3.62, в среднем 3.49 г/т). На дискриминационных и спайдер-диаграммах (см. рис. 8, 9б, г)



**Рис. 9.** Спайдер-диаграммы для пород первой фазы ивдельского комплекса (а, в) и второй фазы (б, г).

а, б – графики содержаний РЗЭ, нормированные по хондриту, по (Sun, McDonough, 1989); в, г – графики содержаний петрологически информативных элементов, нормированных по составу базальта срединно-океанических хребтов (MORB). Составы пород эталонных обстановок MORB = N-MORB (“нормальных” базальтов срединно-океанических хребтов) и E-MORB (“обогащенных” базальтов срединно-океанических хребтов), по (Sun, McDonough, 1989).

1 – долериты, габбро-диориты и габбро-долериты; 2 – монцодолериты; 3 – диориты, монцититы и монциодиориты; 4 – гранодиориты и кварцевые диориты.

**Fig. 9.** Spider diagrams for rocks of the first phase of the Ivdel complex (a, v) and the second phase (б, д).

а, б – graphs of REE contents normalized for chondrite according to (Sun, McDonough, 1989); в, г – graphs of the contents of petrologically informative elements normalized for the composition of basalt of mid-oceanic ridges (MORB). Rock compositions of reference environments MORB = N-MORB (“normal” basalts of mid-oceanic ridges) and E-MORB (“enriched” basalts of mid-oceanic ridges) according to (Sun, McDonough, 1989).

1 – dolerites, gabbro-diorites and gabbro-dolerites; 2 – monzodolerites; 3 – diorites, monzonites and monzodiorites; 4 – granodiorites and quartz diorites.

точки и графики составов гранодиоритов подобны таковым для других пород второй фазы ивдельского комплекса.

Подводя итог, можно отметить, что характерные геохимические особенности – отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ в пределах 3.3–3.8 (при постепенном росте от основных пород к умеренно кислым), обогащение элементами с большим ионным радиусом, отчетливые негативные аномалии Ta и Nb – остаются неизменными для всех пород ивдельского комплекса. Таким образом, особенности геохимии гипабиссальных интрузивных образований ивдельского комплекса демонстрируют отчетливо выраженную двойственность (аномальность) состава последнего: с одной стороны, это высокотитанистые породы, по содержанию ряда элементов (Ti, Cr, Ni, V и др.) и их отношений они близки к океаническим вулка-

нитам (см. рис. 7в), а с другой стороны, им присуще обогащение элементами с большим ионным радиусом и резкие негативные аномалии Ta и Nb, что характерно для надсубдукционных образований (см. рис. 9). Сочетание в породах ивдельского комплекса геохимических признаков магматических образований как конвергентных, так и дивергентных обстановок может быть объяснено, по-видимому, концепцией “мантийных окон”. В данном случае в структуре формирующейся позднедевонско-раннекаменноугольной активной континентальной окраины на Северном Урале произошло поступление (по-видимому, на наиболее раннем этапе раскрытия “мантийного окна”) сильнодеплетированных мантийных расплавов MORB-типа в разрывы субдуцируемой плиты, вызванные эклогитизацией и погружением последней. Присутствие зна-

чительной “субдукционной компоненты” в составе таких постаккреционных мантийных расплавах отмечается для многих аккреционно-коллизионных орогенных поясов, образовавшихся после замыкания зон субдукции (см., например, (Лебедев и др., 2018)). Ранее магматические породы такого “аномального”, сильнодеплементированного (особенно по Nb и Ta), состава были выявлены в различных по возрасту (докембрийских и палеозойских) структурах “мантийных окон” на Урале (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021, 2022).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

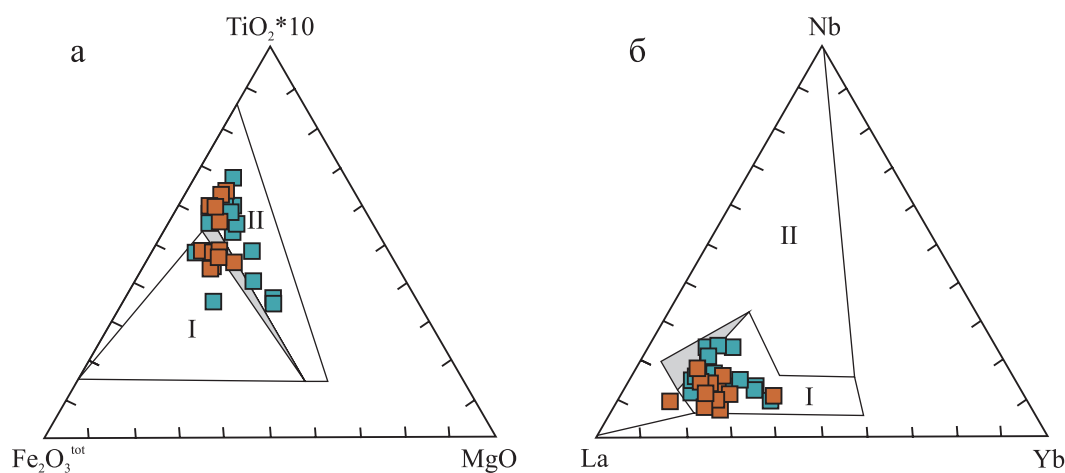
Как уже отмечалось выше, геохимические особенности пород ивдельского комплекса весьма своеобразны. Некоторые геохимические параметры сближают их с надсубдукционными (островодужными) образованиями, другие – с породами дивергентных обстановок. Известно, например, что на Южном Урале в позднем девоне – раннем карбоне были широко проявлены обстановки скольжения литосферных плит (Тевелев и др., 2005; Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021), сопровождаемые магматизмом подобного типа. В связи с этим нами выполнено сравнение состава долеритов ивдельского комплекса с таковым базальтоидов надсубдукционных трансформных и конвергентных обстановок (рис. 10). Как и на других дискриминационных диаграммах (см. рис. 7, 8), результаты оказались неоднозначными.

По соотношению содержаний ряда таких петрогенных окислов, как  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  (см.

рис. 10а), большая часть точек составов ивдельского комплекса соответствует магматитам трансформных обстановок скольжения плит, а по содержаниям редких элементов (см. рис. 10б) – надсубдукционным вулканитам конвергентных окраин и области перекрытия их составов. Вынесение точек составов долеритов этого комплекса на диаграмму Sr–Y (рис. 11) показало преимущественное сходство последних с островодужными вулканитами при степени плавления мантии приблизительно до 30%.

Таким образом, низкие содержания Ta и Nb не позволяют предполагать участие “обогащенного” мантийного источника в формировании первичных долеритовых расплавов для ивдельского постаккреционного интрузивного комплекса. Это является, например, характерной особенностью вулканогенных и синхронных интрузивных магматических образований других проявлений обстановки “мантийных окон” в пределах докембрийских и палеозойских активных континентальных окраин (АКО) Урала, в том числе и позднедевонского (фаменского) “мантийного окна” в структуре постостроводужной Магнитогорской аккреционно-коллизионной структуры (саратюбинский плюм) Южного Урала (Салихов и др., 2019; Холоднов и др., 2021, 2022).

Геохимические параметры пород ивдельского комплекса демонстрируют значения, характерные как для надсубдукционных (островодужных), так и для океанических образований близких N-MORB базальтам (см. рис. 7). Наиболее близки по соотношениям (Ta/Yb и Th/Yb) к N-MORB базальтам некоторые долериты в составе пород I фазы ивдель-

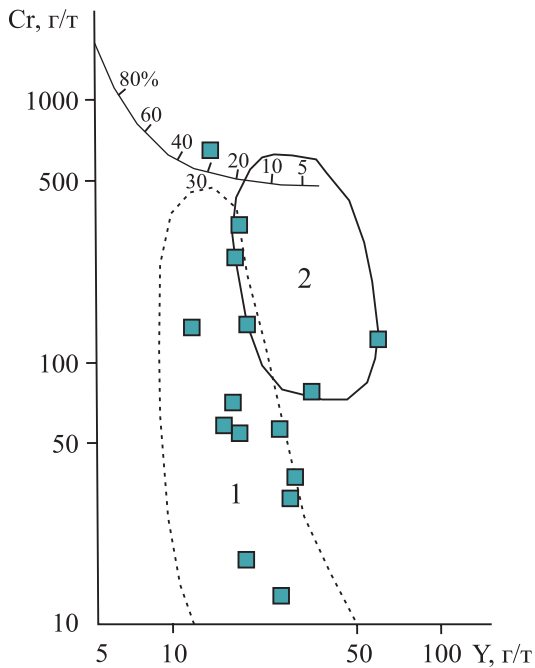


**Рис. 10.** Диаграммы  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}\text{--TiO}_2\times 10\text{--MgO}$  (а) и  $\text{La--Nb--Yb}$  (б) для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных (I) и трансформных (II) обстановок, по (Гребенников, Ханчук, 2021).

Серым цветом показана область неопределенности. Условные обозначения – см. рис. 7.

**Fig. 10.** Diagrams of  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}\text{--TiO}_2\times 10\text{--MgO}$  (a) and  $\text{La--Nb--Yb}$  (б) for the separation of magmatic formations of suprasubduction convergent (I) and transform (II) environments by (Grebennikov, Khanchuk, 2021).

The area of uncertainty is shown in gray. Symbols – see Fig. 9.



**Рис. 11.** Положение составов долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса на диаграмме Sr–Y (Пирс и др., 1987).

1 – поле составов островодужных базальтов, 2 – поле составов базальтов срединно-океанических хребтов. Показана также шкала степени (%) частичного плавления мантийного вещества.

**Fig. 11.** The position of the compositions of dolerites and gabbro-dolerites of the Ivdel complex in the diagram Sr–Y (Pearce et al., 1987).

1 – the field of compositions of island-arc basalts, 2 – the field of compositions of basalts of mid-oceanic ridges. The scale of the degree (%) of partial melting of mantle matter is also shown.

ского комплекса (см. табл. 2). Остальные типы пород этого комплекса, образующие в целом непрерывно дифференцированную серию, сохраняют в качестве базовой (постоянной) величину отношения Ta/Yb 0.04–0.06 на фоне нарастания значений Th/Yb отношения, что коррелирует с ростом кремнекислотности пород от долеритов к кварцевым диоритам II фазы. При этом породы ранней фазы, в отличие от II фазы, обнаруживают на рис. 7г заметный тренд составов в сторону АКО, с большей ролью здесь коровой контаминации (С) и дифференциации мантийных магм (W). В то же время гранитоиды II фазы имеют самые высокие значения Th/Yb отношения (до 1 и более), что возможно связано с участием и другого источника (магматического, флюидного) или компонента (островодужный субстрат новообразованной коры) в процессах контаминации и преобразования наиболее кислых дифференцированных расплавов. Для последних характерно наиболее значительное обогащение

пород элементами с большими ионными радиусами (Sr Rb K Ba Th) при наличии резких негативных аномалий Ta и Nb, что сближает их с надсубдукционными образованиями, активно взаимодействующими с флюидами, образующимися при дегидратации океанической коры в зонах субдукции.

В качестве предварительного варианта объяснения таких (аномальных по источникам) особенностей состава пород ивдельского комплекса предполагается формирование последнего из расплавов, сформировавшихся в метасоматически переработанной сильнодеплетированной океанической мантии и (или) надсубдукционного клина, сразу же после завершения процесса субдукции и отрыва субдуцированной океанической пластины. По видимому, мантийное вещество, поднявшееся в образовавшееся “субдукционное окно”, было наиболее деплетировано Nb, Ta, но содержало достаточно много титана и железа, что и отразилось на своеобразии составов магматических образований ивдельского комплекса.

Характерной особенностью ивдельского комплекса является присутствие клинопироксена, ильменита и высокотитанистого магнетита даже в породах с наиболее высоким содержанием кремнезема (в кварцевых диоритах и гранодиоритах), что свидетельствует о “сухости” и незначительной степени окисленности расплавов этого комплекса и сближает последний с гранитоидами “ильменитовой” серии. Гранитоиды “ильменитовой” и “магнетитовой” серий впервые были выделены С. Ишихарой (Ishihara, 1977) на Японских островах. Замечено, что первые распространены в прибрежных районах, вторые – на удалении от них. Исследование подобных пород в Приморье (Валуи и др., 2005; Мишин и др., 2020; и др.) показало, что формирование гранитоидов магнетитовой серии происходило в окислительных, а ильменитовой – в восстановительных условиях и в пределах более мощной земной коры. С гранитоидами ильменитовой серии здесь связаны олововольфрамовые месторождения, магнетитовой – золоторудные и полиметаллические.

Применительно к оценке металлогенической специализации ивдельского комплекса предварительно можно отметить следующее. В наиболее крупных габбро-долеритовых интрузиях на глубине может присутствовать промышленная магнетит-ильменитовая минерализация. Об этом свидетельствуют повышенные содержания FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 21% и более) и TiO<sub>2</sub> (до 2.5% и более) в некоторых образцах габбро-долеритов первой фазы (табл. 3). Для определения потенциальной рудоносности гранитоидов (монцодиоритов, диоритов, гранодиоритов) необходимо выполнить исследование состава и зональности породообразующих и акцессорных минералов (в том числе содержание в них галогенов, серы и других летучих веществ).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
- Бочкарев В.В. (1990) Магматические формации северной части Приполярного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 67 с.
- Бочкарев В.В., Карстен Л.А. (1989) Современная палеотектоническая позиция раннегеосинклинальных комплексов севера Урала. *Геотектоника*, (2), 12-21.
- Валуй Г.А., Моисеенко В.Г., Стрижикова А.А., Москаленко Е.Ю. (2005) Генетические аспекты формирования магнетитовых и ильменитовых гранитоидов (на примере Сихотэ-Алиня). *Докл. РАН*, **405**(4), 507-510.
- Волков С.Н. (1960) Средний палеозой средней окраины Нижнетагильского синклиория. *Тр. геол. музея АН СССР*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, вып. IV, 93.
- Гребенников А.В., Ханчук А.И. (2021) Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы. *Тихоокеан. геология*, **40**(1), 3-24.
- Ерошевская Р.Н. (1977) Девонские образования восточного склона Северного и Приполярного Урала и их бокситоносность. Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Л., 26 с.
- Жданов А.В. (2009) Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 380 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. РАН*, **393**(5), 647-651.
- Каретин Ю.С. (2000) Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 277 с.
- Кудрин К.Ю., Иванов К.С., Шокальский С.П., Наставко Е.В. (2015) Результаты U-Pb SHRIMP-II и Ar-Ar датирования магматических образований между речья Сертынья-Щекурья (Приполярный Урал). *Изв. Томск. политехн. ун-та*, **326**(8), 6-16.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Якушев А.И. (2018) Неоген-четвертичный магматизм Чалдыранской равнины и ее обрамления (восточная Турция): пример постколлизивной эволюции от надсубдукционного к внутриплитному типу. *Петрология*, **26**(5), 486-510.
- Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Крутикова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. (2020) Окислительные условия и связанная с ними геохимическая и металлогеническая зональность магматических образований Сихотэ-Алиньского орогенного пояса. *Тихоокеан. геология*, **39**(3), 51-67.
- Наркисова В.В. (2005) Петрохимия позднеордовикских-раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Дисс. ...канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 167 с.
- Нефедов В.А. (1979) Геологическое строение и вулканогенные формации Северососьвинского района: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: УФАН СССР, 27 с.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. (2021a) Проявление позднедевонского постагрегационного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии. *Докл. РАН*, **500**(1), 38-46.
- Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В. (2021b) Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале. *Стратиграф. Геол. корреляция*, **29**(3), 3-28.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. (1987) Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. *Геология окраинных бассейнов*. М.: Мир, 134-165.
- Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280.
- Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019) Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 392.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева Д.А. (2018) Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала. *Геотектоника*, (5), 39-74.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М. Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н. (2005) Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья. *Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал*. М.: Наука, 213-247. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 561).
- Федоров Ю.Н. (2004) Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности области сочленения Приполярного Урала и Западно-Сибирского мегабассейна. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 32 с.
- Ферштатер Г.Б. (1987) Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 232 с.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. (1997) Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С. (2022) Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхембовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия. *Петрология*, **30**(4), 404-431.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. (2021) Палеозойский гранитоидный магматизм Северного, Среднего и Южного Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизивного орогена. *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(2), 225-245.
- Шатров В.П. (1982) Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 47 с.
- Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.

- (1975) A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia). *J. Petrol.*, (16), 22-56.
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, (27), 293-305.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3), 745-750.
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot/EX ver.3.6. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., (4), 77 p.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-343.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4), 956-983.
- Shervais J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Wendt I., Carl C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, 86(4), 275-285. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-t](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-t)
- Wetherill G.W. (1956) An Interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand Age Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 290-292.
- Fershtater G.B. (1987) Petrology of the main intrusive associations. Moscow, Nauka Publ., 232 p. (In Russ.)
- Frolova T.I., Burikova I.A. (1997) Magmatic formations of modern geodynamic environments. Moscow, Publishing House of Moscow State University, 320 p. (In Russ.)
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. (2021) Geodynamics and magmatism of transform margins of the Pacific type: basic theoretical aspects and discriminant diagrams. *Tikhookean. Geol.*, 40(1), 3-24. (In Russ.)
- Ishihara S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, (27), 293-305.
- 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 junction region of the Urals and Western Siberia. *Dokl. RAN*, 393(5), 647-651. (In Russ.)
- Karetin Yu.S. (2000) Geology and volcanic formations of the area of the Ural super-deep well SG-4. Ekaterinburg, UB RAS, 277 p. (In Russ.)
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Dushin V.A., Korovko A.V., Shagalov E.S. (2022) Riphean–vendian–Cambrian magmatism of the Mankhambo Block (Subpolar Urals): geochemical typification, correction of geodynamic concepts, and the role of plume–lithosphere interaction. *Petrology*, 30, 392-417 (translated from *Petrologiya*, 30(4), 404-431) <https://doi.org/10.1134/s0869591122040038>
- Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N., Petrov G.A., Shagalov E.S., Salikhov D.N., Korovko A.V., Pribavkin S.V., Rakhimov I.R., Borodina N.S. (2021) Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of the geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen. *Geodynamics & Tectonophysics*, 12(2), 225-245. (In Russ.)
- Kudrin K.Yu., Ivanov K.S., Shokal'skii S.P., Nastavko E.V. (2015) Results of U-Pb SHRIMP-II and Ar-Ar dating of magmatic formations of the Sertynya-Shchekurya interfluvium (Circumpolar Urals). *Izvestiya Tomskogo Politekh. Un-ta*, 326(8), 6-16. (In Russ.)
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27(3), 745-750.
- Lebedev V.A., Parfenov A.V., Yakushev A.I. (2018) Neogene-Quaternary magmatism of the Chaldyran plain and its framing (eastern Turkey): an example of post-collision evolution from suprasubduction to intraplate type. *Petrologiya*, 26(5), 486-510. (In Russ.)
- Ludwig K.R. (2008) Isoplot/EX ver.3.6. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ., (4), 77 p.
- Mishin L.F., Konovalova E.A., Taltykin Yu.V., Krutikova V.O., Dobkin S.N., Yurchenko Yu.Yu., Shtareva A.V. (2020) Oxidative conditions and associated geochemical and metallogenic zonality of magmatic formations of the Sikhote-Alin orogenic belt. *Tikhookean. Geol.*, 39(3), 51-67. (In Russ.)
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, 274, 321-343.
- Narkisova V.V. (2005) Petrochemistry of Late Ordovician–Early Devonian basalts of the southern part of the Tagil zone of the Middle Urals (according to the data of the Ural ultra-deep well and near-well space). Diss. ... cand. geol.-min. sci. Moscow, MGU, 167 p. (In Russ.)
- Nefedov V.A. (1979) Geological structure and volcanogenic

## REFERENCES

- formations of the Severososvinsky district. Abstr. diss. ... cand. geol.-min. sci. Sverdlovsk, 27 p. (In Russ.)
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 230-249.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discriminate diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25**(4), 956-983.
- Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S. (1987) Composition features and tectonic significance of ophiolites above the subduction zone. *Geology of marginal basins*. Moscow, Mir Publ., 134-165. (In Russ.)
- Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V. (2021a) Manifestation of Late Devonian postaccretionary magmatism on the eastern slope of the Northern Urals: new data on age and geochemistry. *Dokl. RAN*, **500**(1), 38-46. (In Russ.)
- Petrov G.A., Tristan N.I., Borozdina G.N., Maslov A.V. (2021b) Stratigraphy and conditions of formation of Devonian strata of the Tagil megazone in the Northern Urals. *Stratigr. Geol. Korrell.*, **29**(3), 3-28. (In Russ.)
- Puchkov V.N. (2010) Geology of the Urals and the Urals (topical issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny). Ufa, DizainPoligrafServis Publ., 280 p. (In Russ.)
- Salikhov D.N., Kholodnov V.V., Puchkov V.N., Rakhimov I.R. (2019) Magnitogorsk zone of the Southern Urals in the Late Paleozoic: magmatism, fluid regime, metallogeny, geodynamics. Moscow, Nauka Publ., 392 p. (In Russ.)
- Shervais J.W. (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 101-118.
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V., Varlamov D.A., Khourigan J.K., Khubanov V.B., Buyantuev M.D., Soboleva D.A. (2018) Devonian island-arc magmatism of the Voykar zone of the Polar Urals. *Geotectonics*, (5), 39-74 (translated from *Geotektonika*, (5), 39-74).
- Shatrov V.P. (1982) Geology of the Middle Paleozoic formations of the north of the eastern slope of the Urals. Sverdlovsk, UNC of the USSR Academy of Sciences, 47 p. (In Russ.)
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes. *Magmatism in the oceanic basins*. (Eds A.D. Saunders, M.J. Norry). Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1985) The continental crust; its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, Mass., 312 p.
- Tevelev A.V., Degtyarev K.E., Tikhomirov P.L., Kosheleva I.A., Kosarev A.M., Moseichuk V.M., Pravikova N.V., Surin T.N. (2005) Geodynamic conditions of formation of carboniferous volcanic complexes of the Southern Urals and Trans-Urals. *Essays on regional tectonics. V. 1: Southern Urals*. Moscow, Nauka Publ., 213-247. (Tr. Geol. In-ta. Vyp. 561). (In Russ.)
- Valui G.A., Moiseenko V.G., Strizhikova A.A., Moskalenko E.Yu. (2005) Genetic aspects of the formation of magnetite and ilmenite granitoids (on the example of Sikhote-Alin). *Dokl. RAN*, **405**(4), 507-510. (In Russ.)
- Volkov S.N. (1960) Middle Paleozoic of the middle margin of the Nizhny Tagil synclinorium. *Tr. Geol. Muzeya AN SSSR*. Moscow; Leningrad, Publishing House of the USSR AS, Iss. IV, 93. (In Russ.)
- Wendt I., Carl C. (1991) The statistical distribution of the mean squared weighted deviation. *Chem. Geol.: Isotope Geosci. Sect.*, **86**(4), 275-285. [http://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90010-t](http://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90010-t)
- Wetherill G.W. (1956) An Interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand Age Patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **9**, 290-292.
- Zhdanov A.V. (2009) Legend of the Ural series of of the State Geological Map-1000/3 (updated version). St.Petersburg, VSEGEI Publ., 380 p. (In Russ.)



## Деформация и перекристаллизация сульфидных прослоев на золоторудном черносланцевом месторождении Голец Высочайший

С. А. Онищенко

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 167000, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54,  
e-mail: mine222@ya.ru

Поступила в редакцию 05.10.2022 г., принята к печати 03.04.2023 г.

*Предмет исследований.* Взаимоотношения сульфидных прослоев в алевропелитовых породах с кливажом осевой поверхности на золоторудном черносланцевом месторождении Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район). *Методы.* Изучение строения горных пород в обнажениях, керне скважин, пришлифованных образцах, прозрачных и полированных шлифах, определение химического состава минералов. *Результаты.* Установлено, что сульфидные и сульфидсодержащие прослои при пластических динамометаморфических преобразованиях горных пород подвергаются деформации и перекристаллизации совместно с вмещающими алевропелитовыми породами. *Выводы.* Метаморфические преобразования пород происходили в две стадии. При складчато-надвиговых деформациях первой стадии формируется кливаж пород, который приводит к разлинзованию сульфидных прослоев с ориентировкой линз по направлению кливажа. Метаморфические преобразования второй стадии проявляются в сульфидных и сульфидсодержащих прослоях в собирательной перекристаллизации слагающих их минералов с замещением окружающих пород, деформированных на предыдущей стадии. Для второй стадии характерны изменения минерального состава пород, проявляющиеся в замещении пирротина пиритом, увеличении железистости хлоритов и карбонатов.

**Ключевые слова:** пирит-пирротинные прослои, складчатость, кливаж осевой поверхности, кливаж плейчатости (кренуляционный), перекристаллизация

## Deformation and recrystallization of sulfide interlayers at the Golets Vysochaishii Gold-Ore Black-Shale Deposit

Sergei A. Onishchenko

N.P. Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, 54 Pervomaiskaya st., Syktyvkar 167000, Russia,  
e-mail: mine222@ya.ru

Received 05.10.2022, accepted 03.04.2023

*Research subject.* The relationship of sulfide interlayers in silt-pelitic rocks with the cleavage of the axial surface at the Golets Vysochaishii gold-ore black-shale deposit (Bodaibo ore district). *Methods.* The structure of rocks was studied in outcrops, borehole cores, sanded samples, transparent and polished sections. The chemical composition of minerals was determined. *Results.* It was established that sulfide and sulfide-containing interlayers undergo deformation and recrystallization together with the host silt-pelitic rocks during plastic dynamometamorphic transformations of rocks. *Conclusions.* Metamorphic transformations of rocks took place in two stages. During the folding-thrust deformations of the first stage, a cleavage of rocks is formed, which leads to the splintering of sulfide interlayers with the orientation of the lenses along the cleavage. Metamorphic transformations of the second stage are manifested in sulfide and sulfide-containing interlayers in the collective recrystallization of their composing minerals with the replacement of surrounding rocks deformed at the previous stage. The second stage is characterized by changes in the mineral composition of rocks, manifested in the substitution of pyrrhotite with pyrite, increase in the iron content of chlorites and carbonates.

**Keywords:** pyrite-pyrrhotite interlayers, folding, cleavage of the axial surface, crenulation cleavage, recrystallization

**Для цитирования:** Онищенко С.А. (2023) Деформация и перекристаллизация сульфидных прослоев на золоторудном черносланцевом месторождении Голец Высочайший. *Литосфера*, 23(6), 1059-1078. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1059-1078>

**For citation:** Onishchenko S.A. (2023) Deformation and recrystallization of sulfide interlayers at the Golets Vysochaishii Gold-Ore Black-Shale Deposit. *Lithosphere (Russia)*, 23(6), 1059-1078. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1059-1078>

## ВВЕДЕНИЕ

Сульфиды являются обычным компонентом осадочных пород, особенно они характерны для черных сланцев, в которых наряду с углеродистым веществом часто фиксируются значительные содержания сульфидной серы (Петтиджон, 1975; Юдович, Кетрис, 1988; Rickard, 2012).

В слабометаморфизованных осадочных породах пирит представлен дисперсными формами и скрытокристаллическими обособлениями желвакообразной, линзовидной, овоидальной формы, сфероидами и конкрециями. Характерными для осадочных сред являются фрамбоиды – субсфероидальные агрегаты микрокристаллов пирита (Rickard, 2012). Локализация пирита осадочно-диагенетической группы наиболее отчетливо регулируется стратиграфическим фактором. Максимальные содержания пирита отмечаются в углеродистых филлитовидных сланцах. Установлена приуроченность пирита к углеродсодержащим пачкам в целом или отдельным слоям. Для всех форм агрегированного пирита преимущественно свойственна согласная послойная локализация. Для пирита метаморфической генетической группы наиболее характерны кристаллические индивиды неправильной формы, метакристаллы и их срастания. В метаморфических комплексах пород меньше распространены дисперсные и скрытокристаллические формы пирита, а фрамбоиды наблюдаются почти исключительно в реликтовой форме (Андреев, 1992).

Прослой пирита и пирит-пирротиновые конкреции распространены в Печенгской структуре на Кольском полуострове, где черные сланцы являются вмещающими породами для никеленосных интрузий и вследствие этого называются продуктивной толщей (Ахмедов, Крупеник, 1990; Melezhik et al., 1998). Среди железистых кварцитов докембрийского возраста в районе оз. Верхнее в Северной Америке выделяется сульфидная фация, в которой прослой тонкозернистого пирита заключены в углеродсодержащих сланцах (James, 1954). Слоистое строение характерно для колчеданных руд месторождений гидротермально-осадочного генезиса, в них установлены также конкреционные сульфидные образования (Скрипченко, 1972; Дистанов, Ковалев, 1975; Масленников, 2006; Сафина и др., 2015; Целуйко и др., 2017; Аюпова и др., 2019; Safina et al., 2020).

Сульфидная вкрапленность, конкреционные стяжения и прослой сульфидов распространены в черносланцевых отложениях рудных полей крупных золоторудных месторождений, в частности Кумтор в Кыргызстане (Шевкунов и др., 2018), Бендиго в Австралии (Thomas et al., 2011). В Бодайбинском рудном районе, одном из важнейших золотодобывающих районов России, к сульфид-

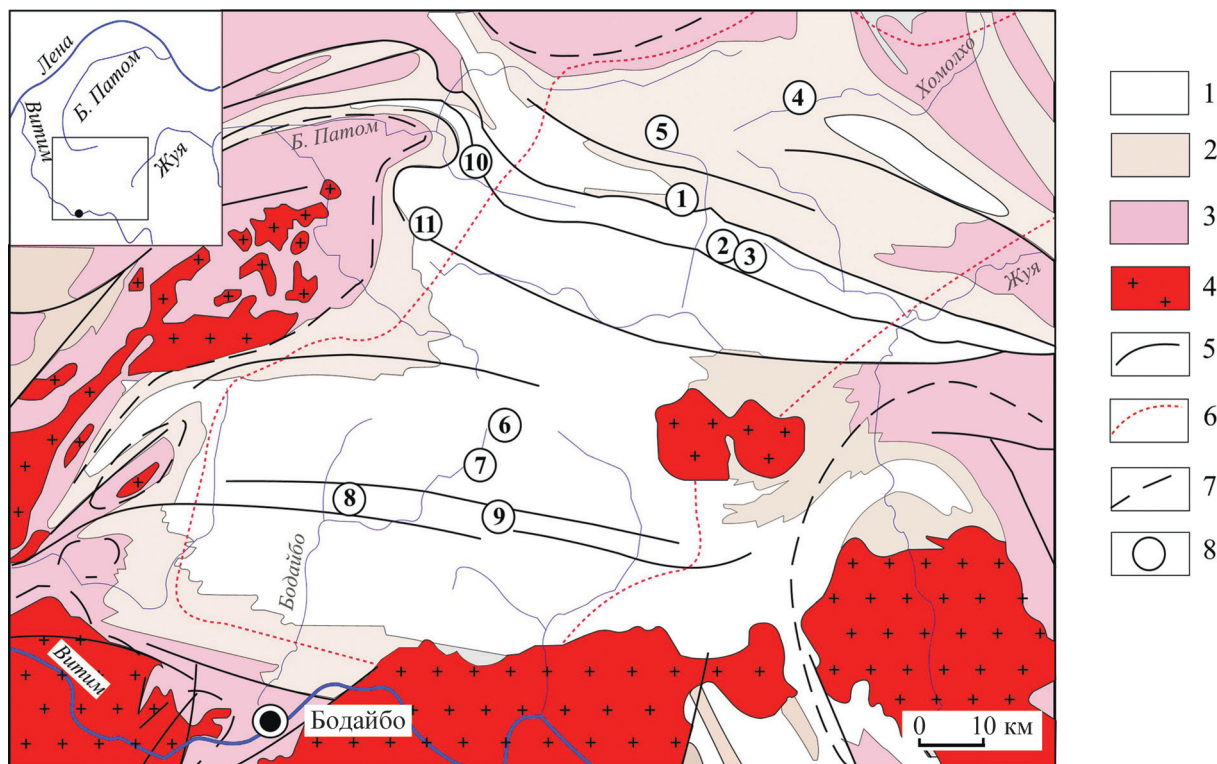
содержащим черносланцевым отложениям приурочено гигантское месторождение Сухой Лог и менее крупные Голец Высочайший, Вернинское и др. (Буряк, Хмелевская, 1997; Large et al., 2007; Иванов, 2008, 2014; Юдовская и др., 2011; Паленова и др., 2015; Tarasova et al., 2020; Онищенко, Сокерина, 2021; Тарасова и др., 2021). Осадочно-диагенетические сульфиды рассматриваются в ряде работ в качестве источника золота и других элементов, которые мобилизуются в раствор и перетлагаются на метаморфогенно-гидротермальной стадии с формированием промышленных руд (Буряк, 1982; Large et al., 2011; Thomas et al., 2011). Характер преобразований осадочно-диагенетического сульфидного вещества при метаморфизме оценивается на основании изменения формы и состава последовательных генераций сульфидных минералов на фоне происходящих деформаций пород (Large et al., 2007).

Решающее значение для определения относительного возраста минеральных сростаний имеют взаимоотношения послойно локализованных сульфидных выделений с тектоническими структурами, в первую очередь со складчатостью и кливажом (Жабин, 1979). В связи с этим представляется важным уточнение закономерностей деформации и перекристаллизации сульфидных прослоев при пластических динамометаморфических преобразованиях алевропелитовых пород, что и является целью исследований.

## БОДАЙБИНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН

Месторождение Голец Высочайший находится в Бодайбинском рудном районе, центральной части Ленской золотоносной провинции. Золоторудные месторождения заключены в мощной (несколько км) толще рифей-вендских углеродсодержащих карбонатно-терригенных отложений, слагающих Бодайбинский синклиниорий. Золото концентрируется на нескольких стратиграфических уровнях, к отложениям хомолхинской свиты рифейского возраста приурочено гигантское месторождение Сухой Лог, а также его аналог – Голец Высочайший. Эти месторождения, а также Вернинское, Невское и Угахан относятся к золотосульфидной формации с прожилково-вкрапленным типом руд. В районе развиты также кварцево-жильные золоторудные месторождения (рис. 1).

Бодайбинский синклиниорий характеризуется складчато-надвиговым строением. В палеозое породы были смяты в серию запрокинутых на юго-юго-запад складок, осложненных взбросами и надвигами. Складкообразование сопровождалось регионально распространенным кливажом горных пород, имеющим в целом северное падение. Синкладчатый метаморфизм соответствует зеленосланцевой фации. В Бодайбинском районе прояв-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Бодайбинского рудного района, по (Иванов, 2008) с упрощениями.

1 – венд, 2 – средний–верхний рифей (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей; 4 – палеозойские гранитоиды мамского и конкудеро-мамakanского комплексов; 5 – главные разрывные нарушения; 6 – изограда биотита регионального метаморфизма; 7 – границы деформационных зон гранитогнейсовых куполов; 8 – золоторудные месторождения (1 – Сухой Лог, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Голец Высочайший, 5 – Угахан, 6 – Красное, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Копыловское, 10 – Ожерелье, 11 – Ыканское).

**Fig. 1.** Geological sketch map of Bodaibo ore district, after (Ivanov, 2008) with simplifications.

1 – Vendian, 2 – Middle–Upper Riphean (Buzhuikhhta, Ugakhan, Khomolkho and Imnyakh formations), 3 – Middle Riphean; 4 – Paleozoic granitoids of the Mamsky and Konkudero-Mamakan complexes; 5 – major faults; 6 – isograd of biotite of regional metamorphism; 7 – boundaries of deformation zones of granite-gneiss domes; 8 – gold deposits: (1 – Sukhoi Log, 2 – Verna, 3 – Neva, 4 – Golets Vysochaishii, 5 – Ugakhan, 6 – Krasnoe, 7 – Dogaldynskaya zhila, 8 – Caucasus, 9 – Kopylov, 10 – Ozherel'e, 11 – Ykansko).

лен также более поздний зональный региональный метаморфизм; в той части района, где находятся основные месторождения, в том числе Голец Высочайший и Сухой Лог, породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, на периферии района – в амфиболитовой фации. Изограды биотита, граната, кианита пересекают складчатые структуры, что свидетельствует о более позднем проявлении регионального метаморфизма относительно складкообразования. В зонах высокотемпературных фаций формировались гранитогнейсовые купола, деформирующие складчатость. В пределах гранитогнейсовых структур образовались синметаморфические относительно небольшие тела плагиопегматитов мамского комплекса. В регрессивно-метаморфический этап внедрились гранитоиды конкудеро-мамakanского комплекса, вскрытые в основном по периферии Бодайбинского рудного района (Иванов, 2008, 2014).

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования проводились в районе золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший в Бодайбинском рудном районе (Байкало-Патомское нагорье, Иркутская область). Геологическое строение месторождения и прилегающей территории изучалось по керну скважин, полотну траншей, скальным обнажениям по руч. Каменному, р. Хомолхо, р. Имнях и в стенках карьера. Особое внимание уделялось изучению характера распределения сульфидной минерализации в слоистой толще и ее поведению при тектонических деформациях. Непосредственным объектом исследований являлась Каменская антиклиналь, южное крыло которой пересекается кливажом почти под прямым углом, а северное рудоносное крыло – под острым углом к слоистости. Текстурно-структурные особенности и минеральный состав пород изучались

в шлифованных образцах, специально изготовленных прозрачных препаратах, петрографических и полированных шлифах. Для изучения строения пирита применялось травление полированной поверхности концентрированной азотной кислотой в течение 50–60 с. Лабораторные исследования проведены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН с использованием оптического микроскопа Nikon Eclipse LV 100 ND и сканирующих электронных микроскопов ThermoFischer Scientific Axia ChemiSEM с энергодисперсионной приставкой TrueSight EDS 25 mm<sup>2</sup> (оператор В.А. Радаев) и Tescan Vega 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром X-Max 50 Oxford Instruments (операторы С.С. Шевчук, А.А. Кряжев и Е.М. Тропников). Анализы проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ; номинальный диаметр зонда – 0.2 мкм, фактический – 1.0 мкм. Эталоны: чистые металлы – для Au, Ag, Fe, Cu и Zn, FeS<sub>2</sub> – для S, InAs – для As, MgO – для Mg, волластонит – для Ca, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – для Al, SiO<sub>2</sub> – для Si.

### СТРОЕНИЕ КАМЕНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Каменская антиклиналь, к которой приурочено месторождение Голец Высочайший, сложена породами рифейского возраста. В ее ядре обнажаются терригенно-карбонатные отложения угаханской свиты, а крылья сложены терригенными отложениями хомолхинской свиты. Каменская антиклиналь имеет субширотное простирание и асимметричное строение. Ее северное крыло, к которому приурочено промышленное оруденение, полого (10–30°) погружается на север и сливается с нормальным крылом запрокинутой на юг почти изоклиальной Имняхской синклинали, опрокинутое крыло которой на месторождении эродировано. Породы в южном крыле Каменской антиклинали имеют крутое южное падение (рис. 2, 3).

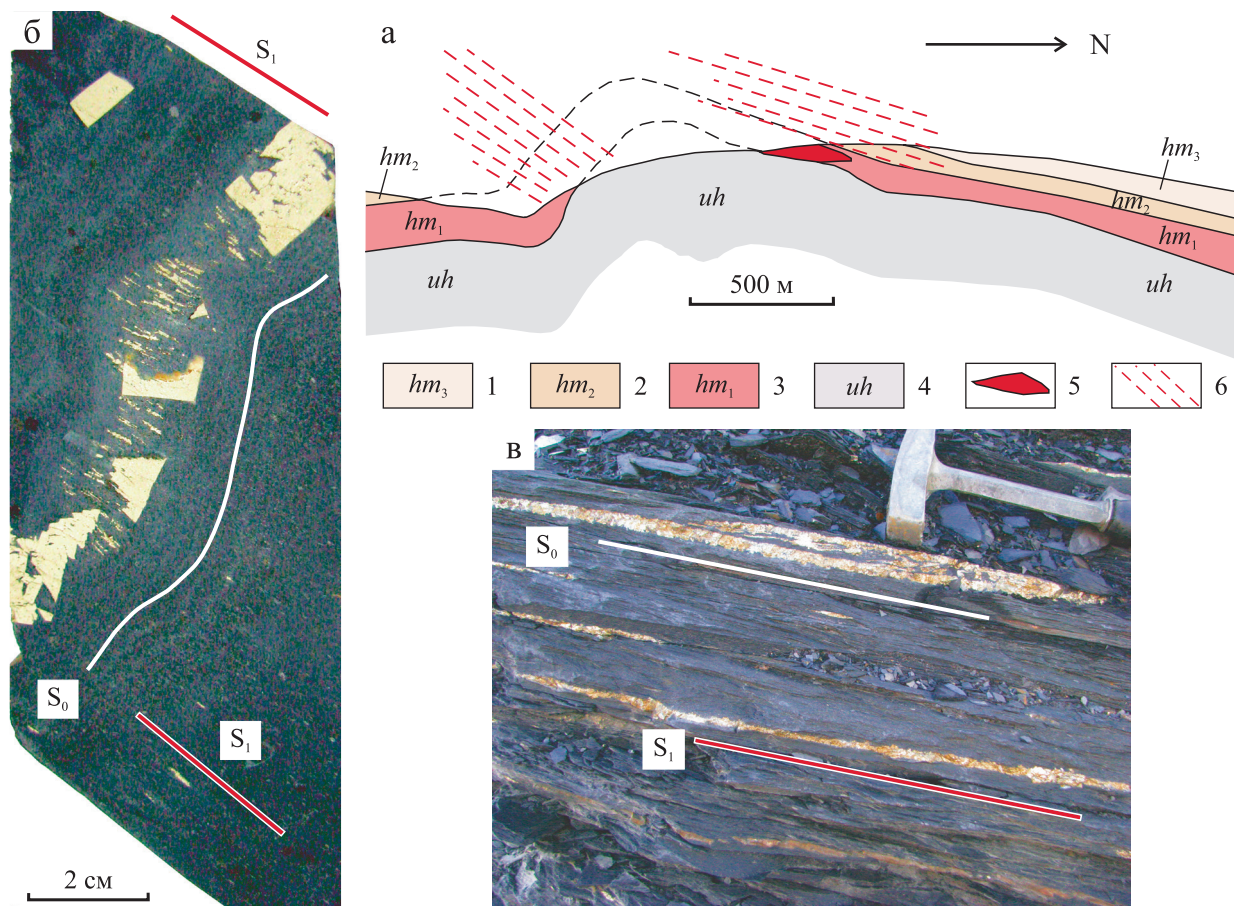
Вследствие тектонического воздействия мощность отложений хомолхинской свиты в южном крыле Каменской антиклинали значительно больше, чем в северном, в первую очередь за счет их смятия, масштабы которого бывают различными – от мелкой гофрировки слоев до складок с размахом крыльев в несколько метров. Кливаж под прямым углом сечет слоистость пород в южном крыле антиклинали и почти совпадает с залеганием пород в северном рудоносном ее крыле (Онищенко, Сокерина, 2021; Ванин, Мазукабзов, 2021).

Хомолхинская свита представляет собой ритмично построенную толщу, сложенную сланцами, алевролитами и тонкозернистыми песчаниками; нижняя (*hm*<sub>1</sub>) и верхняя (*hm*<sub>3</sub>) ее подсвиты, сложенные преимущественно пелитами, разделяются песчаными отложениями средней подсвиты (*hm*<sub>2</sub>). В нижней подсвите изредка отмечаются прослои известняков (см. рис. 3б). Терригенные отложения

хомолхинской свиты подстилаются известняками угаханской свиты (*uh*), в которых присутствуют прослои сланцев и алевролитов.

Характерными компонентами отложений хомолхинской свиты являются линзовидные прослои и послойная вкрапленность пирротина и пирита с отчетливо выраженным литолого-стратиграфическим контролем их распространения. Сульфиды в виде линзочек пирротина, кристаллов пирита и их сростаний распространены по всему разрезу хомолхинской свиты, нередко отмечаются также в карбонатно-сланцевых породах угаханской свиты. Относительно высокие содержания сульфидных минералов (0.5–3.0 об. %) характерны для отложений нижнехомолхинской подсвиты (*hm*<sub>1</sub>), сложенных черными и темно-серыми углеродсодержащими хлорит-кварц-серицитовыми филлитовидными сланцами с прослоями алевритистых сланцев серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава, выделяющихся более светлой окраской. Породы содержат послойную и рассеянную вкрапленность пирротина и пирита, линзовидные выделения и тонкие прослои пирротинового, пирит-пирротинового и пиритового состава. В небольшом количестве в сульфидных прослоях присутствуют халькопирит, арсенопирит, сфалерит и галенит, изредка отмечаются пентландит и аргентопентландит. Протяженность сульфидных линз и прослоев обычно изменяется от 0.3 до 2.0 м, толщина – 0.3–3.0 см, количество – 3–8 на 1 м мощности.

Наиболее высокие содержания сульфидных минералов отмечены в северном крыле Каменской антиклинали, где отложения нижнехомолхинской подсвиты являются золотоносными. Содержание сульфидов в рудоносной толще месторождения Голец Высочайший составляет около 5 мас. %. Самородное золото заключено в сульфидных прослоях, где находится в непосредственном сростании с пирритом, пирротинном, арсенопиритом, халькопиритом и сфалеритом или в тонких прожилках и мелких гнездах кварц-карбонатного состава. Размер золотин от мельчайших до 0.5 мм, изредка до 3.0 мм. Самородное золото представлено твердым раствором Au-Ag, наиболее распространено золото пробностью 714–828‰, в мелких золотишках размером 10–30 мкм диапазон изменения пробности заметно больше (622–856‰). Отмечается также низкопробное (404–488‰) золото, образующее в кристаллах арсенопирита микропрожилки толщиной 3–5 мкм совместно с халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Состав сульфидов варьируется в небольших пределах: пирит – Fe<sub>0.98-1.02</sub>S<sub>1.98-2.02</sub>, пирротин – Fe<sub>0.85-0.91</sub>S (в единичных зернах примесь Ni – до 0.4 мас. %), халькопирит – Cu<sub>0.96-0.99</sub>Fe<sub>1.02-1.04</sub>S<sub>1.99-2.01</sub>, арсенопирит – Fe<sub>0.98-1.00</sub>As<sub>0.95-0.99</sub>S<sub>1.02-1.07</sub>, сфалерит – Zn<sub>0.87-0.89</sub>Fe<sub>0.11-0.13</sub>S<sub>1.00</sub>. В рудоносной толще месторождения присутствуют немногочисленные кварц-



**Рис. 2.** Взаимоотношения слоистости ( $S_0$ ) и кливажа осевой поверхности ( $S_1$ ) в южном и северном крыльях Каменской антиклинали.

а – схематический разрез через Каменскую антиклиналь: 1–3 – верхняя, средняя и нижняя соответственно подсвиты хомолхинской свиты (сланцы, алевролиты, песчаники); 4 – угаханская свита (известняки); 5 – рудная залежь месторождения Голец Высочайший, 6 – кливаж осевой поверхности; б – крутое залегание сульфидосодержащих пород в южном крыле антиклинали, фото ядра вертикальной скв. 5026 (глубина 122 м); в – пологое залегание сульфидосодержащих пород в северном крыле антиклинали (рудная залежь в карьере месторождения).

**Fig. 2.** The relationship of layering ( $S_0$ ) and cleavage of the axial surface ( $S_1$ ) on the southern and northern wings of the Kamensk anticline.

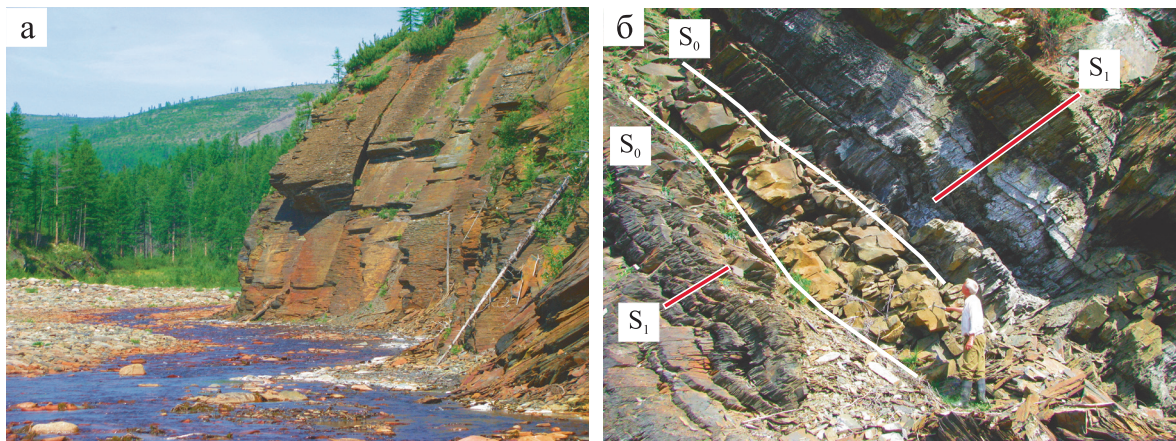
а – schematic section through the Kamensk anticline: 1–3 – upper, middle and lower sub-formations of the Homolkho formation, respectively (shales, siltstones, sandstones); 4 – Ugakh formation (limestones); 5 – ore deposit; 6 – cleavage of the axial surface; б – steep occurrence of sulfide-containing rocks in the southern flank of the anticline, photo of core of vertical borehole 5026 (depth 122 m); в – shallow occurrence of sulfide-containing rocks in the northern wing of the anticline (ore deposit).

цевые жилы, иногда содержащие сульфидные минералы и самородное золото.

В пелитовых отложениях хомолхинской свиты распространены порфиробласты магнезиально-железистых карбонатов сфероидальной и овальной формы размером до 5 мм, обычно содержащие большое количество мелких включений окружающей матрицы. Количество порфиробластов карбонатов значительно варьируется, отмечаются как послойные их скопления, так и рассеянная или густая вкрапленность, наиболее высокие их содержания (до 15 об. %) наблюдаются в отложениях верхней подсвиты хомолхинской свиты. По имеющим-

ся данным (Онищенко, Сокерина, 2021), порфиробласты сложены магнезиосидеритом. Постоянным компонентом пелитовых отложений является углеродистое вещество, содержание  $C_{орг}$  в рудоносной толще в основном составляет 1–2 мас. % (Кряжев и др., 2009; Онищенко, Сокерина, 2021). Текстура пород слоистая, наложенная сланцеватая, для наиболее распространенных пелитовых и алевропелитовых пород характерна лепидогранобластовая структура.

Среди аксессуарных минералов пород доминирует тонкая вкрапленность рутила, в незначительном количестве присутствуют турмалин, апатит, цир-



**Рис. 3.** Крутое залегание пород нижнехомолхинской подсвиты в южном крыле Каменской антиклинали (руч. Каменный).

а – обнажены поверхности слоистости, козырьки образованы плоскостью кливажа (в тени); б – прослой известняка в алевросланцевой толще.  $S_0$  – слоистость,  $S_1$  – кливаж осевой поверхности.

**Fig. 3.** Steep occurrence of rocks of the Homolkho lower sub-formations in the southern wing of the Kamensk anticline (Kamenny Creek).

а – the layered surfaces are exposed, the visors are formed by the cleavage plane (in the shade); б – limestone interlayer in the siltstone thickness.  $S_0$  – layering,  $S_1$  – cleavage of the axial surface.

кон, монацит и алланит. В средней и верхней частях разреза хомолхинской свиты распространен ильменит в виде мелких идиобластов, часто псевдоморфно замещенных агрегатами рутила, но в рудоносной толще ильменит не обнаружен (Онищенко, 2013).

### ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ ПРОСЛОЕВ

Наиболее характерными составляющими отложений хомолхинской свиты являются сульфидные линзовидные прослои вкрапленного или монокристаллического строения, в которых отражается многоэтапная история их формирования, включающая в себя седиментацию, диагенез и главным образом метаморфические преобразования. Состав прослоев варьируется от пирротинового до пиритового, прослои с различным соотношением этих минералов чередуются в разрезе без видимой закономерности.

Линзы пирротина в филлитах имеют монокристаллическое сложение, заключены в кварцевую оболочку толщиной 0.1–0.5 мм, окруженную каймой зерен рутила, при этом в самих пирротиновых линзах рутил обычно отсутствует. В алевросланцевых прослоях серицит-кварцевого и анкерит-серицит-кварцевого состава пирротин образует вкрапленность, переходящую в линзы относительно массивного сложения, содержащие большое количество включений нерудных минералов. Пирротиновые линзы сопровождаются кварцевыми оторочками, но цепочки зерен рутила развиваются только вдоль контакта с тонкозернистым филлитом.

Кристаллы пирита распространены в виде рассеянной или послойной вкрапленности, но особенно часто приурочены к пирротиновым выделениям, образуя пирит-пирротиновые прослои. Установлено, что индивидуальные метакристаллы пирита развиваются путем замещения рассланцованной породы, содержащей линзы и прослои пирротина (Онищенко, 2012). Внутреннее строение кристаллов пирита отражает характер замещаемого ими субстрата. В пирите сохраняются контуры рутил-кварц-пирротиновых линз в виде цепочек зерен рутила и кварца на фоне пирита, насыщенного реликтовыми частицами вмещающей породы.

Прослои пирита, как и пирротина, образованы вкрапленностью зерен в алевросланцевых прослоях, переходящих при густой вкрапленности в линзовидные прослои относительно монокристаллического сложения. В целом для пиритовых прослоев характерна грубозернистая структура, являющаяся следствием метаморфической перекристаллизации. В зависимости от ориентации плоскости кливажа по отношению к слоистости строение сульфидных прослоев существенно различается.

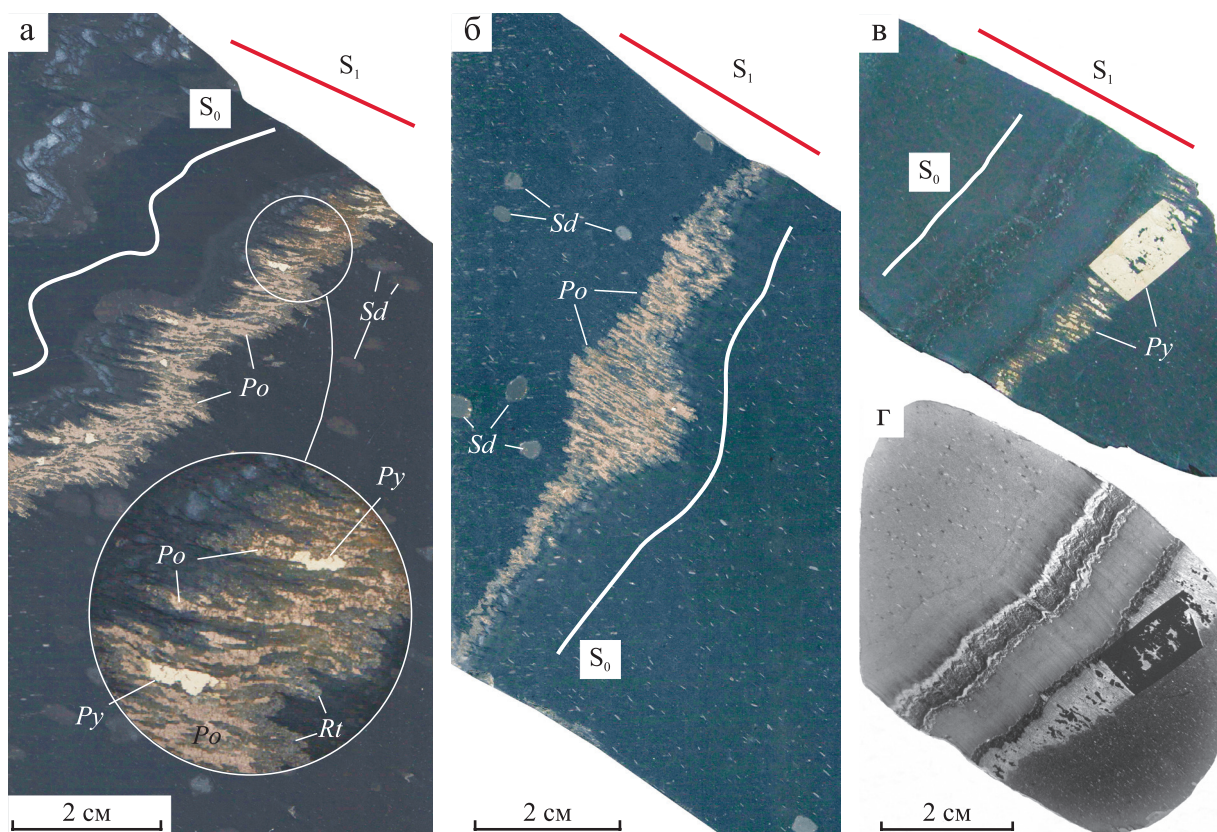
**В южном крыле Каменской антиклинали** породы имеют крутое южное падение, а кливаж почти под прямым углом пересекает слоистость. В филлитовидных и алевролитистых сланцах листочки серицита и хлорита, определяющие сланцеватость пород, ориентированы в одном направлении, не совпадающем со слоистостью. Породы часто содержат вытянутые по кливажу мелкие линзочки кварц-хлорит-серицитового состава, но пластинки

слоистых силикатов в них ориентированы перпендикулярно удлинению линзочек. Сульфидсодержащие прослойки смяты в складки и расчленены на тонкие линзочки кварц-сульфидного состава, ориентированные по кливажу (см. рис. 2б, 4).

В пирротинсодержащих прослоях мелкозернистые агрегаты пирротина образуют уплощенные линзочки толщиной 0.5–1.3 мм, разделенные кварц-серичитовыми агрегатами. Линзочки пирротина ориентированы по кливажу, но в целом контур первичного сульфидного прослоя сохраняется (см. рис. 4а, б). Во внешних частях пирротинсодержащих прослоев отмечаются цепочечные каймы рутила. В породах, вмещающих сульфидные прослойки, присутствуют крупные овальные порфиробласты магнезиосидерита (см. светлые пятна на рис. 4а, б) и псевдоморфозы рутила по ильмениту (см. мелкие белые удлиненные кристаллики на рис. 4б). В пир-

ротинных линзочках отмечаются зерна пирита изометричной или чаще удлиненной формы, повторяющие форму пирротинных линзочек (см. врезку на рис. 4а).

В пиритсодержащих прослоях обычно наблюдаются две морфологические разновидности пирита, одна из них представлена удлиненными выделениями, ориентированными по кливажу, вторая – метакристаллами (см. рис. 2б). Посткливажное образование метакристалла пирита, развивающегося в сульфидсодержащем прослое, расчлененном на тонкие линзы, в наглядной форме представлено на рис. 4в, г. Линзочки в прослоях сложены пиритом, но по форме они очень похожи на линзочки пирротина; вполне возможно, что при образовании метакристалла пирита происходило также замещение пирротинных линзочек пиритом.



**Рис. 4.** Разлинзованные сульфидсодержащие прослойки в южном крыле Каменской антиклинали.

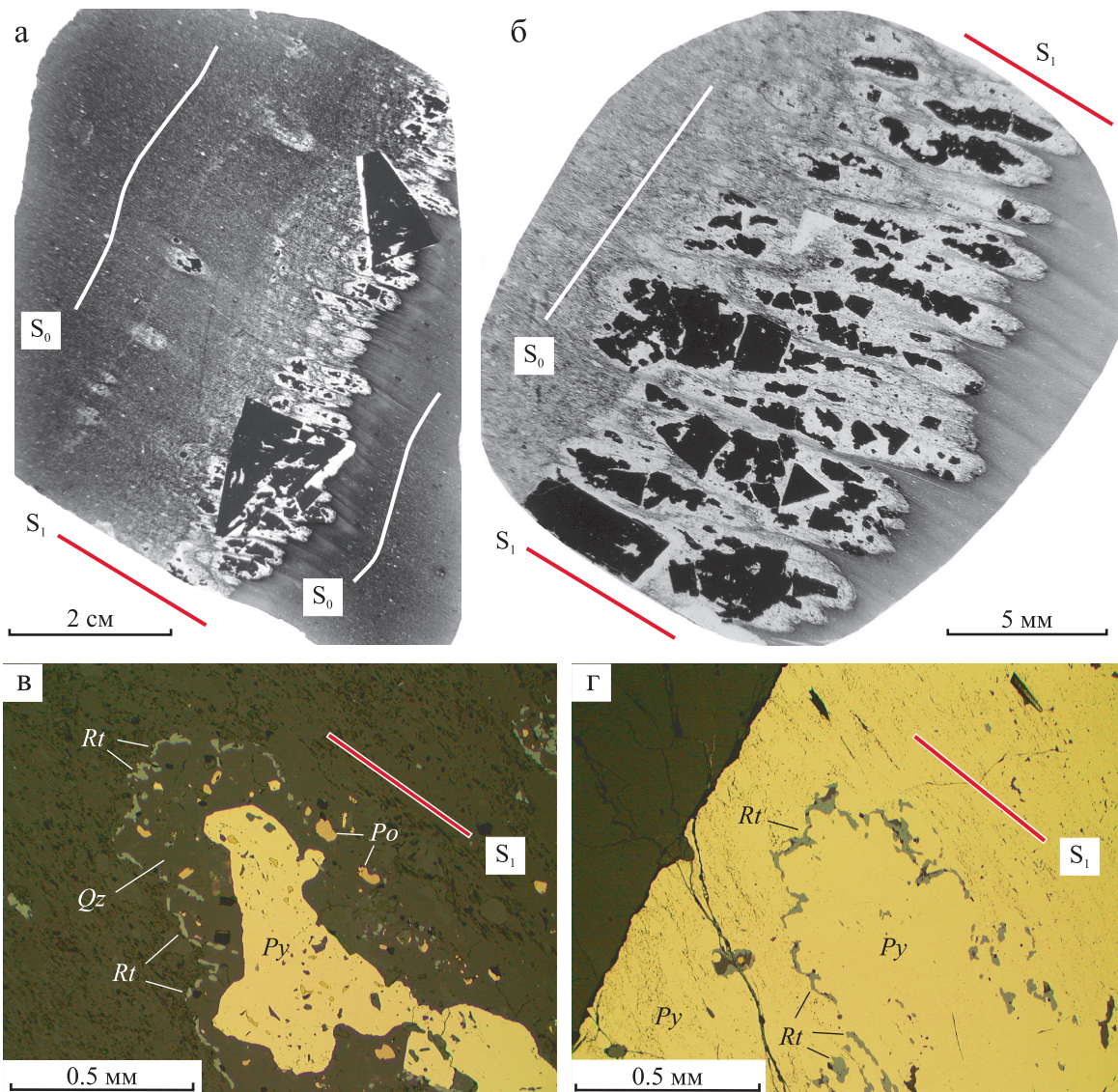
а, б – в пирротинных прослоях удлиненные агрегаты пирротина ориентированы по кливажу; в, г – в пиритсодержащем прослоях удлиненные зерна пирита ориентированы по кливажу, более поздний метакристалл пирита развивается в деформированной породе.  $S_0$  – слоистость,  $S_1$  – кливаж осевой поверхности.  $Py$  – пирит,  $Po$  – пирротин,  $Rt$  – рутил,  $Sd$  – магнезиосидерит. Обр. 5026-207 (а), 5026-133 (б), 5026-153 (в, г; г – проходящий свет).

**Fig. 4.** Split sulfide-containing interlayers in the southern wing of the Kamenskaya anticline.

а, б – in the pyrrhotite-containing layer, elongated pyrrhotite aggregates are oriented along the cleavage; в, г – in the pyrite-containing layer, elongated pyrite grains are oriented along the cleavage, a later pyrite metacrystal develops in the deformed rock.  $S_0$  – layering,  $S_1$  – cleavage of the axial surface.  $Py$  – pyrite,  $Po$  – pyrrhotite,  $Rt$  – rutile,  $Sd$  – Mg siderite. Samples 5026-207 (a), 5026-133 (б), 5026-153 (в, г; г – transmitted light).

Строение пиритсодержащего прослоя детально изучено в обр. 5023-62 (вертикальная скв. 5023, глубина 62 м). Прослой расчленен на тонкие линзочки кварц-сульфидного состава, ориентированные по кливажу (рис. 5а, б). Линзочки сложены мозаичным кварцевым агрегатом, в котором заключены удлиненные выделения пирита, состоящие обычно из нескольких зерен. В составе линзочек

присутствуют также чешуйки серицита и хлорита, реже зерна пирротина и карбоната; линзочки окружены каймами рутила (рис. 5в). Между собой линзочки разделяются струйчатыми агрегатами кварц-серицитового или хлорит-кварц-серицитового состава. Более поздний пирит развивается в рассланцованной породе в виде идиоморфных метакристаллов размером до 1.5 см, в которых отмечают-



**Рис. 5.** Строение пиритсодержащего прослоя.

а – разлинзованный пиритсодержащий прослой с крупными метакристаллами пирита; б – линзовидное строение пиритсодержащего прослоя; в – линзовидные выделения пирита окружены кварц-рутиловой оторочкой; г – рутиловая кайма сохраняется в метакристаллах пирита при замещении деформированной породы.  $S_0$  – слоистость,  $S_1$  – кливаж осевой поверхности.  $Py$  – пирит,  $Po$  – пирротин,  $Qz$  – кварц,  $Rt$  – рутил. Обр. 5023-62. а, б – проходящий свет; в, г – отраженный свет.

**Fig. 5.** Structure of the pyrite-containing interlayer.

а – split pyrite-containing interlayer with large pyrite metacrystals; б – lenticular structure of the pyrite-containing interlayer; в – lenticular grains of pyrite are surrounded by quartz-rutile rim; г – rutile rim is preserved in pyrite metacrystals during the replacement of deformed rock.  $S_0$  – layering,  $S_1$  – cleavage of the axial surface.  $Py$  – pyrite,  $Po$  – pyrrhotite,  $Qz$  – quartz,  $Rt$  – rutile. Sample 5023-62. а, б – transmitted light; в, г – reflected light.



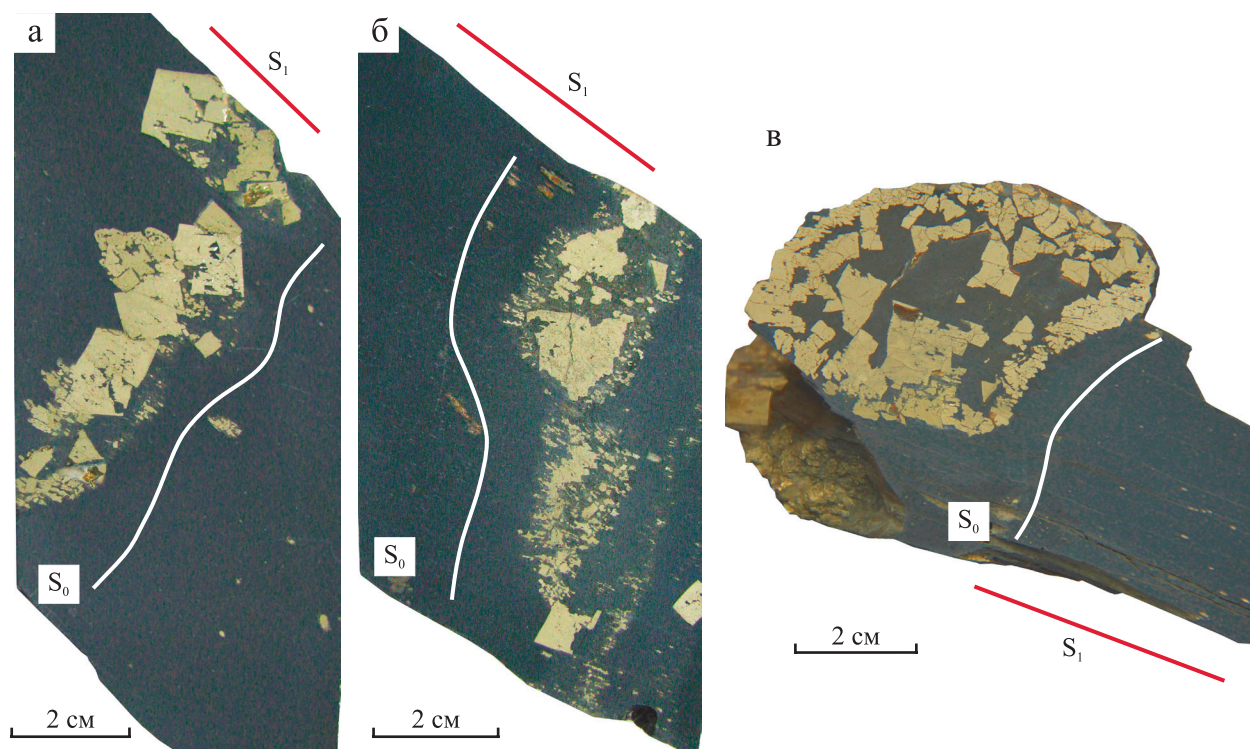
ся удлиненные включения породы, трассирующие ее сланцеватость. Рутильные каймы, сопровождающие разлинзованные сульфидсодержащие прослои, сохраняются в крупных метакристаллах пирита (рис. 5г). В виде узких полосок вокруг метакристаллов пирита фрагментарно развивается стельчатый кварц с небольшим количеством карбоната.

Отмечено, что при разлинзовании сульфидсодержащих прослоев существует тенденция к образованию раздувов, гнезд и скоплений сульфидного вещества. Это явление наблюдается в пирротитовых прослоях (см. рис. 4б), но более характерно для прослоев пиритового состава, в которых поздние (посткливажные) кристаллы пирита подчеркивают неоднородность его строения (рис. 6а, б). Предельной формой концентрации сульфидного вещества являются своеобразные стяжения пирита линзовидно-веретенообразной формы (рис. 6в), длинной осью ориентированные по линии пересечения слоистости плоскостью кливажа. Длина стяжений достигает 30 см, в поперечном сечении форма их овальная, толщина 3–5 см. Во вмещающей породе присутствуют мелкие линзочки пирротита,

ориентированные по сланцеватости. В стяжениях сланцеватость прослеживается по линзовидному строению пирита в их периферической части. Центральная часть стяжений сложена неравномернозернистым хлорит-серицит-кварцевым агрегатом, в котором заключены крупные кристаллы пирита. Характерно, что при перекристаллизации сульфидов, сопровождающейся перемещением вещества, сульфидные прослои испытывают пережимы и раздувы, но не дают жильных ответвлений по кливажным трещинам.

Известняки, в виде линз и прослоев встречающиеся в разрезе хомолхинской свиты, также испытывают перекристаллизацию (мраморизируются). Они сложены ориентированным тонкозернистым агрегатом кальцита с обильными порфиробластами доломита размером 0.2–0.8 мм и мусковита размером 0.2–1.4 мм.

**В северном рудоносном крыле Каменской антиклинали** кливаж пересекает слоистость под острым углом (рис. 7), но во многих случаях плоскости слоистости и кливажа практически совпадают. Сульфиды образуют прослои вкрапленного, линзовидно-полосчатого (рис. 8а) или относительно

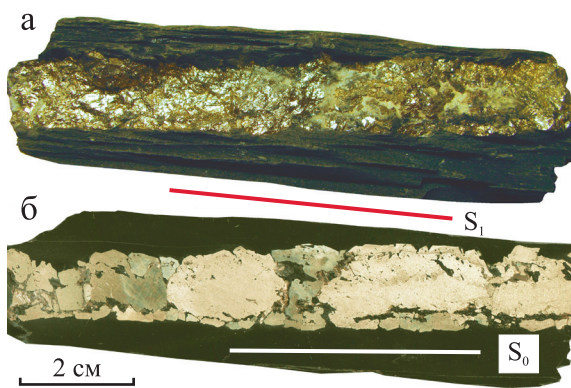


**Рис. 6.** Посткливажные преобразования сульфидных прослоев в южном крыле Каменской антиклинали.

а, б – раздувы сульфидных прослоев с широким развитием кристаллов пирита; в – стяжение пирита в филлите.  $S_0$  – слоистость,  $S_1$  – кливаж осевой поверхности. Обр. 5026-148 (а), 5026-180 (б), 2033-7 (в).

**Fig. 6.** Post-cleavage transformations of sulfide interlayers in the southern wing of the Kamensk anticline.

а, б – swells of sulfide interlayers with a wide development of pyrite crystals; в – the nodule of pyrite in phyllite.  $S_0$  – layering,  $S_1$  – cleavage of the axial surface. Samples 5026-148 (а), 5026-180 (б), 2033-7 (в).

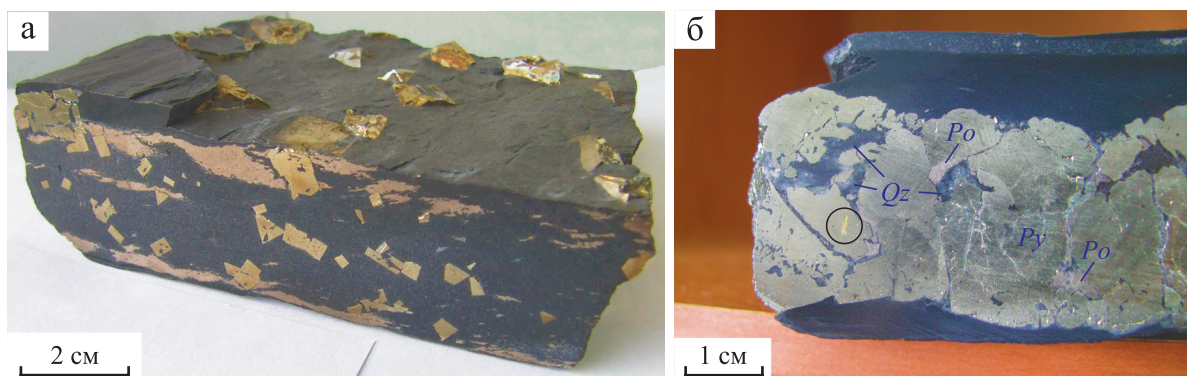


**Рис. 7.** Кливаж осевой поверхности ( $S_1$ ) ориентирован под острым углом к слоистости ( $S_0$ ), в плоскости которого находится пиритовый прослой грубозернистого строения. Северное крыло Каменской антиклинали.

а – скол, б – полированный срез, протравленный азотной кислотой. Обр. ГВ-5.

**Fig. 7.** The cleavage of the axial surface ( $S_1$ ) is oriented at an acute angle to the layering ( $S_0$ ), in the plane of which there is a pyrite interlayer of coarse-grained structure. The northern wing of the Kamensk anticline.

а – chip, б – polished slice etched with nitric acid. Sample GV-5.



**Рис. 8.** Сульфидсодержащие и сульфидные прослой в северном крыле Каменской антиклинали.

а – линзовидно-полосчатые выделения пирротина и кристаллы пирита в алевроитовом сланце; б – пиритовый прослой крупнозернистого строения с гнездами и прожилками кварца в филлитовидном сланце, вверху тонкий прослой анкеритсодержащего алевролита. Кружком выделено включение золота в пирите. *Py* – пирит, *Po* – пирротин, *Qz* – кварц. Обр. ГВ-3 (а), ГВ-1 (б).

**Fig. 8.** Sulfide-containing and sulfide interlayers in the northern wing of the Kamensk anticline.

а – lenticular-striped pyrrhotite secretions and pyrite crystals in siltstone shale; б – pyrite interlayer of coarse-grained structure with nests and quartz veins in phyllite shale, at the top a thin interlayer of ankerite-containing siltstone. The inclusion of gold in pyrite is highlighted with a circle. *Py* – pyrite, *Po* – pyrrhotite, *Qz* – quartz. Samples GV-3 (a), GV-1 (б).

но монолитного строения (рис. 8б), распространены также послойные линзовидные выделения пирротина и цепочки кристаллов пирита. Сульфидные прослой приурочены к филлитовидным сланцам или прослоям алевроитовых сланцев в них.

Для линзовидных выделений пирротина обычно характерно мелкозернистое строение, иногда они содержат значительное количество мелких включений нерудных минералов. Кристаллы пирита, локализованные среди линзочек пирротина, имеют кубическую форму с преобладающим размером от 0.3 до 1.0 см, содержат включения вмещающей породы и нередко окружены тонкими каймами стебельчатого кварца с небольшим количеством хлорита.

Сульфидные прослой пиритового и пирротин-пиритового состава имеют крупно- и грубозернистую структуру. Зерна пирита размером 5–12 мм разделяются выделениями пирротина размером

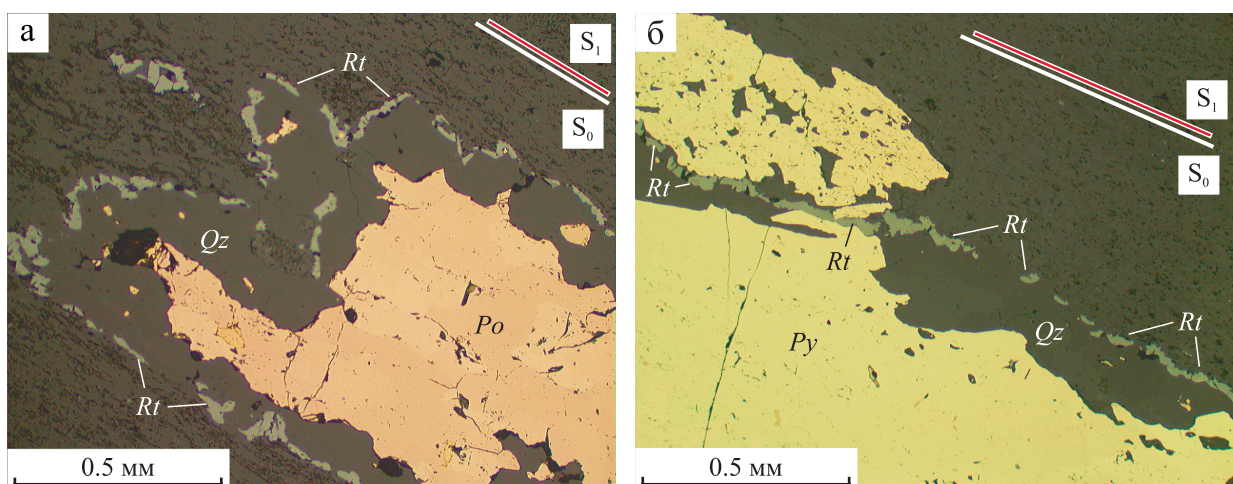
1–10 мм, гнездами и тонкими прожилками кварца. Структура пирротинных выделений обычно средне- и мелкозернистая, но иногда размер индивидов пирротина достигает 5–10 мм. Отмечены разрастание пиритовых прослоев с замещением вмещающей породы, замещение сульфидами тонких прослоев анкеритсодержащего алевролита и пирротина – пиритом. Обращают на себя внимание особенности распределения хлорита в породах. Хлорит сопутствует серициту, образуя с ним совместные лепидобластовые агрегаты, в которых распространены мелкие линзочки хлоритового, хлорит-серицитового или кварц-хлоритового состава. Обычное содержание хлорита в филлитовидных сланцах – 5–10 об. %, в сульфидных прослоях – 2–10 об. %, а в тонких (1–2 мм) полосках, прилегающих к сульфидным прослоям монолитного сложения, его содержание нередко достигает 30–80 об. %.

Самородное золото присутствует в пирротиновых, пирит-пирротиновых и пиритовых прослоях в виде единичных выделений, рассеянных или компактных скоплений среди сульфидов, а также в тонких прожилках и мелких гнездах кварц-карбонатного состава (Онищенко, Сокина, 2021). В частности, в пиритовом прослое (см. рис. 8б) крупное выделение золота удлиненно-неправильной формы размером до 3 мм, сопровождаемое ореолом очень мелких включений, заключено в монозерне пирита.

Пирротиновые и пиритовые линзы и прослои окружены оторочками рутил-кварцевого состава, но в пиритовых прослоях его зерна обычно образуют выступы за пределы рутиловой каймы (рис. 9). Часто реликты этих оторочек в виде цепочек зерен рутила и включений кварца полностью заключены внутри пиритовых прослоев, а их периферическая зона насыщена мелкими и мельчайшими остатками вмещающего филлита. Такое строение пиритовых прослоев свидетельствует о его двукратном формировании, о его разрастании после перерыва путем замещения филлита. Отмечается как одностороннее увеличение толщины пиритового прослоя (см. рис. 7), так и разрастание в обе стороны, в результате которого пиритовый прослой приобретает симметричное строение (рис. 10). Для прослоев пирротинового состава разрастание не характерно. Внешняя оболочка пиритового прослоя формировалась за счет концентрации сульфидного вещества из окружающего пространства в результате собирательной перекристаллизации, при-

чем, как свидетельствуют наблюдения над индивидуальными кристаллами пирита, с частичным замещением пирротина пиритом. Разрастание пиритового прослоя сопровождается формированием карбонат-кварцевых гнезд и прожилков, не выходящих за его пределы. В сульфидных прослоях пирит чаще всего идиоморфен по отношению к пирротину и вмещающей породе и его кристаллы выступают за контуры прослоя, но весьма часто зерна пирита на контакте с вмещающей породой не огранены. При разрастании пиритового прослоя во внешней зоне отмечается многогранный рост поздней генерации пирита в виде мелких кристаллов (см. рис. 10), вокруг которых фрагментарно развиваются тонкие каймы стебельчатого кварца.

В породах северного крыла антиклинали помимо кливажа осевой поверхности распространена еще одна разновидность деформаций – кливаж плейчатости (кренуляционный кливаж), накладывающийся на слоистость и кливаж осевой поверхности. Кливаж плейчатости имеет крутое (50–80°) северное падение (Ванин, Мазукабзов, 2021). Плейчатость в филлите проявляется в смятии слоистых минералов в серии микрофлексур или микроскладок, пигментированных углеродистым веществом. Полоски плейчатости ориентированы под углом 50–60° к слоистости и плоскости кливажа осевой поверхности (рис. 11). В кварц-пирротиновых и кварц-анкерит-пирротиновых прослоях кливаж плейчатости иногда трассируется кварцевыми выделениями (см. рис. 11а, б).

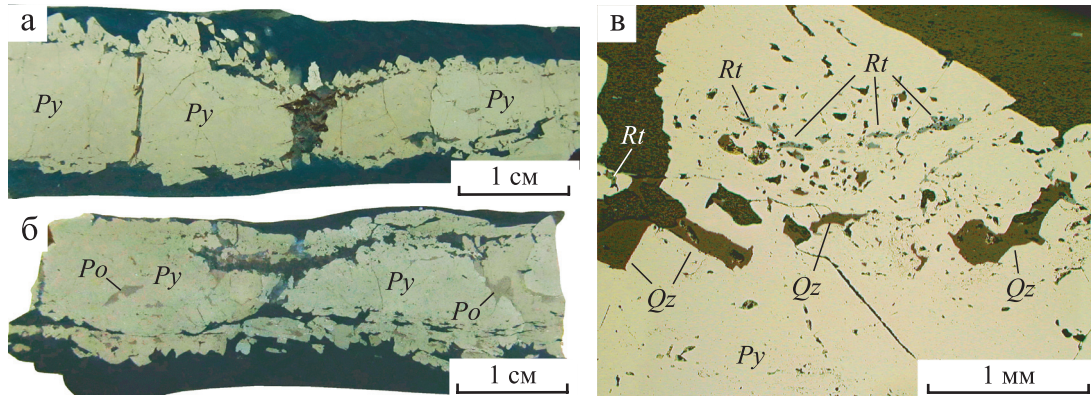


**Рис. 9.** Рутил-кварцевые оторочки вокруг пирротиновых (а) и пиритовых линз (б).

$S_0$  – слоистость,  $S_1$  – кливаж осевой поверхности.  $Po$  – пирротин,  $Py$  – пирит,  $Qz$  – кварц,  $Rt$  – рутил. Полированные шлифы 2296-15.6 (а) и 4446-49.9 (б). Отраженный свет.

**Fig. 9.** Rutile-quartz rims around pyrrhotite (a) and pyrite lenses (b).

$S_0$  – layering,  $S_1$  – cleavage of the axial surface.  $Po$  – pyrrhotite,  $Py$  – pyrite,  $Qz$  – quartz,  $Rt$  – rutile. Polished sections 2296-15.6 (a), 4446-49.9 (b). Reflected light.

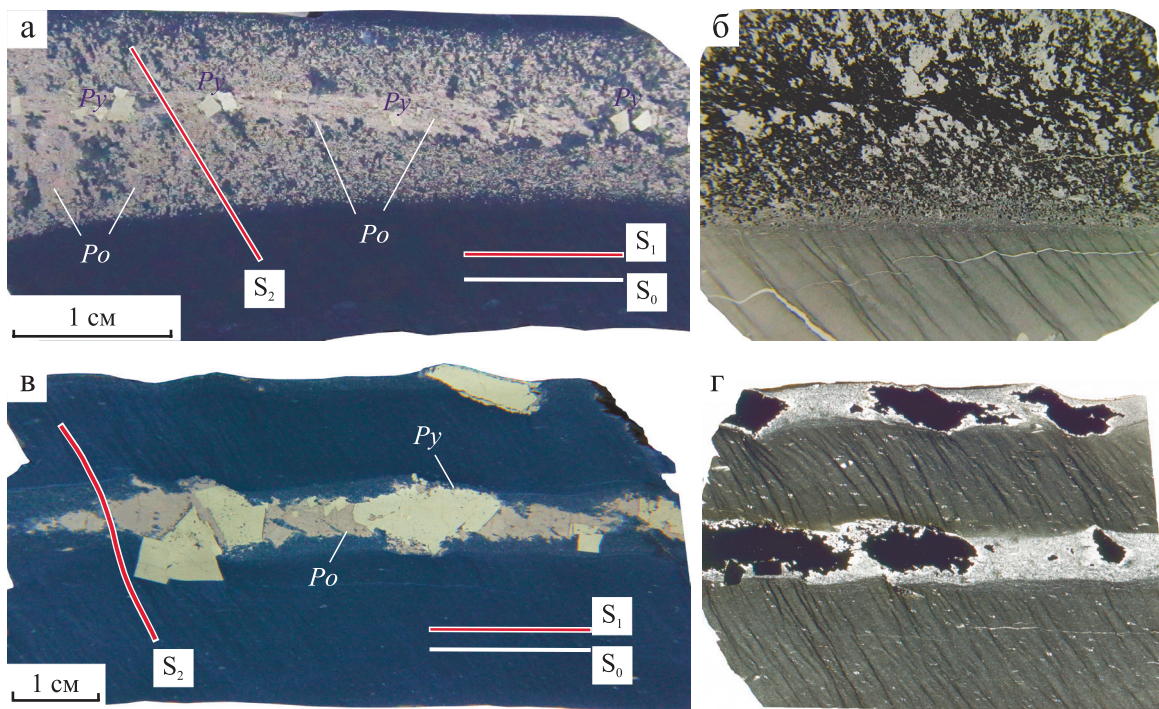


**Рис. 10.** Разрастание пиритовых прослоев.

а, б – центральная часть прослоя сложена крупными зёрнами пирита, дальнейший рост после перерыва, отмеченного включениями кварца и реликтами филлита (чёрное), происходил в виде относительно мелких кристаллов; в – первоначальные границы пиритового прослоя фиксируются выделениями кварца и цепочками зёрен рутила. *Py* – пирит, *Po* – пирротин, *Qz* – кварц, *Rt* – рутил. Образец и полированный шлиф 2180 (а, в), обр. 2191 (б).

**Fig. 10.** Proliferation of pyrite interlayers.

а, б – the central part of the interlayer is composed of large grains of pyrite, further growth after a break marked by inclusions quartz and phyllite relicts (black) occurred in the form of relatively small crystals; в – the initial boundaries of the pyrite interlayer are fixed by quartz secretions and chains of rutile grains. *Py* – pyrite, *Po* – pyrrhotite, *Qz* – quartz, *Rt* – rutile. Sample and polished section 2180 (а, в), sample 2191 (б).



**Рис. 11.** Взаимоотношения слоистости ( $S_0$ ) с кливажом плейчатости (кренуляционным;  $S_2$ ) в северном крыле Каменской антиклинали.

Кливаж осевой поверхности ( $S_1$ ) практически совпадает со слоистостью. *Po* – пирротин, *Py* – пирит. а, б – образец и шлиф 2182; в, г – образец и шлиф ГВ-11; б, г – проходящий свет.

**Fig. 11.** The relationship of layering ( $S_0$ ) with the crenulation cleavage ( $S_2$ ) in the northern wing of the Kamensk anticline.

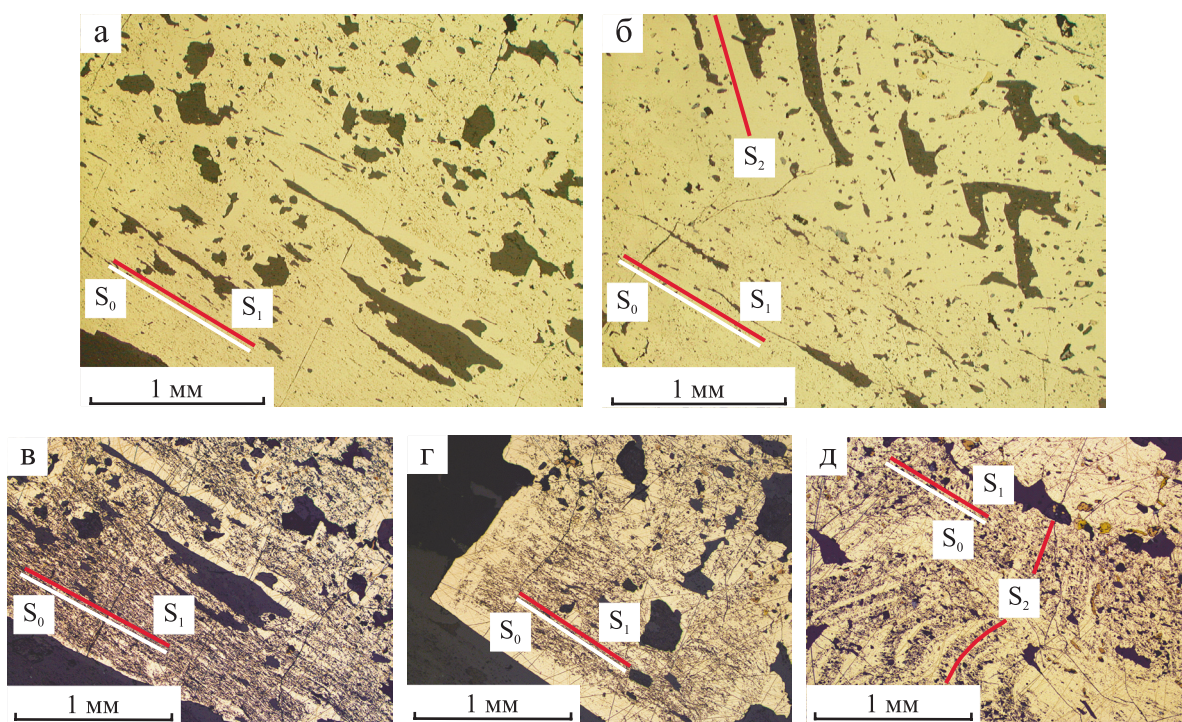
The cleavage of the axial surface ( $S_1$ ) practically coincides with the layering. *Po* – pyrrhotite, *Py* – pyrite. а, б – sample and thin section 2182; в, г – sample and thin section GV-11; б, г – transmitted light.

В пиритовых прослоях, особенно в периферической их части, нередко присутствуют полосы, содержащие многочисленные включения нерудных минералов, ориентированные параллельно контактам слоя и плоскости кливажа (рис. 12а). Кроме того, в пиритовых прослоях отмечаются группы удлиненных кварцевых включений, ориентированных под значительным углом к слоистости, которые, видимо, отражают направление кливажа плейчатости (рис. 12б). При травлении полированной поверхности шлифа более контрастно проявляются ориентированное положение включений нерудных минералов (рис. 12в) и зональное строение кристаллов пирита в краевой части пиритового прослоя (рис. 12г). Кроме того, строение пирита иногда усложнено сериями тонких чистых полосочек, ориентированных под углом к слоистости, которые, возможно, являются залеченными полосами кливажа плейчатости (рис. 12д).

Характерные для пород хомолхинской свиты процессы замещения пирротина пиритом и ильменита рутилом приводят к увеличению железисто-

сти хлоритов и карбонатов, что обусловлено перераспределением серы и железа между минеральными фазами (Онищенко, Сокина, 2021). В рудной толще месторождения замещение ильменита рутилом не проявлено и, таким образом, увеличение железистости хлоритов и карбонатов вызвано главным образом замещением пирротина пиритом. В пирротиновых прослоях, замещаемых метакристаллами пирита, изменение состава хлоритов и карбонатов проявлено в наглядной форме (рис. 13). Вариации состава Fe-Mg-минералов удобно выражать величиной их железистости  $Fe/(Fe + Mg)$  с атомными соотношениями между элементами.

В обр. 2182 (см. рис. 11а, б; рис. 13а, б) сульфидный прослой, заключенный в филлите, имеет пирит-кварц-пирротиновый состав, присутствует небольшое количество хлорита и серицита, а карбонатные минералы отсутствуют. Идиоморфные кристаллы пирита размером 0.5–2.0 мм цепочкой протягиваются в центральной части прослоя. В пирите прослеживаются реликты замещаемого субстрата. Железистость первичного магнезиального

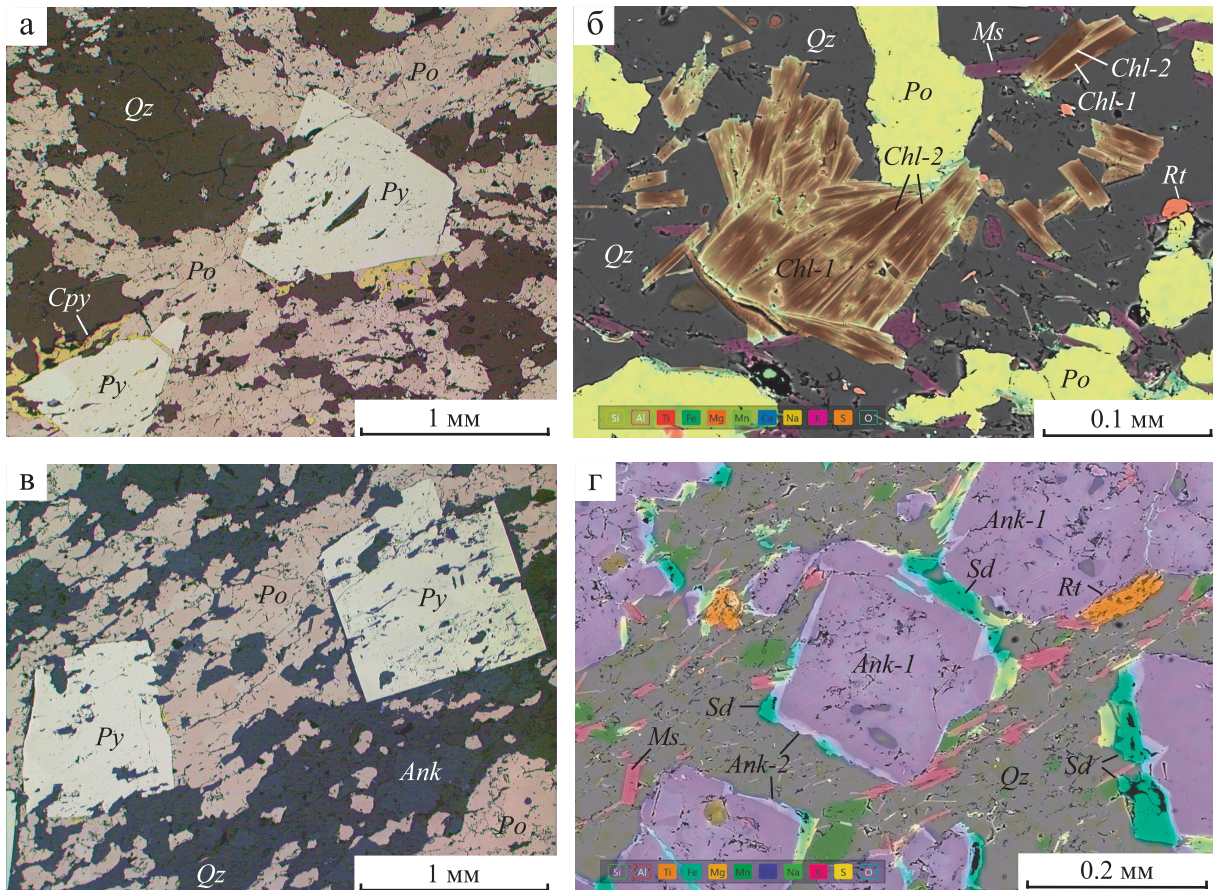


**Рис. 12.** Внутреннее строение пиритового прослоя.

а–д – ориентированные по слоистости  $S_0$  и кливажу осевой поверхности  $S_1$  включения нерудных минералов в пирите; б, д – группы удлиненных кварцевых включений и серии тонких чистых полосочек, ориентированные под углом к слоистости, отражают, видимо, направление кливажа плейчатости  $S_2$ . Отраженный свет (а–д), после травления азотной кислотой (в–д). Полированный шлиф 2124.

**Fig. 12.** The internal structure of the pyrite interlayer.

а–д – inclusions of non-metallic minerals in pyrite oriented by layering  $S_0$  and cleavage of the axial surface  $S_1$ ; б, д – groups of elongated quartz inclusions and a series of thin clean stripes oriented at an angle to the layering, apparently reflect the direction of the crenulation cleavage  $S_2$ . Reflected light (а–д), after etching with nitric acid (в–д). Polished section 2124.



**Рис. 13.** Минеральные преобразования в кварц-пирротиновом (а, б) и кварц-карбонат-пирротиновом (в, г) прослоях.

а – метакристаллы пирита развиваются в агрегатах пирротина; б – магнезиальный хлорит *Chl-1* замещается железистым хлоритом *Chl-2* в виде периферических каемок и пластинок по спайности; в – метакристаллы пирита развиваются в агрегатах пирротина с сохранением текстуры замещаемой породы; г – повышение железистости во внешней зоне кристаллов анкерита и образование сидерита. *Po* – пирротин, *Py* – пирит, *Cpy* – халькопирит, *Ank* – анкерит, *Sd* – сидерит, *Qz* – кварц, *Ms* – серицит, *Rt* – рутил. Изображения в отраженном свете (а, в) и многослойные в характеристическом излучении элементов (б, г). Полированные шлифы 2182 (а, б) и 2126-2 (в, г).

**Fig. 13.** Mineral transformations in quartz-pyrrhotite (а, б) and quartz-carbonate-pyrrhotite (в, г) interlayers.

а – pyrite metacrystals develop in pyrrhotite aggregates; б – magnesian chlorite *Chl-1* is replaced by ferruginous chlorite *Chl-2* in the form of peripheral edges and cleavage plates; в – pyrite metacrystals develop in pyrrhotite aggregates while preserving the texture of the replaced rock; г – increased ferruginousness in the outer zone of ankerite crystals and the formation of siderite. *Po* – pyrrhotite, *Py* – pyrite, *Cpy* – chalcopyrite, *Ank* – ankerite, *Sd* – siderite, *Qz* – quartz, *Ms* – sericite, *Rt* – rutile. Images in reflected light (а, в) and multilayer in the characteristic radiation of elements (б, г). Polished sections 2182 (а, б) and 2126-2 (в, г).

хлорита *Chl-1* составляет 0.17, железистость развивающегося по нему *Chl-2* увеличивается до 0.55. Пирротин имеет состав  $Fe_{0.90-0.91}S$ , пирит –  $Fe_{1.00}S_{2.00}$ , халькопирит –  $Cu_{0.93}Fe_{1.03}S_{2.04}$ .

В обр. ГВ-11 (см. рис. 11в, г) сульфидный прослой имеет карбонат-кварц-пирит-пирротиновый состав с небольшим количеством серицита и хлорита. Пирит развивается в виде крупных (3–10 мм) зерен и идиоморфных метакристаллов. Содержит мелкие включения нерудных минералов, пирротина и халькопирита. Карбонаты, составляющие 10–15% объема прослоя, образуют идиоморфные кристаллы размером 0.1–0.3 мм. Слож-

ны они преимущественно анкеритом-1, периферическая зона кристаллов – анкеритом-2 и в небольшом количестве низкомагнезиальным сидеритом. Железистость анкерита-1 составляет 0.20–0.27, анкерита-2 – 0.35–0.45. Типичные составы карбонатов: *Ank-1*  $Ca_{1.00}Mg_{0.72}Fe_{0.23}Mn_{0.05}(CO_3)_2$ , *Ank-2*  $Ca_{0.99}Mg_{0.55}Fe_{0.40}Mn_{0.06}(CO_3)_2$ , *Sd*  $Fe_{0.84}Ca_{0.11}Mg_{0.01}Mn_{0.04}CO_3$ . В хлорите также проявлено замещение первичного магнезиального хлорита-1 с железистостью 0.33–0.34 хлоритом-2 с железистостью 0.59–0.61. Пирротин имеет состав  $Fe_{0.88-0.93}S$ .

В обр. 2126-2 (см. рис. 13в, г) сульфидный прослой сложен кварц-карбонат-пирротиновым агрега-

том, в котором развиваются метакристаллы пирита размером до 5 мм, часто в них сохраняются реликты замещаемого субстрата. Карбонаты, составляющие 15–20% объема прослоя, образуют идиоморфные кристаллы размером 0.1–0.3 мм. Сложены они преимущественно анкеритом-1, периферическая зона кристаллов – анкеритом-2. Железистость анкерита-1 составляет 0.14–0.22, анкерита-2 – 0.33–0.40. Внешние зоны кристаллов анкерита замещаются низкомagneзиальным сидеритом. Типичные составы карбонатов: *Ank-1*  $\text{Ca}_{1.00}\text{Mg}_{0.81}\text{Fe}_{0.16}\text{Mn}_{0.03}(\text{CO}_3)_2$ , *Ank-2*  $\text{Ca}_{0.99}\text{Mg}_{0.60}\text{Fe}_{0.35}\text{Mn}_{0.06}(\text{CO}_3)_2$ , *Sd*  $\text{Fe}_{0.84}\text{Ca}_{0.12}\text{Mg}_{0.01}\text{Mn}_{0.03}\text{CO}_3$ . Мелкие пластиночки хлорита имеют железистость 0.47–0.60, т. е. по составу соответствуют *Chl-2*, но реликты первичного хлорита не выявлены. Пирротин имеет состав  $\text{Fe}_{0.89-0.90}\text{S}$ , пирит –  $\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.00}$ .

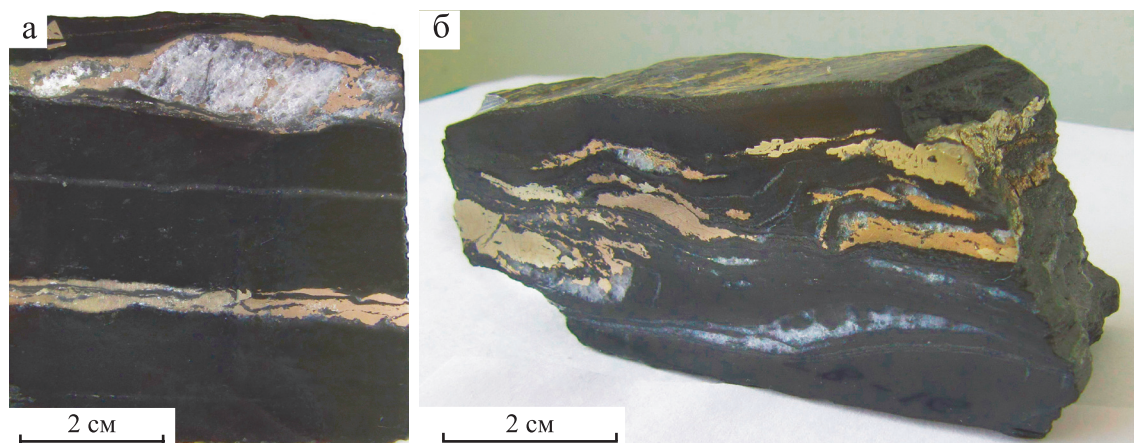
В результате метаморфической перекристаллизации сульфидные прослои приобретают крупнозернистое строение, сопровождаются кварцевыми оторочками, гнездами и обособлениями, в связи с чем имеют некоторое сходство с послойными прожилками. Кварц участвует в процессе метаморфических преобразований совместно с сульфидами. Мелкокристаллический кварц образует тонкие (0.3–1.5 мм) каймы вокруг сульфидных прослоев, а также тонкие прожилки и неправильной формы гнезда среди сульфидного агрегата, составляя 5–20% объема сульфидных прослоев. Характерно, что кварцевые прожилки не выходят за пределы сульфидных прослоев, даже если они ориентированы перпендикулярно их контактам. Размеры кварцевых гнезд или линзовидных обособлений

составляют 2–10 мм (см. рис. 8б), изредка больше (рис. 14а). При общем моноклиальном залегании пород в северном крыле Каменской антиклинали отмечаются межслоевые смещения, сопровождающиеся складками волочения, в которых жильный кварц выполняет полости отслоения (рис. 14б).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерными компонентами терригенных пород хомолхинской свиты являются линзовидные прослои и послойная вкрапленность пирротина и пирита с отчетливо выраженным литологостратиграфическим контролем их распространения, что свидетельствует о первично-осадочном происхождении сульфидной минерализации. Отложения хомолхинской свиты формировались как глубоководные турбидитные осадки склона и котловины задугового бассейна (Немеров и др., 2010). Значительную роль в формировании сульфидосодержащих осадков в рудоносной толще месторождения Голец Высочайший и перекрывающих отложениях (по результатам изучения изотопного состава сульфидной серы) играли гидротермально-осадочные процессы (Кряжев, 2017). Первичная золотоносность сульфидосодержащих осадков нами предполагается по аналогии с соседними месторождениями Сухой Лог и Вернинское (Large et al., 2007; Кряжев, 2017).

Первичные породы представляли собой переслаивающиеся глинистые сланцы и алевролиты, в различной степени насыщенные дисперсным сульфидным материалом и органическим веществом.



**Рис. 14.** Кварц в сульфидных прослоях.

а – кварцевое обособление в пирротитовом прослое; б – дислоцированные и перекристаллизованные анкерит-пирит-пирротитовые слои с жильным кварцем в полостях отслоения. Обр. 1020-214 (а), ГВ-16 (б).

**Fig. 14.** Quartz in sulfide interlayers.

а – quartz segregation in the pyrrhotite interlayer; б – dislocated and recrystallized ankerite-pyrite-pyrrhotite layers with vein quartz in the separation cavities. Samples 1020-214 (а), GV-16 (б).

Осадочно-диагенетические сульфиды в районе месторождения Голец Высочайший нами не выявлены; все породы, в том числе сульфидные и сульфидсодержащие прослои, перекристаллизованы. Можно предполагать, что процессы оформления сульфидных и сульфидсодержащих прослоев начались еще на стадии диагенеза осадков, как это наблюдается в черносланцевых отложениях верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты в Западной Сибири (Эдер, 2020) или основании ордовикских диоктионемовых сланцев Прибалтики (Гаврилов, 2010). При метаморфизме в условиях зеленосланцевой фации происходило преобразование пород с дальнейшим концентрированием сульфидного вещества при сохранении его послойного распределения.

По взаимоотношениям послойно локализованных сульфидных выделений с деформационными структурами в районе месторождения Голец Высочайший выделяются две стадии их преобразований. На первой стадии, соответствующей основной фазе складчатости, формируется кливаж пород, вызванный перекристаллизацией слоистых минералов и их ориентацией параллельно осевой поверхности складок. Последующие деформационные процессы с учетом представлений, приведенных в работах (Ванин, Мазукабзов, 2021; Ванин и др., 2022), трансформировали кливаж осевой поверхности в сланцеватость и привели к формированию межслоевых складок волочения. В заключительный период этой стадии образуется дискретно проявленный кливаж плойчатости (кренуляционный).

Сульфидсодержащие прослои подвергались складчатым деформациям совместно с вмещающими породами (см. рис. 2, 4, 5). Перекристаллизация пород на первой стадии преобразований сопровождалась консолидацией пирротиновых и пиритовых прослоев с образованием вокруг них кварц-рутиловых оболочек, формирующихся путем перекристаллизации обильной тонкой вкрапленности рутила в исходной породе. При секущем характере кливажа по отношению к слоистости деформации вызывали разлинзование сульфидных прослоев с ориентировкой линзочек по кливажу. Линзочки сопровождаются кварц-рутиловыми оторочками.

Вторая стадия метаморфических преобразований пород характеризовалась незначительными деформациями, не сопоставимыми по величине со складчато-надвиговыми деформациями первой стадии, и проявлялась в сульфидных прослоях главным образом в образовании кайм стебельчатого (шестоватого) кварца вокруг идиоморфных кристаллов пирита. Минеральные преобразования второй стадии характеризуются ростом метакристаллов пирита и их агрегатных послойных скоплений, в которых хорошо просматриваются реликты ранее рассланцованных пород, замещением пирротина пиритом, ильменита – рутилом и изменением

состава хлоритов и карбонатов. Кварц-рутиловые оторочки, образовавшиеся на первой стадии, прослеживаются в виде цепочек рутила в пиритовых прослоях и крупных кристаллах пирита.

Сульфидные прослои в существенной мере являются метаморфогенными образованиями, nasledующими первичное послойное распределение сульфидного вещества. Тектоническое развитие района завершилось хрупкими деформациями с образованием по трещинам кварцевых жил с незначительным количеством сульфидов.

Первая стадия преобразований сульфидных прослоев обусловлена складкообразованием, сопровождаемым синскладчатым метаморфизмом, вторая, видимо, связана с зональным региональным метаморфизмом, на регрессивной стадии которого внедрились гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса.

Метаморфические преобразования, по данным изучения флюидных включений в кварцевых оболочках и гнездах, заключенных в сульфидных прослоях, протекали в температурном интервале 230–510°C при участии окисленных углекислотноводных флюидов и восстановленных метаназотных флюидов (Сокерина и др., 2016).

Процессы деформации и перекристаллизации сульфидных прослоев, наблюдающиеся на месторождении Голец Высочайший, проявлены в ряде других месторождений Бодайбинского рудного района. На месторождении Сухой Лог, приуроченном к сильнодеформированным отложениям холмхинской свиты, в образовании пирита выделяются осадочно-диагенетическая, синдеформационная и позднедеформационная стадии. Пириты соответствующих стадий различаются формой, размерами, наличием ориентированных реликтов вмещающей матрицы и синдеформационного кварца шестоватого (стебельчатого) строения. В целом эволюция пирита заключается в смене микрокристаллических и фрамбоидальных его выделений, характерных для осадочно-диагенетической стадии, крупнокристаллическими формами последующих стадий. Наиболее золотоносными являются послойные кварц-пиритовые прожилки, смятые в мелкие складки в процессе основного периода складчатости. Центральная часть прожилков, выполненная пиритом, окаймляется шестоватым кварцем, волокна которого параллельны кливажу. Наряду с послойными кварц-пиритовыми прожилками отмечаются прожилки такого же состава, ориентированные по кливажу (Large et al., 2007). Фактически послойные кварц-пиритовые прожилки являются трансформированными сульфидными прослоями, поскольку, как указывают сами авторы (Large et al., 2007), в их ядерной части повсеместно распространен пирит синдиагенетического и главным образом докливажного и синдеформационного происхождения, в котором прослеживается



строение, унаследованное при замещении отдельных прослоев вмещающих черных сланцев. В итоге авторы (Large et al., 2007) приходят к выводу, что до складкообразования или в его начале минерализация месторождения Сухой Лог, вероятно, была представлена прерывистыми пиритовыми прослоями, а также изолированными нодулями и агрегатами пирита.

На месторождении Угахан в рудовмещающей песчано-сланцевой флишоидной толще бужуихтинской свиты широко распространены сингенетичные пирротиновые слои. В процессе складчатости пирротиновые прослои часто деформировались в мелкие складки, разлинзовывались в плоскости кливажа осевой поверхности с ориентировкой линз и новообразованных (перекристаллизованных) линзовидных зерен по кливажу. Порфириобласты пирита формировались в пирротиновых слоях позднее основной деформации (Иванов, 2017).

На месторождении Голец Высочайший золото участвовало в процессе метаморфических преобразований совместно со всей сульфидсодержащей толщей осадочных пород. Самородное золото, помимо вкрапленности в пирите и пирротине, заключено в кварц-карбонатных обособлениях и прожилках в сульфидных прослоях, что указывает на перераспределение золота при метаморфизме пород, но масштабы его перемещения остаются неизвестными. Возможно, что контуры рудной залежи в общих чертах отражают первичное распределение золота в осадочных породах (Онищенко, Сокина, 2021). Для других месторождений, локализованных в черносланцевых толщах, первично обогащенных золотом, для образования промышленных руд обычно предполагается более значительная его миграция при гидротермально-метаморфических процессах (Буряк, 1982; Large et al., 2007, 2011; Thomas et al., 2011; Tarasova et al., 2020; и др.). В альтернативных магматогенно-гидротермальных моделях образование месторождений имеет наложенный характер и связывается с поступлением золотоносных флюидов в осадочные породы по зонам складчато-надвиговых деформаций и рассланцевания (Юдовская и др., 2011; Yudovskaya et al., 2016; Иванов, 2017).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что в районе месторождения Голец Высочайший сульфидные и сульфидсодержащие прослои при пластических динамометаморфических преобразованиях горных пород подвергаются деформации и перекристаллизации совместно с вмещающими алевропелитовыми породами. По взаимоотношениям послонно локализованных сульфидных выделений с элементами тектоники выделяются две стадии их преобразований.

При складчато-надвиговых деформациях первой стадии формируется кливаж пород, вызванный перекристаллизацией пород и ориентацией слоистых минералов параллельно осевой поверхности складок. Сульфидные прослои подвергаются разлинзованию с ориентировкой линз по кливажу.

Метаморфические преобразования второй стадии, не сопровождающиеся значительными деформациями, проявляются в сульфидных и сульфидсодержащих прослоях в собирательной перекристаллизации слагающих их минералов, выражающейся в укрупнении зерен, идиобластическом росте пирита, увеличении толщины сульфидных прослоев с замещением окружающих пород, деформированных на предыдущем этапе. Для этой же стадии характерны изменения минерального состава пород, проявляющиеся в замещении пирротина пиритом и увеличении железистости хлоритов и карбонатов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев Б.С. (1992) Пирит золоторудных месторождений. М.: Наука, 143 с.
- Ахмедов А.М., Крупеник В.А. (1990) Турбидитные режимы седиментации и колчеданообразование в раннепротерозойском Печенгском бассейне. *Сов. геология*, (11), 51-60.
- Аюпова Н.Р., Масленников В.В., Артемьев Д.А., Блинов И.А. (2019) Минералого-геохимические особенности конкреций пирита из сульфидных турбидитов Талганского медно-цинково-колчеданного месторождения (Южный Урал). *Литология и полез. ископаемые*, (6), 518-539. <https://doi.org/10.31857/S0024-497X20196518-539>
- Буряк В.А. (1982) Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 256 с.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 156 с.
- Ванин В.А., Мазукабзов А.М. (2021) Структура золоторудного месторождения Голец Высочайший (Северное Забайкалье). *Геодинамика и тектонофизика*, **12**(1), 60-75. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0512>
- Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С., Блинов А.В., Тарасова Ю.И. (2022) Наложенные деформации герцинского времени в структуре месторождения Голец Высочайший (Байкало-Патомский пояс),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные. *Геодинамика и тектонофизика*, **13**(1), 0575. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0575>
- Гаврилов Ю.О. (2010) Диагенетическая миграция сульфидов в отложениях различных обстановок седиментации. *Литология и полез. ископаемые*, **45**(2), 133-150.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р. (1975) Текстуры и структуры руд гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 173 с.
- Жабин А.Г. (1979) Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 275 с.

- Иванов А.И. (2008) Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района. *Руды и металлы*, (3), 43-61.
- Иванов А.И. (2014) Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 215 с.
- Иванов А.И. (2017) Роль метаморфических условий преобразования углеродистых карбонатно-терригенных отложений для формирования золотого оруденения на разных этапах коллизионной эпохи развития Байкало-Патомской металлогенической провинции. *Отеч. геология*, (4), 3-23.
- Кряжев С.Г. (2017) Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах. *Отеч. геология*, (1), 28-38.
- Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. (2009) Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным. *Геохимия*, (10), 1108-1117.
- Масленников В.В. (2006) Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМН УрО РАН, 384 с.
- Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. (2010) Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах Байкало-Патомского региона. *Геология и геофизика*, **51**(5), 729-747.
- Онищенко С.А. (2012) Метакристаллы пирита в рудах месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район). *Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества*. Мат-лы минерал. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 302-304.
- Онищенко С.А. (2013) Ильменит и рутил в отложениях хомолхинской свиты (Хомолхинский рудный узел, Ленский золотоносный район). *Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения – 2013)*. Мат-лы минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 105-109.
- Онищенко С.А., Сокерина Н.В. (2021) Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район). *Геология рудн. месторождений*, **63**(2), 154-173. <https://doi.org/10.31857/S0016777021020040>
- Паленова Е.Е., Белогуз Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г. (2015) Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА И ЛА-ИСП-МС. *Геология рудн. месторождений*, **57**(1), 71-92. <https://doi.org/10.7868/S0016777015010025>
- Петтиджон Ф.Дж. (1975) Осадочные породы. М.: Недра, 751 с.
- Сафина Н.П., Масленников В.В., Масленникова С.П., Котляров В.А., Данюшевский Л.В., Ларж Р.Р., Блинов И.А. (2015) Полосчатые сульфидно-магнетитовые руды Маукского медноколчеданного месторождения (Средний Урал): состав и генезис. *Геология рудн. месторождений*, **57**(3), 221-238. <https://doi.org/10.7868/S0016777015030053>
- Сокерина Н.В., Онищенко С.А., Исаенко С.И. (2016) Флюидный режим формирования золоторудного месторождения Голец Высочайший (Ленский золотоносный район). *Вестн. ИГ Коми НЦ УрО РАН*, (7), 3-9. <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-7-3-9>
- Скрипченко Н.С. (1972) Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 216 с.
- Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. (2021) Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь). *Записки РМО*, **150**(1), 63-75. <https://doi.org/10.31857/S0869605521010123>
- Целуйко А.С., Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П. (2017) Минеральные и текстурно-структурные особенности рудных фаций Юбилейного медно-колчеданного месторождения (Южный Урал). *Изв. вузов. Геол. и разведка*, (4), 50-56.
- Шевкунов А.Г., Масленников В.В., Ларж Р.Р., Масленникова С.П., Данюшевский Л.В. (2018) Геохимические особенности разновидностей пирита золоторудного месторождения Кумтор, Кыргызстан. *Минералогия*, **4**(4), 22-40.
- Эдер В.Г. (2020) Пиритизация пород зон перехода черносланцевой толщи к вмещающим отложениям на примере баженовской свиты Западной Сибири. *Литология и полез. ископаемые*, **55**(3), 257-271. <https://doi.org/10.31857/S0024497X20030027>
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1988) Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 272 с.
- Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов В.В., Мохов А.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. (2011) Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U-Th-Pb-изотопного SHRIMP-датирования аксессуарных минералов. *Геология рудн. месторождений*, **53**(1), 32-64.
- James H.L. (1954) Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, **49**, 235-293.
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonate sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **106**, 331-358. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.3.331>
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>
- Melezhik V.A., Grinenko L.N., Fallick A.E. (1998). 2000-Ma sulphide concretions from the 'Productive' Formation of the Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: genetic history based on morphological and isotopic evidence. *Chem. Geol.*, **148**(1-2), 61-94. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00021-7)
- Rickard D. (2012) Sulfidic sediments and sedimentary rocks, developments in sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 801 p.
- Safina N.P., Melekestseva I.Y., Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Artemyev D.A., Блинов И.А. (2020) Authigenesis at the Urals massive sulfide deposits: insight from pyrite nodules hosted in ore diagenites. *Minerals*, **10**(2), 193. <https://doi.org/10.3390/>

min10020193

- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. (2020) Mineralogical and Isotope-Geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and Pb-Pb) Characteristics of the Krasniy Gold Mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining Ore-Forming Mechanisms and the Model for Sukhoi Log-Type Deposits. *Ore Geol. Rev.*, **119**, 103365. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365>
- Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Econ. Geol.*, **106**, 1-31. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.1.1>
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. (2016) Gold mineralization and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.*, (7), 453-481. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.010>
- Akhmedov A.M., Krupenik V.A. (1990). Turbidity conditions of sedimentation and pyrite formation in the Early Proterozoic Pechenga Basin. *Sov. Geol.*, (11), 51-60. (In Russ.)
- Andreev B.S. (1992) Pyrite of gold deposits. Moscow, Nauka Publ., 143 p. (In Russ.)
- Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Artem'ev D.A., Blinov I.A. (2019) Mineralogical and geochemical features of pyrite nodules from sulfide turbidites in the Talgan Cu-Zn massive sulfide deposit (Southern Urals). *Litol. Miner. Resour.*, **54**(6), 447-464 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (6), 518-539). <https://doi.org/10.1134/S0024490219060026>
- Buryak V.A. (1982) Metamorphism and ore formation. Moscow, Nedra Publ., 256 p. (In Russ.)
- Buryak V.A., Khmelevskaya N.M. (1997) Sukhoi Log, one of the greatest gold deposits in the world: Genesis, distribution patterns, prospecting criteria. Vladivostok, Dal'nauka Publ., 156 p. (In Russ.)
- Distanov E.G., Kovalev K.R. (1975) Textures and structures of ores of hydrothermal-sedimentary pyrite-polymetallic ores of the Ozernoye deposit. Novosibirsk, Nauka Publ., 173 p. (In Russ.)
- Eder V.G. (2020) Pyritization of rock in black shale/host rock transition zones: evidence from the Bazhenov formation (Western Siberia). *Lithol. Miner. Resour.*, **55** (3), 218-230 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (3), 257-271). <https://doi.org/10.1134/S0024490220030025>
- Gavrilov Y.O. (2010) Diagenetic migration of sulfides in sediments accumulated in different sedimentation setting. *Lithol. Miner. Resour.*, **45**(2), 120-135 (translated from *Litol. Polez. Iskop.*, (2), 133-150).
- Ivanov A.I. (2008) Main features of the geological structure and gold potential of the Bodaibo ore cluster. *Rudy i Metally*, (3), 43-61. (In Russ.)
- Ivanov A.I. (2014) Gold of Baikal-Patom: Geology, Mineralization, and Prospects. Moscow, TsNIGRI, 215 p. (In Russ.)
- Ivanov A.I. (2017) Role of metamorphic conditions of transformation of carbonaceous carbonate-terrigenous sediments for the formation of gold mineralization at different stages of collisional stages of the evolution of the Baikal-Patom metallogenic province. *Otechestvennaya Geol.*, (4), 3-23. (In Russ.)
- James H.L. (1954) Sedimentary facies of iron formation. *Econ. Geol.*, **49**, 235-293.
- Kryazhev S.G. (2017) Isotope-geochemical and genetic models of gold deposits in the carbonaceous-terrigenous sequences. *Otechestvennaya Geol.*, (1), 28-38. (In Russ.)
- Kryazhev S.G., Ustinov V.I., Grinenko V.A. (2009) Fluid regime at the Sukhoi Log gold deposit: isotopic evidence. *Geochem. Int.*, **47**(10), 1041-1049 (translated from *Geokhimiya* (10), 1108-1117). <https://doi.org/10.1134/S0016702909100085>
- Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V. (2011) A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*, **106**, 331-358. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.3.331>
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. (2007) Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena gold province, Russia. *Econ. Geol.*, **102**, 1233-1267. <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.102.7.1233>
- Maslennikov V.V. (2006) Lithogenesis and massive sulfide deposits formation. Miass, Institut Mineralogii, 384 p. (In Russ.)
- Melezhik V.A., Grinenko L.N., Fallick A.E. (1998). 2000-Ma sulphide concretions from the 'Productive' Formation of the Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: genetic history based on morphological and isotopic evidence. *Chem. Geol.*, **148**(1-2), 61-94. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00021-7)
- Nemerov V.K., Razvozhayeva E.A., Budyak A.E., Stanovich A.M., Kornilova T.A. (2010) Biogenic sedimentation factors of mineralization in the neoproterozoic strata of the Baikal-Patom region. *Russ. Geol. Geophys.*, **51**(5), 572-586 (translated from *Geol. Geofiz.*, **51**(5), 729-747).
- Onishchenko S.A. (2012) Pyrite metacrystals in the ores of the Golets Vysochaishii deposit (Lena gold district). *Crystalline and Solid Non-Crystalline State of Mineral Matter*. Proc. Mineral. Seminar. Syktyvkar, Geoprint Publ., 302-304. (In Russ.)
- Onishchenko S.A. (2013) Ilmenite and rutile in sediments of the Khomolkhin Formation (Khomolkhin ore cluster, Lena gold province). *Modern Problems of Theoretical, Experimental, and Applied Mineralogy (Yushkin Reading - 2013)*. Proc. Mineral. Seminar. Syktyvkar, IG Komi NTs UrO RAN, 105-109. (In Russ.)
- Onishchenko S.A., Sokerina N.V. (2021) Features of the Formation of the Golets Vysochaishii Gold-Ore Black-Shale Deposit (Bodaibo Ore District). *Geol. Ore Depos.*, **63**(2), 138-155 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **63**(2), 154-173). <https://doi.org/10.1134/S1075701521020045>
- Palenova E.E., Belogub E.V., Novoselov K.A., Maslennikov V.V., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Plotinskaya O.Y., Griboedova I.G., Kuzmenko A.A. (2015) Chemical evolution of pyrite at the Kopylovsky and Kavkaz black shale-hosted gold deposits, Bodaybo district, Russia: evidence from EPMA and LA-ISP-ms data. *Geol. Ore Depos.*, **57**(1), 64-84 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57**(1), 71-92). <https://doi.org/10.1134/>

- S107570151501002X
- Pettijohn F.J. (1975) *Sedimentary Rocks*. 3rd ed. N.Y., Harper and Row, 628 p.
- Rickard D. (2012) *Sulfidic sediments and sedimentary rocks, developments in sedimentology*. Amsterdam, Elsevier, 801 p.
- Safina N.P., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Kotlyarov V.A., Blinov I.A., Danyushevsky L.V., Large R.R. (2015) Banded sulfide-magnetite ores of Mauk copper massive sulfide deposit, Central Urals: composition and genesis. *Geol. Ore Depos.*, **57**(3), 197-212 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **57**(3), 221-238). <https://doi.org/10.1134/S1075701515030058>
- Safina N.P., Melekestseva I.Y., Ayupova N.R., Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Artemyev D.A., Blinov I.A. (2020) Authigenesis at the Urals massive sulfide deposits: insight from pyrite nodules hosted in ore diagenites. *Minerals*, **10**(2), 193. <https://doi.org/10.3390/min10020193>
- Shevkunov A.G., Maslennikov V.V., Large R.R., Maslennikova S.P., Danyushevsky L.V. (2018) Geochemical features of pyrite types of the Kumtor gold deposit, Kyrgyzstan. *Mineralogiya*, **4**(4), 22-40. (In Russ.)
- Skipchenko N.S. (1972) Hydrothermal-sedimentary sulfide ores of basaltoid formations. Moscow, Nedra Publ., 216 p. (In Russ.)
- Sokerina N.V., Onishchenko S.A., Isaenko S.I. (2016) Fluid regime of formation of the Golets Vysochaishii gold deposit, Lena gold province. *Vestn. Inst. Geol. Komi NTs UrO RAN*, (7), 3-9. (In Russ.). <https://doi.org/10.19110/2221-1381-2016-7-3-9>
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. (2020) Mineralogical and Isotope-Geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and Pb-Pb) Characteristics of the Krasniy Gold Mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining Ore-Forming Mechanisms and the Model for Sukhoi Log-Type Deposits. *Ore Geol. Rev.*, **119**, 103365. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103365>
- Tarasova Yu.I., Budyak A.E., Ivanov A.V., Goryachev N.A., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Radomskaya T.A., Blinov A.V., Babyak V.N. (2021) Typomorphism, ty-pochemistry, and isotope-geochemical characteristics of iron sulfides of the Golets Vysochaishiy deposit (Eastern Siberia). *Zapiski RMO*, **150**(1), 63-75. (In Russ.). <https://doi.org/10.31857/S0869605521010123>
- Thomas H.V., Large R.R., Bull S.W., Maslennikov V.V., Berry R.F., Fraser R., Froud S., Moye R. (2011) Pyrite and pyrrhotite textures and composition in sediments, laminated quartz veins, and reefs at Bendigo gold mine, Australia: Insights for ore genesis. *Econ. Geol.*, **106**, 1-31. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.1.1>
- Tseluiko A.S., Maslennikov V.V., Aupova N.R., Maslennikova S.P. (2017) Mineral and textural-structural features of the ore facies of Yubileynoe massive sulfide deposit (The Southern Urals). *Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razvedka*, (4), 50-56. (In Russ.)
- Vanin V.A., Mazukabzov A.M. (2021) Structure of the Golets Vysochaishy gold deposit (Northern Transbaikalia). *Geodynam. Tectonophys.*, **12** (1), 60-75. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-1-0512>
- Vanin V.A., Mazukabzov A.M., Yudin D.S., Blinov A.V., Tarasova Yu.I. (2022) The Hercynian imposed deformations in the Golets Vysochaishii deposit structure (Baikal-Patom belt),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  data. *Geodynamics & Tectonophys.*, **13**(1), 0575. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0575>
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. (1988) *Black Shale Geochemistry*, Leningrad, Nauka Publ., 272 p. (In Russ.)
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Mokhov A.V., Rodionov N.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geol. Ore Depos.*, **53**(1), 27-57 (translated from *Geol. Rudn. Mestorozhd.*, **53**(1), 32-64). <https://doi.org/10.1134/S1075701511010077>
- Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralization and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.*, (7), 453-481. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2015.07.010>
- Zhabin A.G. (1979) *Ontogeny of minerals. Aggregates*. Moscow, Nauka Publ., 275 p. (In Russ.)

## Картирование биодоступного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Южном Зауралье

А. В. Епимахов<sup>1</sup>, И. В. Чечушков<sup>1</sup>, Д. В. Киселева<sup>2</sup>, М. Н. Анкушев<sup>3</sup>, П. С. Анкушева<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>Южно-Уральский государственный университет, 454080, г. Челябинск, пр-т Ленина, 76, e-mail: epimakhovav@susu.ru

<sup>2</sup>Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 620110, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, e-mail: podarenka@mail.ru

<sup>3</sup>Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, 456317, Челябинская обл., г. Миасс, Ильменский заповедник, e-mail: ankushev\_maksim@mail.ru

<sup>4</sup>Южно-Уральский государственный гуманитарно-педагогический университет, 454080, г. Челябинск, пр-т Ленина, 69, e-mail: polenke@yandex.ru

Поступила в редакцию 27.09.2022 г., принята к печати 19.05.2023 г.

**Объект исследования.** Пространственное распределение значений биодоступного стронция на территории Южного Зауралья. **Цель.** Разработка и апробация методики создания карты естественных значений, пригодной для диагностирования миграций и мобильности в бронзовом веке на примере Южного Зауралья. **Методы.** Пробоотбор осуществлен в 73 основных локациях, расположенных равномерной сетью с шагом в  $25 \pm 5$  км, а также в 22 дополнительных (трансекты по промежуточным линиям в местах сложного геологического строения). Определение содержания стронция проведено методом ICP-MS. Измерения изотопного состава стронция осуществляли на магнитосекторном мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS). Статистический анализ включал метод “Диаграмма стебель и листья”, *t*-критерий Стьюдента, обычный кригинг (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой; корреляцию по критерию Пирсона. **Результаты.** Площадь обследования составила 36 тыс. км<sup>2</sup>. Выборка охватила 357 образцов. Выборки по разным типам образцов имеют близкие средние и медианные значения, различия между которыми начинаются в четвертом дробном разряде. Критерий 1 ( $p \geq 0.001$ ) может быть использован для определения локальной вариативности, критерий 2 ( $0.706 < p < 0.716$ ) – при оценке происхождения древних индивидов, животных и археологических объектов. Построены карты интерполированных значений по каждому типу образцов в паре с картой ошибок интерполяции. Все карты биодоступного стронция демонстрируют сходные пространственные закономерности. Кросс-валидация выявила участки наименьшей точности. **Выводы.** Сходство распределения аномалий на картах различных типов образцов подтверждает правильность выбранной методики отбора проб. Наблюдается явная тенденция приуроченности зон повышенных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к древним толщам (среднее – 0.7106), а пониженных ( $0.7091 \pm 0.002$ ) – к более молодым. С учетом дробного геологического строения и широкого спектра горных пород исследуемой территории положительным результатом является низкая дифференциация зональности выявленных аномалий, которые соответствуют крупным структурно-формационным зонам Урала. Изложенная методика демонстрирует пригодность для исследований субширотных миграций древнего населения Южного Зауралья.

**Ключевые слова:** изотопы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , изоскейпы, Урал, бронзовый век, миграции людей

### Источник финансирования

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 20-18-00402-П “Миграции человеческих коллективов и индивидуальная мобильность в рамках мультидисциплинарного анализа археологической информации (бронзовый век Южного Урала)”

## Mapping of bioavailable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in the Southern Trans-Urals

Andrey V. Epimakhov<sup>1</sup>, Igor V. Chechushkov<sup>1</sup>, Darya V. Kiseleva<sup>2</sup>,  
Maksim N. Ankushev<sup>3</sup>, Polina S. Ankusheva<sup>3,4</sup>

<sup>1</sup>South Ural State University, 76 Lenin av., Chelyabinsk 454080, Russia, e-mail: epimakhovav@susu.ru

<sup>2</sup>A.N. Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, UB RAS, 15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110, Russia, e-mail: podarenka@mail.ru

<sup>3</sup>South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, UB RAS, Institute of Mineralogy, Ilmeny Reserve Area, Miass, Chelyabinsk region 456317, Russia, e-mail: ankushev\_maksim@mail.ru

<sup>4</sup>South Ural State Humanitarian Pedagogical University, 69 Lenin av., Chelyabinsk 454080, Russia, e-mail: polenke@yandex.ru

Received 27.09.2022, accepted 19.05.2023

**Для цитирования:** Епимахов А.В., Чечушков И.В., Киселева Д.В., Анкушев М.Н., Анкушева П.С. (2023) Картирование биодоступного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Южном Зауралье. *Литосфера*, **23**(6), 1079-1094. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1079-1094>

**For citation:** Epimakhov A.V., Chechushkov I.V., Kiseleva D.V., Ankushev M.N., Ankusheva P.S. (2023) Mapping of bioavailable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the Southern Trans-Urals. *Lithosphere (Russia)*, **23**(6), 1079-1094. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1079-1094>

© А.В. Епимахов, И.В. Чечушков, Д.В. Киселева, М.Н. Анкушев, П.С. Анкушева, 2023

*Research subject.* Spatial distribution of bioavailable strontium in the South Trans-Urals. *Aim.* Development and test of a methodology for obtaining a bioavailable strontium map suitable for studying migrations and mobility in the Bronze Age in the Southern Trans-Urals. *Methods.* Sampling was conducted in 73 loci located in a uniform network in a  $25 \pm 5$  km grid and in 22 additional loci (transects along the intermediate lines in places of complex geological structure). The determination of strontium content was carried out by the ICP-MS method. The strontium isotope composition was measured using an inductively coupled plasma magneto-sector multi-collector mass spectrometer (MC-ICP-MS). Statistical methods included analysis with stem-and-leaf plots; Student's *t*-test; ordinary kriging (the mean is unknown) with linear semivariogram; analysis of correlation according to Pearson's test. *Results.* The surveyed area is 36 sq. km<sup>2</sup>. The sample size is 357. Samples for different types have similar mean and median values; the differences occur in the fourth fractional digit. Criterion 1 ( $n \geq 0.001$ ) can be used to determine local variability, and Criterion 2 ( $0.706 < n < 0.716$ ) can be used to assess the origin of ancient individuals, animals, and archaeological objects. The interpolated maps for each sample type were created. All bioavailable strontium maps show similar spatial patterns. Cross-validation revealed areas of the lowest accuracy. *Conclusions.* The similarity of the distribution of anomalies on the maps of different types suggests the feasibility of the sampling technique. There is a clear tendency for the zones of elevated <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr values to be associated with the older lithology (0.7106, mean). The lower values ( $0.7091 \pm 0.002$ ) are associated with the younger lithology. Given the complex geological structure and a wide range of rocks in the study area, a positive result is the low differentiation of the zoning of the identified anomalies, which correspond to large structural-formation zones of the Urals. The presented method demonstrates its suitability for studying sublatitudinal migrations of the ancient population of the Southern Trans-Urals.

**Keywords:** strontium isotopes, isoscapes, Urals, Bronze Age, human migrations

#### Funding information

The work was conducted with the financial support of the Russian Science Foundation, project No. 20-18-00402-II "The multidisciplinary analysis of group migration and individual mobility in the light of archaeological data (case study of the Bronze Age of the Southern Urals)"

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение миграций и мобильности методами геохимии вошло в практику археологии несколько десятилетий назад. Несмотря на многочисленные коррекции методики, принципы такого исследования остаются неизменными, а результаты востребованными (Slovak, Paytan, 2011). В последние годы миграционная тематика переживает бум благодаря широкому применению методов палеогенетики и геохимии (Kristiansen, 2022). Именно они позволили диагностировать трансевразийские миграции бронзового века, важной частью которых было население Южного Урала. Одним из самых ярких феноменов этого периода являются синташтинские древности и секвенция связанных с ними археологических культур (Koryakova, Epimakhov, 2014). По сути, синташтинские стереотипы определили культурный облик огромной территории аридной части Евразии на протяжении всего II тыс. до н. э. На очень компактной территории Южного Зауралья выявлены серия поселений с замкнутой планировкой и сопровождающие их могильники, датируемые началом II тыс. до н. э. За пределами Южного Зауралья такие поселения отсутствуют. Если в вопросе миграционного происхождения синташтинской традиции царит относительное единодушие, то в остальном существует много разногласий, включая проблемы поиска исходной зоны миграции, компонентов миграционного потока, причин формирования сложной общественной системы, не имеющей синхронных аналогов в аридной части Евразии и пр.

Столь же проблематичным остается моделирование хозяйственной деятельности этой группы. Установлено, что основной отраслью жизнеобеспечения являлось комплексное животноводство, следы земледелия не обнаружены. Материалы поселений и могильников иллюстрируют знакомство этой группы с колесным транспортом и металлургией меди. В той или иной степени документированы все этапы производственного цикла – от добычи руды до готовых изделий. Кроме того, археологические и археозоологические данные позволяют предполагать, что модель системы жизнеобеспечения и социальная организация эволюционировали в течение бронзового века, хотя элементы стационарного обитания сохранялись в течение всего II тыс. до н. э. (калиброванная радиоуглеродная шкала). Все перечисленное предполагает локальную мобильность, масштабы которой могут быть оценены только методами геохимии. Таким образом, территория Южного Зауралья может быть использована в качестве модели для решения целого ряда важных вопросов реконструкции истории бронзового века.

Главным препятствием на этом пути является отсутствие карт соотношения фоновых значений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr для данной территории с крайне неоднородным геологическим строением и, следовательно, возможностью диагностирования различий в фоновых значениях. Исследование локальных зон, прилегающих к археологическим объектам, и сопоставление фоновых значений с материалами археологических коллекций позволяют решать только частные задачи и различить местные и неместные организмы.

По этим причинам целью данной работы стало построение карт фоновых значений биодоступного стронция. Для ее реализации разработана методика пробоотбора, проанализированы разнотипные образцы из одних и тех же локаций, использована совокупность статистических процедур для построения карты и оценки достоверности результатов. Полученные изоскейпы (англ. *isoscape*, *iso* – isotope, *scape* – land-scape (West et al., 2008)) сопоставлены с геологической структурой региона.

### Краткая геологическая характеристика территории

Изотопный состав стронция в различных горных породах и минералах зависит от их возраста и соотношения Rb/Sr. Древние породы с высокими значениями отношения Rb/Sr будут характеризоваться высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , более молодые породы с низкими значениями отношения Rb/Sr, наоборот, показывают более низкие значения отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Фоп, 1989). В изучении происхождения и миграции древних сообществ используется изотопная подпись  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , которая наследуется по цепочке: коренная порода – кора выветривания – почва – растения – животные – человек, при этом значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  могут изменяться, например, при воздействии атмосферных осадков (Price et al., 2002).

Исследуемая территория покрывает четыре крупные структурно-формационные зоны Урала, отличающиеся друг от друга генезисом, возрастом и составом слагающих горных пород. На западе сетка отбора образцов касается Центрально-Уральской мегазоны, сложенной в различной степени метаморфизованными отложениями верхнего докембрия – нижнего палеозоя (рис. 1). Горные породы представлены катагенетически измененными осадочными толщами и высокометаморфизованными кристаллическими комплексами. Восточнее находится Тагило-Магнитогорская мегазона, сложенная палеозойскими островодужными вулканогенно-осадочными формациями. Далее на восток сетка пересекает Восточно-Уральскую мегазону, которая представляет собой коллаж микроконтинентальных блоков, расчлененных офиолитовыми и островодужными формациями. Сложное геологическое строение зоны включает в себя ордовикские ультрабазитовые комплексы, гранитные интрузивы каменноугольного и пермского возраста, палеозойские вулканогенно-осадочные толщи, ордовикские метаморфические комплексы. Восточная граница сетки отбора проб лежит в пределах Зауральской мегазоны, сложенной ордовикскими вулканитами, силурийскими метаморфическими комплексами, девон-каменноугольными палеоостроводужными вулканогенно-осадочными комплексами и известково-щелочными образования-

ми (Пучков, 2000). Восточнее древние комплексы перекрыты осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы.

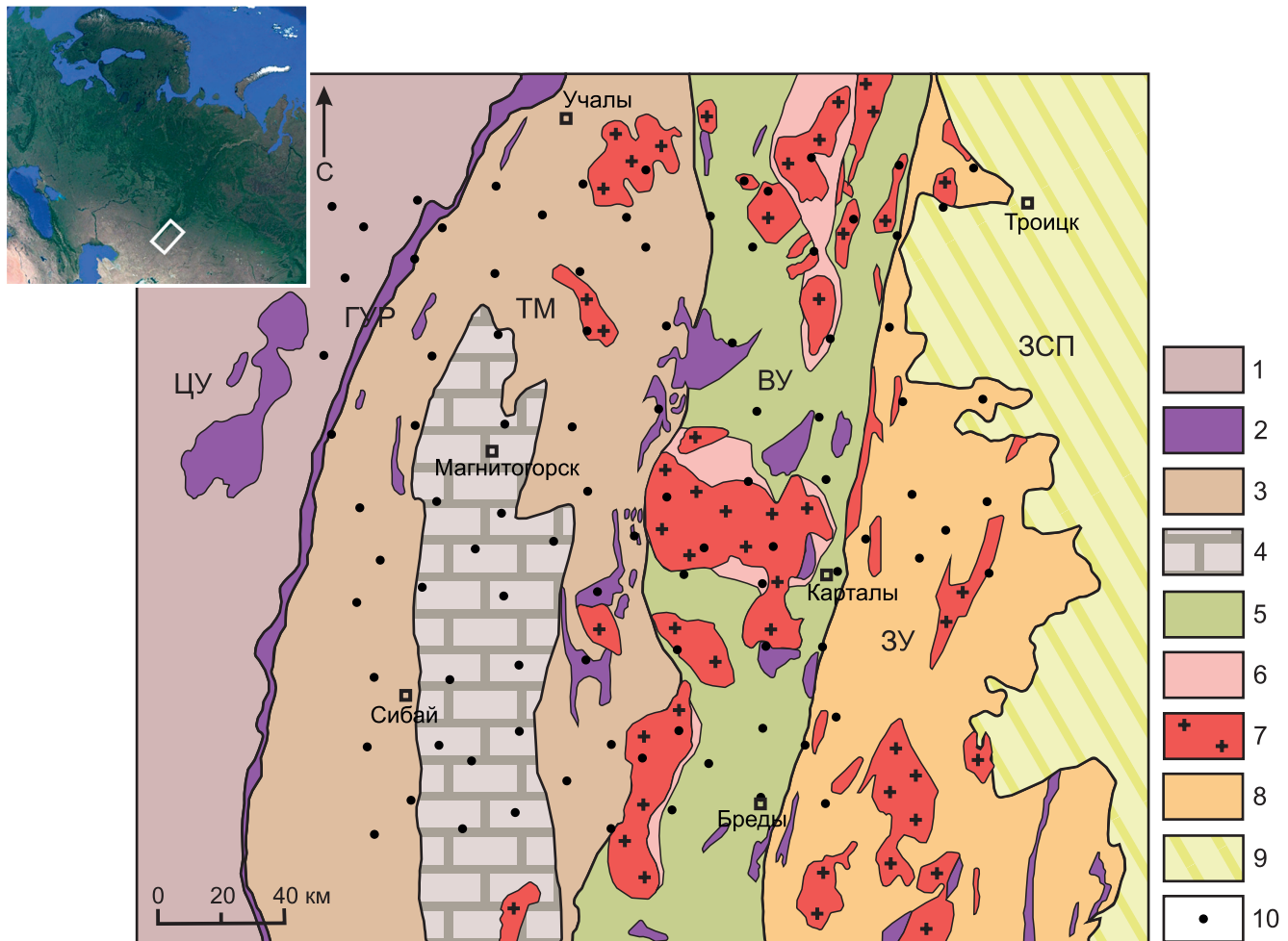
## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

### Методика пробоотбора

Границы участка обследования выбраны исходя из распространения синташтинских памятников. Зона исследования определена южнее р. Уй, она проходит по границе Челябинской области с Республикой Казахстан на востоке и заходит в Республику Башкортостан на западе и Оренбургскую область на юге. Эта территория хорошо обследована с точки зрения археологии и характеризуется сложным геологическим строением. Отбор образцов осуществлен в 73 локациях, расположенных равномерной сетью с шагом в  $25 \pm 5$  км, позволяющей в дальнейшем интерполировать карту зонирования значений изотопа. Выбор конкретной точки отбора в пределах буферной зоны происходил с расчетом обеспечения максимального разнообразия образцов. Площадь обследования составила более 36 тыс. км<sup>2</sup>. После получения лабораторных данных результаты измерений были сопоставлены с координатами точек отбора. На этом основании методом обычного кригинга (Journel, 1989; Isaaks, Srivastava, 1989) интерполированы карты значений. Для проверки интерполированных значений на участках с дробным геологическим делением также проложено три линейные трансекты по промежуточным линиям карты (дополнительно 22 локации), затем также использованные для построения результирующих карт.

В целях определения репрезентативности типов образцов и оценки локальной вариативности в каждой локации отобрано от двух до четырех разных типов в зависимости от их локальной доступности: растительность, почва, вода, раковины моллюсков. Сбор образцов проводился по возможности на удалении от промышленно активных населенных пунктов, возделываемых полей и сельхозугодий, потенциальным источником стронция с измененным изотопным составом на которых могут служить удобрения (Maurer et al., 2012; Thomsen, Andreasen, 2019). Поскольку обводненность территории не слишком высока, универсальными источниками стали местная растительность и почва горизонта А.

Собраны травянистые растения одного вида – полынь горькая (*Artemisia absinthium*). Поверхностный почвенный слой, в зависимости от мощности, собран с глубины до 10 см, где расположена основная масса корней растений. Поверхностная вода отбиралась из постоянных и временных водотоков, из крупных рек Южного Зауралья (Урал, Уй, Гумбейка, Шиштахта, Караталы-Аят, Карагайлы-Аят,



**Рис. 1.** Схема геологического строения Южного Урала с сеткой отбора проб, по (Козлов и др., 2002).

1 – докембрийские и палеозойские метаморфические комплексы; 2 – палеозойские офиолитовые ультрабазит-базитовые комплексы; 3 – девон-каменноугольные вулканогенно-осадочные комплексы; 4 – каменноугольные известняки и вулканогенно-осадочные комплексы; 5 – палеозойские метаморфические и вулканогенные комплексы; 6 – протерозойские вулканы и гранитогнейсы; 7 – каменноугольно-пермские гранитные интрузивы; 8 – протерозой-палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – мезозой-кайнозойские осадочные комплексы; 10 – точки отбора проб растений. Основные структурно-формационные зоны Урала: ЦУ – Центрально-Уральская мегазона, ГУР – зона Главного Уральского разлома, ТМ – Тагил-Магнитогорская мегазона, ВУ – Восточно-Уральская мегазона, ЗУ – Зауральская мегазона, ЗСП – Западно-Сибирская платформа.

**Fig. 1.** Scheme of the Southern Ural geological structure with a sampling grid according to (Kozlov et al., 2002).

1 – Precambrian and Paleozoic metamorphic complexes; 2 – Paleozoic ophiolite ultramafic-mafic complexes; 3 – Devonian-Carboniferous volcanogenic-sedimentary complexes; 4 – Carboniferous limestones and volcanic-sedimentary complexes; 5 – Paleozoic metamorphic and volcanogenic complexes; 6 – Proterozoic volcanic rocks and granite-gneisses; 7 – Carboniferous-Permian granite intrusions; 8 – Proterozoic-Paleozoic volcanogenic-sedimentary complexes; 9 – Mesozoic-Cenozoic sedimentary complexes; 10 – plant sampling points. The main structural-formation zones of the Urals are: ЦУ – Central Ural megazone, ГУР – Main Ural Fault zone, ТМ – Tagil-Magnitogorsk megazone, ВУ – East Ural megazone, ЗУ – Trans-Ural megazone, ЗСП – West Siberian Platform.

Нижний Тогузак) и их притоков, ряда озер естественного и искусственного происхождения. Несколько образцов подземной воды взято из родников. Раковины моллюсков различных видов (прудовик обыкновенный (*Lymnaea stagnalis*), катушки различных видов (*Planorbidae*), живородка речная (*Viviparus contectus*), беззубка обыкновенная

(*Anodonta cygnea*), перловица обыкновенная (*Unio pictorum*)) отобраны непосредственно из среды обитания. Видовая вариативность моллюсков обусловлена различными биогеоценозами (реки, пруды, озера и др.) и ареалами их распространения.

Координаты точек отбора фиксировались при помощи GPS-приемника Garmin GPSmap 62s.



Окрестности мест сбора образцов фиксировались фотографически. Таким образом, выборка включает 357 образцов из 95 локаций.

### Методика анализа проб

Анализ изотопного состава стронция проведен в блоке чистых помещений (классы 6 и 7 ИСО) ЦКП “Геоаналитик” Института геологии и геохимии УрО РАН (г. Екатеринбург). Предварительно очищенные при помощи уксусной кислоты образцы раковин моллюсков (Corti et al., 2013), а также очищенные в деионизованной воде и озоленные пробы растительности растворяли открытым способом в концентрированной  $\text{HNO}_3$  с добавлением  $\text{H}_2\text{O}_2$  на электрической плитке при  $150^\circ\text{C}$  (Snoeck et al., 2020). К образцам воды добавляли концентрированную азотную кислоту и фильтровали. Для получения водных вытяжек предварительно растертые пробы почвы массой 1 г отбирали в полипропиленовые контейнеры, добавляли 10 мл ультрачистой воды и встряхивали в шейкере в течение 1 ч, после чего фильтровали через мембранные ацетат-целлюлозные фильтрующие насадки с диаметром пор 0.2 мкм (Maurer et al., 2012).

Во всех образцах проводили определение содержания стронция методом ICP-MS (NexION 300S). Затем объем пробы, соответствующий содержанию 600 нг стронция, выпаривали на электрической плитке при  $120^\circ\text{C}$ , осадок растворяли в 7М  $\text{HNO}_3$ . Растворы проб центрифугировали при 6000 об/мин и проводили хроматографическое выделение стронция на смоле SR (Triskem) по одностадийной схеме (Munck et al., 2009; Kasyanova et al., 2019). Измерения изотопного состава стронция проводили на магнитосекторном мультиколлекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) Neptune Plus. Для коррекции масс-дискриминации использовали комбинацию бреккетинга и нормализации по экспоненциальному закону  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.375209$ . Результаты дополнительно корректировались методом бреккетинга с использованием изотопного стандарта карбоната стронция NIST SRM 987 на среднюю величину отклонения от референтного значения 0.710245 (согласно базе данных GeoReM (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/>)) для каждых двух проб, “взятых в вилку” между измерениями NIST SRM 987.

Для контроля измерений изотопного состава стронция изотопный стандарт NIST SRM 987 регулярно измерялся на протяжении длительного времени (в течение 2020–2021 гг.):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ ,  $2\text{SD} = 0.00012$  (104 измерения в двух параллелях). Неопределенность в условиях внутрилабораторной воспроизводимости ( $2\sigma$ ) для NIST SRM-987 составила  $\pm 0.003\%$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В ходе проведенных анализов нами создана база данных по исследуемой территории, которая включает в себя следующие параметры: № зоны, координаты центра зоны, краткое описание геологического строения зоны, краткое описание геологического строения точки отбора неподвижных образцов (почва и растение) с геохронологической характеристикой, значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для всех типов образцов (почва, растения, вода, раковины моллюсков). Исходные данные опубликованы в репозитории естественно-научных данных Pangaea (<https://doi.org/10.1594/PANGAEA.950380>).

### Статистический анализ измерений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Статистический анализ значений биодоступного стронция без учета их местоположения является первым этапом исследования. Его задачи заключаются в следующем:

- выявление и сравнение средних тенденций и внутренней вариативности значений каждой из полученных выборок;
- сравнение и определение вариативности значений, полученных в одноименных локациях по различным типам образцов;
- определение порога значимости локальной вариативности значений в пределах изучаемых выборок.

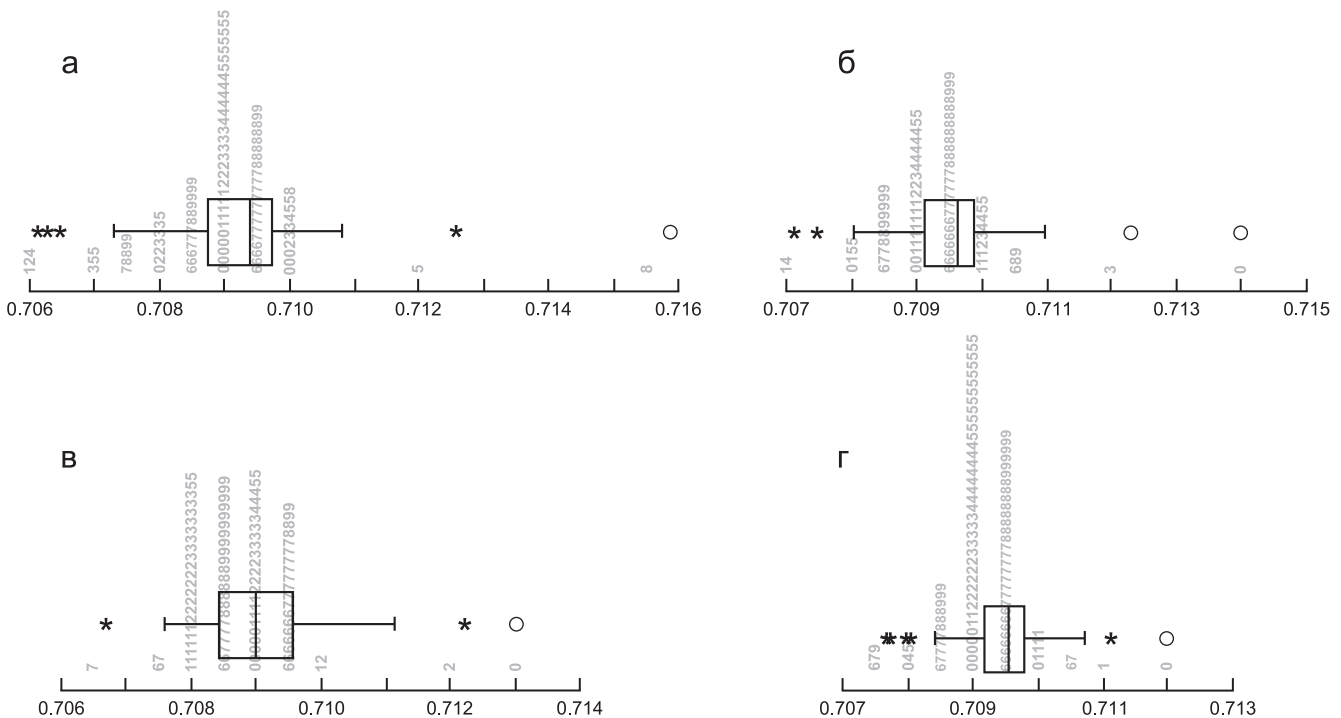
Статистические характеристики выборок приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Выборка по образцам воды состоит из 93 значений (см. рис. 2а). Диаграмма “стебель и листья” показывает, что выборка формирует колоколовидную фигуру с одной вершиной, близкую к нормальному распределению. Среднее арифметическое составляет  $0.7093 \pm 0.0002$  (95%-й доверительный интервал (ДИ)). Выборка имеет наибольший разбег значений из всех четырех, составляющий 0.0097. Поскольку отбор велся как из стоячих ( $n = 32$ ), так и текущих ( $n = 61$ ) источников воды, проведена проверка различия между средними значениями этих двух типов образцов. Нуль-гипотеза заключалась в том, что тип источника воды не является независимой переменной при измерении изотопных соотношений и может быть проигнорирован. Для проверки нуль-гипотезы был проведен анализ по  $t$ -критерию Стьюдента для двух выборок, он показал наличие статистически недостоверного различия средних значений ( $t = 1.3$ ,  $p = 0.17$ ). Это позволяет предполагать, что различные типы источников воды имеют сходные значения и могут быть использованы при изотопном картировании, хотя широкая вариативность значений заставляет относиться к полученным результатам с осторожностью.

Образцы моллюсков составляют выборку из 74 значений (см. рис. 2б). Распределение значений

**Таблица 1.** Описательная статистика измеренных значений биодоступного стронция по четырем типам образцов  
**Table 1.** Descriptive statistics of measured strontium values across four sample types

Параметр	Вода	Раковины моллюсков	Почвенная вытяжка	Растение ( <i>Artemisia absinthium</i> )
n	93	74	95	95
Минимум	0.7061	0.7071	0.7067	0.7077
Максимум	0.7159	0.7141	0.713	0.7120
Разбег значений	0.0097	0.0069	0.006	0.0043
Среднее	0.7093	0.7096	0.709	0.7094
Среднеквадратическое отклонение	0.0012	0.0009	0.0008	0.0006
± 1 стандартная ошибка при 95%-м ДИ	0.0002	0.0002	0.0001	0.0001
Медиана	0.7094	0.7096	0.7089	0.7095



**Рис. 2.** Комбинированные диаграммы “Ствол и листья” и размаха значений <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в образцах воды (а), моллюсков (б), почвы (в), дикорастущих трав (г).

**Fig. 2.** Combined stem-and-leaf plots and the box plots range of <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr values in the samples of water (a), mollusks (б), soil (в), wild herbs (г).

формирует колоколовидную фигуру с одной вершиной со шлейфом в большую сторону, но близкую нормальному распределению со средним  $0.7096 \pm 0.0002$  (95%-й ДИ). Разница между наименьшим и наибольшим значением составляет 0.0069, т. е. вариативность значений меньше, чем в образцах воды.

Почвенные образцы имеют 95 измерений (см. рис. 2в). Распределение колоколовидной формы со шлейфом в большую сторону, но значения достаточно плотно сгруппированы у медианы. Среднее

арифметическое –  $0.709 \pm 0.0001$  (95%-й ДИ) при вариативности самой выборки 0.006.

Наконец, выборка значений по образцам дикорастущих трав состоит из 95 показаний (см. рис. 2г). Она формирует колоколовидную фигуру с одной вершиной, близкую нормальному распределению. Среднее арифметическое –  $0.7094 \pm 0.0001$  (95%-й ДИ), а разбег значений в этой выборке наименьший – 0.0043, что свидетельствует о наименьшей вариативности.

Таким образом, все полученные выборки имеют близкие средние и медианные значения (см. табл. 1), различия между которыми начинаются в четвертом дробном разряде, в то время как различия между минимальными и максимальными значениями – уже в сотых долях. Это позволяет предположить, что вариативность тысячных долей определяет локальные значения, а последующими знаками так или иначе можно пренебречь как не влияющими на изменения десятых и сотых долей. Таким образом, критерий  $n \leq 0.001$  может быть избран как для определения локальной вариативности, так и для последующего определения точности интерполяции карт, где  $n$  – максимально допустимая разница в значениях образцов из одного ареала. При этом округление десятичных долей может быть проблематичным, если реальное значение  $n < 0.001$ .

Кроме того, измеренные значения соотношений изотопов стронция лежат в пределах 0.7061–0.7159 ( $n = 357$ ), т. е. вариативность определяется как  $0.706 < n < 0.716$ . Другими словами, гипотетический результат, где  $n < 0.706$  или  $n > 0.716$  будет свидетельствовать о не южно-уральском источнике происхождения анализируемого природного образца.

Эти критерии (критерий 1:  $n \geq 0.001$ ; критерий 2:  $0.706 < n < 0.716$ ) могут быть использованы при оценке вероятного ареала происхождения древних индивидов, животных и археологических объектов в границах созданной карты фоновых значений.

Следующим этапом анализа является попарное сравнение выборок методом  $t$ -статистики по критерию Стьюдента (табл. 2).

Сравнение показывает, что во всех случаях разница средних значений составляет  $d < 0.0005$ , при этом статистически достоверная разница средних зафиксирована для трех из шести пар: вода/моллюски ( $p = 0.05$ ), моллюски/почва ( $p = 0.002$ ), растения/почва ( $p = 0.0009$ ). Это может свидетельствовать о незначительной локальной вариативности измеренных значений разных типов образцов.

**Таблица 2.** Результаты сравнения выборок методом  $t$ -статистики по критерию Стьюдента по выборке 2020 г. (объединенная дисперсия)

**Table 2.** Comparison of samples with the Student's  $t$ -statistic for the 2020 sample (pooled variance)

Пара образцов	Разница средних	t	p
Вода/растения	0.0003	-1.63	0.1
Вода/моллюски	0.0003	-1.91	0.05
Вода/почва	0.0001	0.62	0.53
Моллюски/почва	0.0004	3.13	0.002
Растения/почва	0.0004	3.41	0.0009
Растения/моллюски	0.0001	-0.53	0.59

Для проверки этой гипотезы сравним значения, полученные в тождественных точках сбора. Так, для пары моллюски/почва разница варьируется в пределах от  $-0.001$  до  $0.002$ , при этом критерию  $n \leq 0.001$  не отвечают 8 значений из 55, т. е. совпадение составляет 85%. В паре растения/почва различия лежат в пределах от  $-0.0004$  до  $0.002$ , но выпадают за критический предел лишь 9 из 69 (87% совпадений). В паре вода/моллюски в сериях, собранных по основной сетке пробоотбора в 2020 г., разница варьируется в пределах от  $-0.0006$  до  $0.0004$ , т. е. несмотря на то что средние значения выборок отличаются, попарное сравнение показывает отсутствие критической разницы в значениях. Таким образом, можно предполагать, что даже при существовании вариативности между разными типами образцов все выборки репрезентативно отражают локальные значения стронция и могут быть использованы для картирования.

В заключение следует отметить, что анализ данных выявил аномалии самой выборки. Так, приведенный выше анализ разницы значений в тождественных точках сбора не демонстрирует столь же высокой степени сходства в выборке, полученной и измеренной в 2021 г. В этих данных критерию  $n \leq 0.001$  не отвечают 41% значений (54/132). Налицо разница между двумя выборками, собранными и изученными в разное время. В 2020 г. сбор осуществлялся в августе–сентябре, а в 2021 г. – в сентябре. Приборная и лабораторная база за этот период не менялась. Более того, метод бреккетинга (“взятия в вилку”) подразумевает постоянное измерение изотопного стандартного образца с контролем воспроизводимости его паспортного значения изотопного отношения. По всей вероятности, подобная разница между выборками 2020 и 2021 гг. может быть обусловлена воздействием переменных климатических факторов, таких как количество сухих и влажных осадков, течением педогенных процессов, в общем случае слабо поддающихся учету и обеспечивающих статистические флуктуации полученных результатов (Bataille et al., 2020).

### Интерполяция региональных карт распределения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Для интерполяции первичной карты вариаций изотопов стронция использован метод обычного кригинга (кригинг с неизвестным средним) с линейной вариограммой (Oliver, 1990; Malainey, 2011). Выбор метода интерполяции представляется оправданным, поскольку предполагается, что данные обладают двумя фундаментальными характеристиками: автокорреляцией и пространственным смещением. Размер ячейки каждой интерполированной карты составляет  $5 \times 5$  км. Репрезентативность обеспечена выбором образцов методом случайного поиска, а надежность полученных резуль-

татов проверена при помощи кросс-валидации (интерполяция известных значений по предсказанным и вычисление разницы между известным и интерполированными данными).

Результирующими стали карты интерполированных значений по каждому типу образцов в паре с картой ошибок интерполяции. Пороговым значением для ошибки был принят критерий  $n \geq 0.001$ . Кроме того, данные по выборкам воды, растений и почвы использованы для интерполяции усредненной карты. Данные интерполированных карт для каждого типа образцов, а также среднее по четырем типам доступны в форматах KML, через репозиторий научных данных Zenodo (Chechushkov et al., 2022). Все полученные карты биодоступного стронция демонстрируют сходные пространственные закономерности: значения изменяются в широтном направлении с высокими значениями

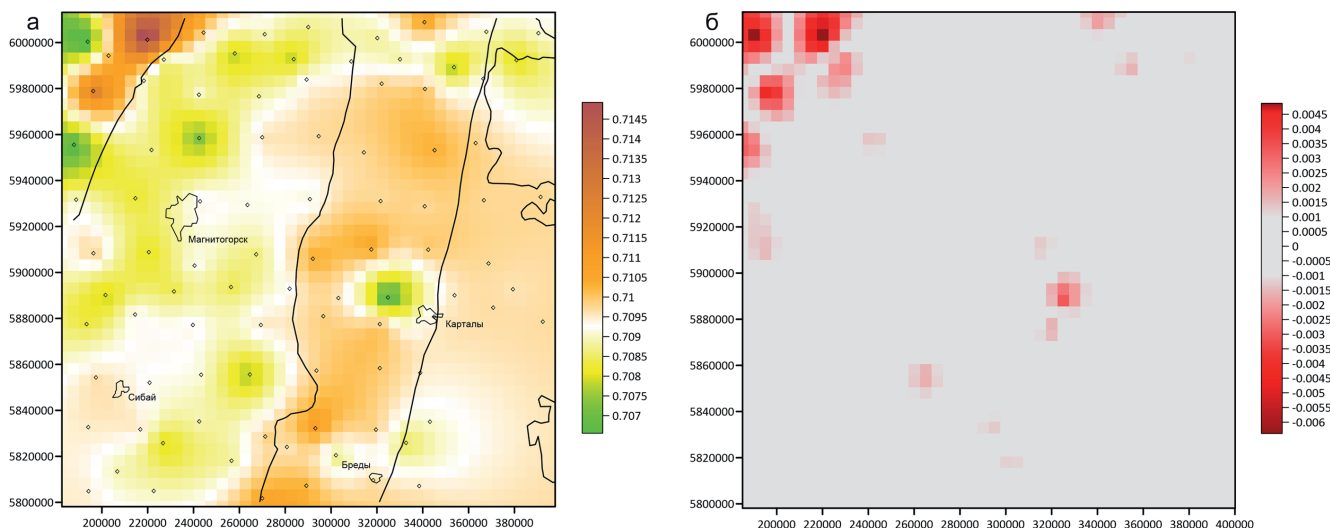
в Центрально-Уральской мегазоне, которые затем резко понижаются в Тагило-Магнитогорской мегазоне (табл. 3). Наиболее выражены различия между Тагило-Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонами, которые также полнее покрыты сеткой отбора. Тем не менее карты повторяют друг друга не полностью, отражая особенности накопления изотопов стронция в каждом из типов образцов, поэтому опишем их по отдельности.

1. Карта по образцам воды (рис. 3) построена с использованием всех доступных измерений ( $n = 93$ ). В Центрально-Уральской мегазоне сконцентрированы точки с наиболее высокими и наиболее низкими значениями стронция. Среднее измеренных значений –  $0.7061 \pm 0.004$  (95%-й ДИ), достаточно большое среднее квадратическое отклонение (0.0037) показывает большую вариативность значений. Очевидная граница на востоке сов-

**Таблица 3.** Описательная статистика измеренных значений биодоступного стронция по разным типам образцов с разделением по геологическим зонам

**Table 3.** Descriptive statistics of strontium values for different types of samples by geological zones

Параметр	Центрально-Уральская мегазона	Тагило-Магнитогорская мегазона	Восточно-Уральская мегазона	Зауральская мегазона
Средние значения по воде				
n	6	44	29	13
Среднее	0.7100	0.7089	0.7096	0.7093
±95%-й ДИ	0.004	0.002	0.004	0.003
Среднеквадратическое отклонение	0.0037	0.0007	0.0009	0.0006
Средние значения по растениям				
n	6	45	29	15
Среднее	0.71043	0.70926	0.70964	0.70953
±95%-й ДИ	0.003	0.0001	0.002	0.003
Среднеквадратическое отклонение	0.0011	0.00055	0.0005	0.0005
Средние значения по моллюскам				
n	1	35	25	12
Среднее	–	0.7091	0.7100	0.7099
±95%-й ДИ	–	0.003	0.002	0.006
Среднеквадратическое отклонение	–	0.0006	0.0005	0.0009
Средние значения по почве				
n	6	45	29	15
Среднее	0.7104	0.7087	0.7091	0.7092
±95%-й ДИ	0.002	0.0002	0.0002	0.0003
Среднеквадратическое отклонение	0.002	0.0006	0.0006	0.0005
Средние значения по воде, растениям и почве				
n	3	31	23	10
Среднее	0.7106	0.7091	0.7096	0.7095
±95%-й ДИ	–	0.003	0.002	0.002
Среднеквадратическое отклонение	–	0.0005	0.0004	0.0002



**Рис. 3.** Образцы воды (n = 95).

а – интерполяция зональной изменчивости изотопов стронция методом обычного кригинга по образцам воды; цветовая шкала варьируется от минимального значения к максимальному значению выборки; б – ошибка интерполяции (ошибка = интерполированное значение – наблюдаемое значение).

**Fig. 3.** Water samples (n = 95).

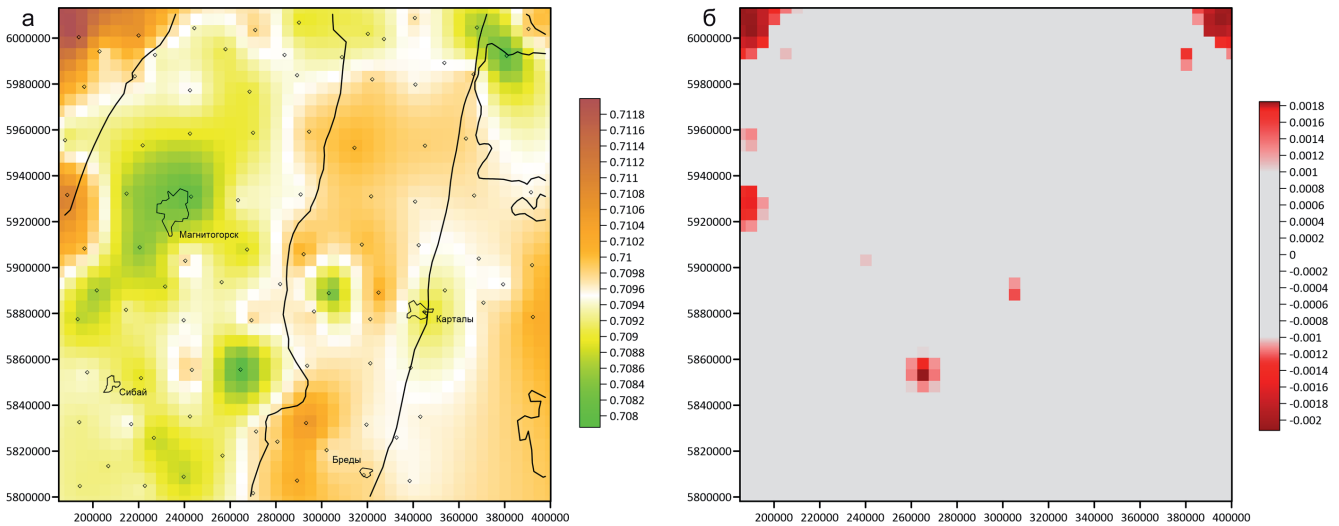
а – interpolation of strontium isotope zonal variability by ordinary kriging from water samples; the color scale varies from the minimum value to the maximum sample value; б – cross validation results (error = interpolated value – observed value).

падает с границей Тагило-Магнитогорской мегазоны. Среднее измеренных значений в ее пределах составляет  $0.7089 \pm 0.002$  (95%-й ДИ) при достаточно низком среднеквадратическом отклонении в 0.0007, напрямую демонстрирующем гомогенность значений в пределах зоны. Низкие значения в пределах этой зоны лежат к северу от г. Магнитогорска (0.7073), а высокие – близ г. Сибай (0.7095). Далее заметная граница более высоких значений проходит к востоку в меридиональном направлении, близко к Восточно-Уральской мегазоне. Среднее измеренных значений в пределах зоны составляет  $0.7096 \pm 0.003$  (95%-й ДИ), при среднеквадратическом отклонении 0.0009. Аномально низкие для зоны значения находятся в ее северной (долина р. Уй), центральной (близ г. Карталы) и южной (п. Бреды) частях. Необходимо отметить, что две последние аномалии связаны с пробами 2021 г., не подтверждаются значениями по моллюскам и могут являться ошибкой измерения. К востоку значения понижаются, хотя интерполяция не может считаться полностью надежной, так как пробоотбор в данной местности был ограничен государственной границей РФ в Челябинской области. Среднее –  $0.7093 \pm 0.003$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое отклонение – 0.0006.

2. Карта по образцам растений (n = 95) демонстрирует сходную структуру с картой по воде (рис. 4). В пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны низкие значения локализованы близ г. Магнитогорска, а также в юго-восточной части зоны. Важно заметить, что аномально низкое значение лежит у прогиба, образованного геологической границей на юго-востоке, и совпадает с интерполяцией по воде. Среднее измеренных значений в пределах зоны –  $0.7092 \pm 0.005$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое – 0.0005. К востоку, в пределах Восточно-Уральской мегазоны, значения возрастают, практически совпадая с геологической границей. В пределах зоны относительно более низкие значения лежат на севере по долине р. Уй и в районе г. Карталы на юге. Среднее –  $0.7096 \pm 0.002$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое – 0.0005. Статистические характеристики подтверждают более высокие значения и их высокую гомогенность. Далее к востоку значения незначительно снижаются, условно совпадая с границей Зауральской мегазоны, среднее значение здесь составляет  $0.7095 \pm 0.003$  (95% ДИ), среднеквадратическое – 0.0005.

3. Карта по образцам моллюсков (рис. 5) построена на основании 74 измерений. Единственная локация в Центрально-Уральской мегазоне образует зону высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в северо-западном углу карты, однако ближайшие значения на границе Тагило-Магнитогорской мегазоны подчеркивают ее, показывая постепенное уменьшение к востоку. Аномально низкие значения лежат в районе Магнитогорска, а также в юго-восточной части Тагило-Магнитогорской мегазоны, повторяя паттерн по образцам воды и растений. Для этой

тогорска, а также в юго-восточной части зоны. Важно заметить, что аномально низкое значение лежит у прогиба, образованного геологической границей на юго-востоке, и совпадает с интерполяцией по воде. Среднее измеренных значений в пределах зоны –  $0.7092 \pm 0.005$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое – 0.0005. К востоку, в пределах Восточно-Уральской мегазоны, значения возрастают, практически совпадая с геологической границей. В пределах зоны относительно более низкие значения лежат на севере по долине р. Уй и в районе г. Карталы на юге. Среднее –  $0.7096 \pm 0.002$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое – 0.0005. Статистические характеристики подтверждают более высокие значения и их высокую гомогенность. Далее к востоку значения незначительно снижаются, условно совпадая с границей Зауральской мегазоны, среднее значение здесь составляет  $0.7095 \pm 0.003$  (95% ДИ), среднеквадратическое – 0.0005.

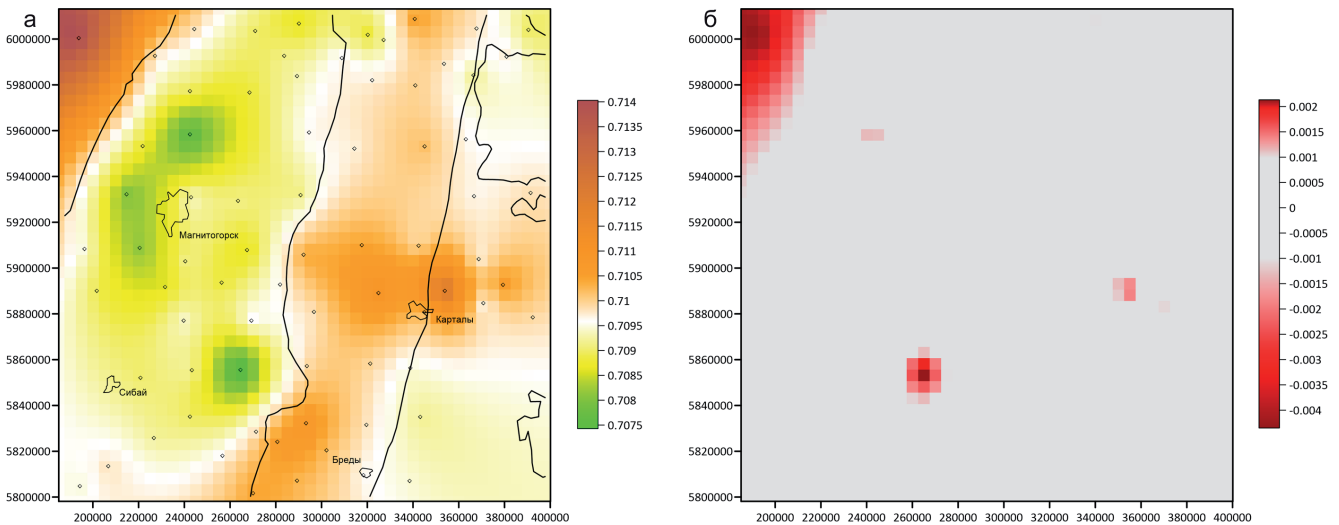


**Рис. 4.** Образцы дикорастущих трав (n = 95).

а – интерполяция зональной изменчивости изотопов стронция методом обычного кригинга по образцам дикорастущих трав; цветовая шкала варьируется от минимального значения к максимальному значению выборки; б – ошибка интерполяции (ошибка = интерполированное значение – наблюдаемое значение).

**Fig. 4.** Grass samples (n = 95).

а – interpolation of strontium isotope zonal variability by ordinary kriging from wild herbs samples; the color scale varies from the minimum value to the maximum sample value; б – cross validation results (error = interpolated value – observed value).



**Рис. 5.** Образцы моллюсков (n = 74).

а – интерполяция зональной изменчивости изотопов стронция методом обычного кригинга по образцам почвенной вытяжки; цветовая шкала варьируется от минимального значения к максимальному значению выборки; б – ошибка интерполяции (ошибка = интерполированное значение – наблюдаемое значение).

**Fig. 5.** Moluskk samples (n = 74).

а – interpolation of strontium isotope zonal variability by ordinary kriging from mollusk samples; the color scale varies from the minimum value to the maximum sample value; б – cross validation results (error = interpolated value – observed value).

зоны среднее значение составляет  $0.7091 \pm 0.003$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое отклонение – 0.0006. Граница между Тагило-Магнитогорской и

Восточно-Уральской мезоэонами совпадает с границей между зонами низких и высоких значений, подчеркнутой меридиональным поясом средних по

всем выборкам (белый цвет на карте). Как и в предшествующих случаях, Восточно-Уральская мегазона характеризуется более высокими значениями, постепенно снижающимися к востоку (среднее по зоне –  $0.71 \pm 0.002$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое – 0.0005), демонстрируя высокую однородность значений. В Зауральской мегазоне происходит снижение показателей, среднее составляет  $0.7099 \pm 0.006$  (95%-й ДИ), а среднеквадратическое отклонение имеет сравнительно высокое значение – 0.0009, показывая гетерогенность входящих в зону измерений.

4. Карта по образцам почв построена на основании 95 опорных точек и демонстрирует наиболее однородную структуру (рис. 6). Как и на предшествующих картах, высокими значениями выделяется северо-западная область ( $n = 6$ ;  $0.7104 \pm 0.002$ , 95%-й ДИ). Карта демонстрирует области низких значений в Тагило-Магнитогорской мегазоне в районе г. Магнитогорска и в юго-восточной части, повторяющие аналогичные паттерны других интерполяций. Для этой зоны среднее значение составляет  $0.7087 \pm 0.0001$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое отклонение – 0.0006. Восточно-Уральская мегазона по-прежнему характеризуется повышенными значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , однако их область концентрируется к северу ( $0.7091 \pm 0.0002$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое отклонение – 0.0006). Эта же область высоких значений распространяется на восток, в среднюю часть Зауральской мегазоны, где среднее измеренных образцов имеет значение  $0.7092 \pm 0.0002$  (95%-й ДИ), среднеквадратическое отклонение – 0.0005.

5. Интерполяция усредненных значений воды, растений и почвы построена лишь по тем локациям, для которых были получены все три типа образцов ( $n = 67$ ). Раковины моллюсков исключены из рассмотрения, так как это сильно сужает выборку и снижает достоверность интерполяции. Карта воспроизводит основные закономерности, выявленные на каждой из предшествующих карт по отдельности (рис. 7): зона высоких значений, совпадающая с Центрально-Уральской мегазоной ( $n = 3$ ; среднее – 0.7106); понижение значений в Тагило-Магнитогорской мегазоне ( $n = 31$ ;  $0.7091 \pm 0.002$ ; 0.0005) с областями наиболее низких значений у г. Магнитогорска и в юго-восточной области; повышение значений, совпадающее с западной границей Восточно-Уральской мегазоны ( $n = 23$ ;  $0.7096 \pm 0.002$ ; 0.0004); плавное снижение показателей к востоку по направлению к Зауральской мегазоне ( $n = 31$ ;  $0.7095 \pm 0.001$ ; 0.0002).

Для каждой интерполированной карты проведена кросс-валидация. Она демонстрирует, что область наиболее низкой точности интерполяции во всех случаях лежит в северо-западном углу карты, по границе Центрально-Уральской мегазоны. Еще одна область низкой точности предсказаний лежит

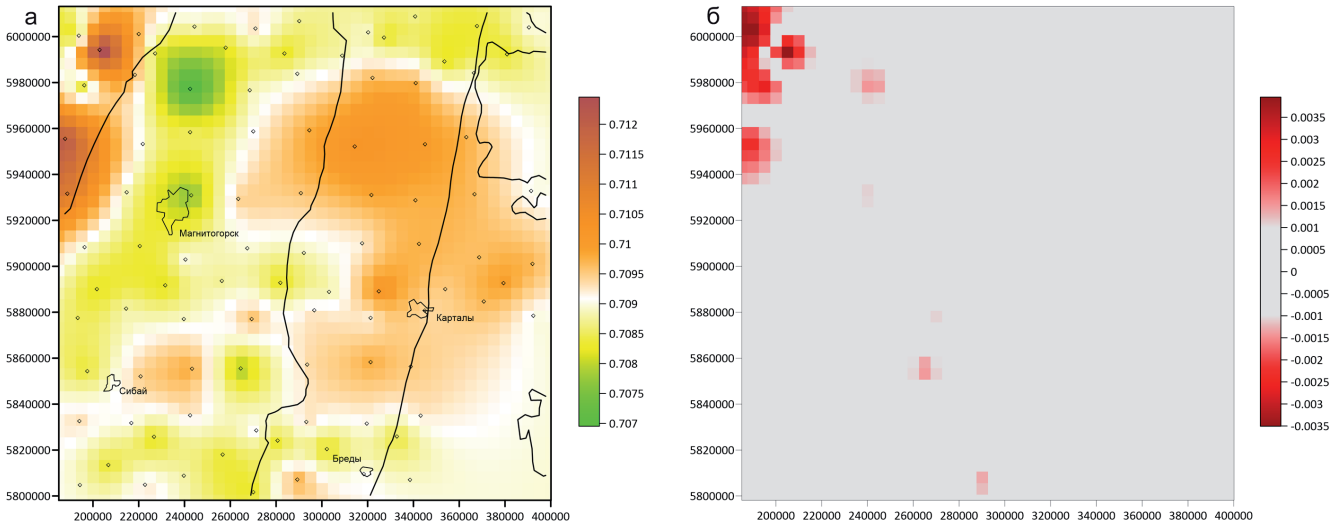
в юго-восточной части Тагило-Магнитогорской мегазоны, так как все типы образцов продемонстрировали в этой части аномально низкие значения. Во всех остальных случаях интерполяция обладает высокой точностью в соответствии с критерием 1 (интерполированные значения отличаются от измеренных не более чем на 0.001): 72%-я – для карты по воде, 90%-я – по растениям, 85%-я – по моллюскам, 93%-я – по почве и 96%-я – для карты по усредненным значениям.

Следующим этапом статистического анализа является изучение корреляции по критерию Пирсона между измеренным значением соотношений изотопов стронция (зависимая переменная) и возрастом локальных подстилающих пород (независимая переменная) в каждой из точек отбора. Анализ выявил отсутствие таковой корреляции во всех изученных парах:  $r^2 = 0.14$ ,  $p = 0.26$  в паре вода/возраст;  $r^2 = 0.11$ ,  $p = 0.35$  в паре растения/возраст;  $r^2 = -0.12$ ,  $p = 0.38$  в паре моллюски/возраст;  $r^2 = -0.13$ ,  $p = 0.28$  в паре почва/возраст. Отсутствие статистической корреляции свидетельствует об отсутствии закономерности в изменении значений изотопа в любую сторону в зависимости от возраста локальных подстилающих пород.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дробное геологическое строение Урала, выраженное разновозрастными вулканогенными, осадочными и метаморфическими толщами, осложненными внедрением ультраосновных и гранитных интрузивов, затрудняет выявление прямой зависимости между подстилающими древними породами и фоновыми значениями отношений стронция в поверхностных образцах в локальном варианте. Различия связаны с широким спектром физико-химических процессов, происходящих в верхних слоях литосферы (например, дискретным выветриванием горных пород, перемещением рыхлых отложений, почвенными преобразованиями). Это согласуется с ранее проведенными исследованиями в других регионах мира (Gerling, 2015; Holt et al., 2021). Используемая нами методика пробоотбора позволила выявить крупные фоновые дифференцированные зоны  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в поверхностных образцах. Этот вариант применим для фиксации миграций и индивидуальной мобильности на территориях со сложным геологическим строением.

Сравнение полученных интерполяционных карт соотношений изотопов стронция с геологическим строением района исследований показало приуроченность зон распределения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к крупным структурно-формационным зонам Урала. Геохронологические Rb-Sr определения к настоящему времени сделаны не для всех осадочных и метаморфических комплексов и интрузивных массивов.

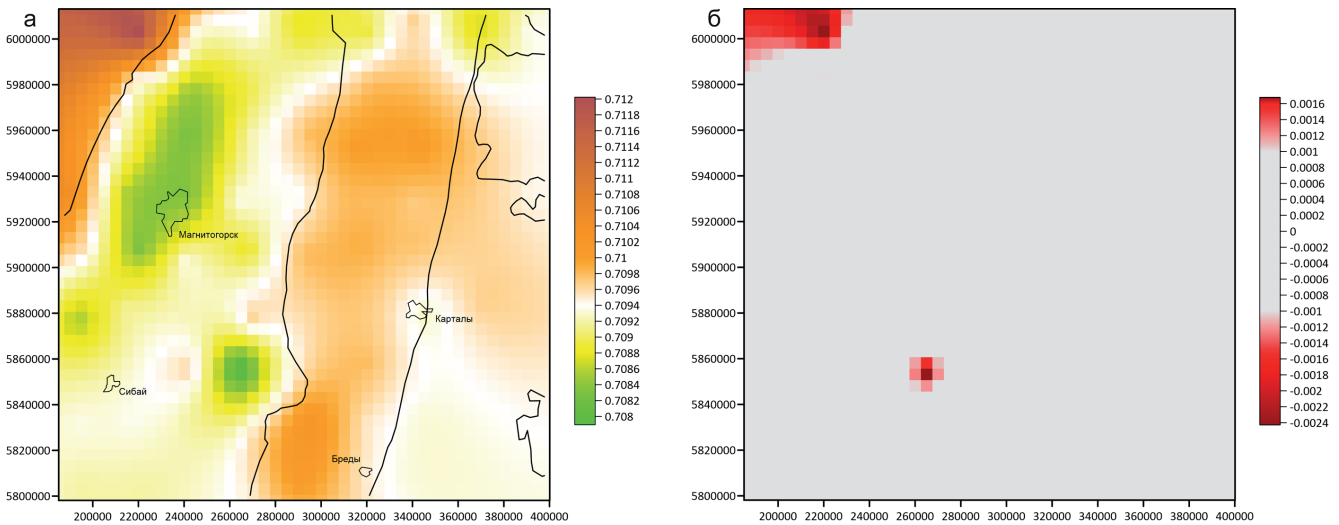


**Рис. 6.** Образцы почвенной вытяжки (n = 95).

а – интерполяция зональной изменчивости изотопов стронция методом обычного кригинга по образцам почвенной вытяжки; цветовая шкала варьируется от минимального значения к максимальному значению выборки; б – ошибка интерполяции (ошибка = интерполированное значение – наблюдаемое значение).

**Fig. 6.** Soil samples (n = 95).

а – interpolation of strontium isotope zonal variability by ordinary kriging from soil samples; the color scale varies from the minimum value to the maximum sample value; б – cross validation results (error = interpolated value – observed value).



**Рис. 7.** Карта усредненных значений по выборкам воды, травы и почвы 2020 г. (n = 67).

а – интерполяция зональной изменчивости изотопов стронция методом обычного кригинга по усредненным значениям воды, травы и почвы; цветовая шкала варьируется от минимального значения к максимальному значению выборки; б – ошибка интерполяции (ошибка = интерполированное значение – наблюдаемое значение).

**Fig. 7.** Map of average values for water, grass and soil samples for 2020 samples (n = 67).

а – interpolation of strontium isotope zonal variability by ordinary kriging using averaged values for water, grass and soil samples; the color scale varies from the minimum value to the maximum sample value; б – cross validation results (error = interpolated value – observed value).

вов Южного Урала. Поэтому для сравнения будут использованы  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  определения в горных поро-

дах, наиболее близких по геохронологии, стратиграфии и пространственному расположению.



Высокие значения отношений стронция в Центрально-Уральской мегазоне обусловлены древними подстилающими породами, представленными позднерифейскими и раннесреднедевонскими сланцами, кварцитами, мраморами, метапесчаниками. Отношение изотопов стронция в местных породах можно оценить по позднерифейским карбонатным породам катавской, инзерской, миньярской и укской свит, где оно в среднем составляет 0.7052–0.7061 (Кузнецов и др., 2003). Крупный шаг сетки пробоотбора не позволил выяснить, какие значения отношений биодоступного стронция соответствуют зоне Главного Уральского разлома, которая представлена полосой ордовикских, силурийских и девонских ультрабазитовых массивов. Вероятно, относительно небольшая мощность зоны Главного Уральского разлома (около 5 км в зоне покрытия сеткой) не оказывает заметного влияния на изотопный состав стронция в поверхностных образцах при крупной сетке. Обширное поле низких значений отношений изотопов стронция приурочено к Тагило-Магнитогорской мегазоне, подстилающие породы которой представлены девонкаменноугольными вулканитами (базальты, андезиты, вулканогенно-осадочные толщи), терригенными породами и известняками. Отношения изотопов стронция, измеренные для девонских вулканитов баймак-бурибайской, ирендыкской и карамалыташской свит, варьируются в пределах 0.7037–0.7046 (Горожанин, 1998) (по другим данным значения выше и составляют 0.70446–0.70666 (Spadea et al., 2002)). Далее на восток наблюдается широкая зона высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , территориально соответствующая Восточно-Уральской мегазоне. Здесь каменноугольные и пермские гранитные интрузивы и ордовикские ультрабазитовые комплексы окружены докембрийскими, ордовикскими и силурийскими метаморфическими комплексами, девонкаменноугольными вулканогенно-осадочными толщами. Несмотря на широкое распространение относительно молодых гранитных интрузивов каменноугольного и пермского возраста, зону высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Восточно-Уральской мегазоне обуславливают докембрийские и раннепалеозойские толщи. Так, гранитоидам Джабыкско-Санарского и Степнинского комплексов соответствуют вариации значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в пределах 0.70490–0.70571 (Тевелев и др., 2018). При этом предположительно ордовикское обрамление Суундукского гранитного массива, представленное кусоканской свитой гнейсов и амфиболитов, обладает более высокими значениями – 0.7052–0.7073 (Виноградов и др., 2000). Восточнее территория сетки пробоотбора частично покрывает Зауральскую мегазону, которая имеет дробное строение и частично перекрыта осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы, что усложняет интерпретацию результатов. Точки отбора

проб покрывают территорию, сложенную ордовикскими океаническими базальтами, нижнесилурийскими черных сланцами и верхнесилурийско-раннедевонскими рифогенными известняками, на которые наложены раннекаменноугольные рифтогенные базальтоиды (Тевелев, 2003). По данным наших измерений биодоступного стронция, Зауральская мегазона также выделяется высокими значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , вероятно контролируемые раннепалеозойскими толщами.

Среди заключений, требующих обсуждения, – отчетливые расхождения в значениях между разными типами образцов и подстилающими породами. Эта особенность зафиксирована для многих территорий, однако единообразия в сдвиге значений не прослеживается (и, видимо, не может проследиться). Причины расхождений сильно различаются для каждого из типов. На итоговый результат измерений биодоступного стронция влияют не только подстилающие породы, но и другие факторы. Некоторые из них достаточно очевидны, например, влияние атмосферных осадков или пылевого переноса. Однако есть и более сложные факторы (Hajj et al., 2017). Влияние атмосферных осадков сильнее ощущается в зонах высокой увлажненности. Но большая часть обследованной нами территории расположена в аридной зоне, ежегодный вклад атмосферной влаги составляет лишь 300–400 мм/год (Левит, 2005, с. 41). Лишь в северо-западном секторе нашего участка количество осадков может достигать 600 мм. Легкость растворения стронция приводит к его переносу водотоками, которые могут пересекать зоны залегания разных пород. В нашем случае мы ориентировались на стоячие водоемы и малые реки с медленным течением, но полностью избежать этого искажения вряд ли реально. Соотношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в почве обусловлены их генезисом и составом, осаждением вторичных продуктов выветривания, включенным биологическим материалом и пр. Растения с глубокими корнями способны получить изотопную метку глубинных почвенных горизонтов, отличную от поверхностно-почвенных. Способом минимизация искажения сигнала в нашем случае стал максимально возможный отказ от использования многолетних растений. Таким образом, предпринятые на этапе пробоотбора шаги способны минимизировать влияние большой суммы факторов, но не могут полностью исключить их, что подтвердили и наши работы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований нами получена серия карт фоновых значений биодоступного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для Южного Зауралья. Значительное сходство распределения дифференцированных зон  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  на картах разнотипных образцов (почва, вода, растения,

раковины моллюсков) подтверждает правильность выбранной методики отбора проб и сходимость аналитических данных. На исследуемой территории наблюдается явная тенденция приуроченности зон повышенных значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  к древним толщам, а пониженных – к более молодым, что полностью согласуется с исследованиями, проведенными ранее в других регионах. С учетом дробного геологического строения и широчайшего спектра горных пород на исследуемой территории Южного Зауралья положительным результатом является низкая дифференциация зональности, которая соответствует крупным структурно-формационным зонам Урала. Благодаря этому изложенная методика демонстрирует пригодность для исследований субширотных миграций древнего населения Южного Зауралья.

Изучение локальной мобильности требует проведения дополнительных анализов. Методика их отбора может быть аналогичной представленной в этой работе, но с меньшим шагом (размером ячейки). Альтернативный подход – отбор образцов биодоступного стронция в зонах расположения конкретных геологических структур, с нашей точки зрения, не обеспечивает статистическую достоверность итоговой карты. Таким образом, возможности дальнейших исследований связаны с 1) расширением площади созданной карты за счет умножения числа измерений в структурно-формационных зонах Урала, слабо охваченных на первом этапе; 2) контрольными измерениями образцов в местах выявленных при интерполяции аномально низких/высоких значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ; 3) созданием локальных карт более крупного масштаба для отдельных микрорайонов в целях повышения достоверности выводов о локальной мобильности конкретных групп населения или животных.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов В.И., Щербаков С.А., Горожанин В.М., Гольцман Ю.В., Буякайте М.И. (2000) Возраст метаморфитов Восточно-уральского поднятия: Sm-Nd- и Rb-Sr-изотопное датирование. *Докл. АН*, **371**(6), 784-787.
- Горожанин В.М. (1998) Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала. *Магматизм и геодинамика*. Екатеринбург: УрО РАН, 98-108.
- Козлов В.И., Макушин А.А., Шалагинов В.В. (2001) Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. М-б 1 : 1 000 000. Карта дочетвертичных образований. Лист N-40, (41). (Уфа). ООО “Башкиргеология”.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М., Мельников Н.Н., Константинова Г.В., Кутявин Э.П. (2003) Изотопный состав Sr в карбонатных породах Каратавской серии Южного Урала и стандартная кривая вариаций отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Позднерифейском океане. *Стратигр. Геол. корреляция*, **11**(5), 3-39.
- Левит А.И. (2005) Южный Урал: география, экология, природопользование. Челябинск: ЮУКИ, 246 с.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Тевелев А.В. (2003) Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 406 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А., Бурштейн Е.Ф., Тевелев А.В., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Коротаев М.В., Георгиевский Б.В., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Серeda В.В. (2018) Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Изд-е 2-е. Сер. Южно-Уральская. Лист N-41-XXV (Карталы). Объяснит. записка. М.: Моск. фил. ФГБУ “ВСЕГЕИ”, 175 с.
- Фор Г. (1989) Основы изотопной геологии. М.: Мир, 590 с.
- Bataille C.P., Crowley B.E., Wooller M.J., Bowen G.J. (2020) Advances in global bioavailable strontium isoscapes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **555**, 109849. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109849>
- Chechushkov I., Epimakhov A., Ankushev M., Ankusheva P., Kiseleva D. (2022) Interpolated data on bioavailable strontium in the southern Trans-Urals. *Zenodo*. <https://zenodo.org/records/7370066>
- Corti C., Rampazzi L., Ravedoni C., Giussani B. (2013) On the use of trace elements in ancient necropolis studies: Overview and ICP-MS application to the case study of Valdaro site, Italy. *Microchem. J.*, **110**, 614-623.
- Gerling C. (2015) Prehistoric Mobility and Diet in the West Eurasian Steppes 3500 to 300 BC: An Isotopic Approach. Berlin, München, Boston: De Gruyter. 402 p. <https://doi.org/10.1515/9783110311211>
- Hajj F., Poszwa A., Bouchez J., Guérolde F. (2017) Radiogenic and “stable” strontium isotopes in provenance studies: A review and first results on archaeological wood from shipwrecks. *J. Archaeol. Sci.*, **86**, 24-49. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2017.09.005>
- Holt E., Evans J.A., Madgwick R. (2021) Strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) mapping: A critical review of methods and approaches. *Earth-Sci. Rev.*, **216**, 103593, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103593>
- <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/> : [website]. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.950380> : [website].
- Isaaks E.H., Srivastava R.M. (Eds). (1989) Applied Geostatistics, N. Y., Oxford University Press New York, 582 p.
- Journel A.G. (1989) Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons, American Geophysical Union Washington.
- Kasyanova A.V., Streletskaya M.V., Chervyakovskaya M.V., Kiseleva D.V. (2019) A method for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratio determination in biogenic apatite by MC-ICP-MS using the SSB technique. *AIP Conference Proceedings*, 2174, 020028. <https://doi.org/10.1063/1.5134179>
- Koryakova L., Epimakhov A.V. (2014) The Ural and Western Siberia in the Bronze and Iron Age. Cambridge: Cambridge University Press, 408 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618451>
- Kristiansen K. (2022) Archaeology and the Genetic Revolution in European Prehistory (Elements in the Archaeology of Europe). Cambridge: Cambridge University Press, 100 p. <https://doi.org/10.1017/9781009228701>
- Malainey M.E. (2011) A Consumer’s Guide to Archaeological Science: Analytical Techniques (Manuals in Archaeology).

- ological Method, Theory and Technique). N. Y., Springer Science+Business Media, LLC, 603 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4419-5704-7>
- Maurer A.-F., Galer S.J.G., Knipper C., Beierlein L., Nunn E.V., Peters D., Tütken T., Alt K.W., Schöne B.R. (2012) Bioavailable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in different environmental samples – Effects of anthropogenic contamination and implications for isoscapes in past migration studies. *Sci. Total Environ.*, **433**, 216-229. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.046>
- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Analytic. Atom. Spectrom.*, **24**, 1498-1510. <https://doi.org/10.1039/B908645E>
- Oliver M.A. (1990) Kriging: A method of interpolation for geographical information systems. *Int. J. Geogr. Inf. Systems*, **4**, 313-332. <https://doi.org/10.1080/02693799008941549>
- Price T.D., Burton J.H., Bentley R.A. (2002) The characterization of biologically available strontium isotope ratios for the study of prehistoric migration. *Archaeometry*, **44**(1), 117-135. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.00047>
- Slovak N.M., Paytan A. (2011) Applications of Sr Isotopes in Archaeology. (Ed. M. Baskaran). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Advances in Isotope Geochemistry*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 743-768. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8\\_35](https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8_35)
- Snoeck C., Ryan S., Pouncett J., Pellegrini M., Claeys P., Wainwright A.N., Mattielli N., Lee-Thorp J.A., Schulting R.J. (2020) Towards a biologically available strontium isotope baseline for Ireland. *Sci. Total Environ.*, **712**, 136248. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136248>
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc complex. *Mountain Building in the Uralides*. Washington, American Geophysical Union, 101-134. <https://doi.org/10.1029/132GM07>
- Thomsen E., Andreasen R. (2019) Agricultural lime disturbs natural strontium isotope variations: Implications for provenance and migration studies. *Sci. Adv.*, **5**(3), eaav8083. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav8083>
- West J.B., Sobek A., Ehleringer J.R. (2008) A simplified GIS approach to modeling global leaf water isoscapes. *PLoS One*, **3**(6), e2447. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0002447>
- Valdaro site, Italy. *Microchem. J.*, **110**, 614-623.
- Faure G. (1989) Fundamentals of isotope geology. Moscow, Mir Publ., 590 p. (In Russ.)
- Gerling C. (2015) Prehistoric Mobility and Diet in the West Eurasian Steppes 3500 to 300 BC: An Isotopic Approach. Berlin, München, Boston, De Gruyter, 402 p. <https://doi.org/10.1515/9783110311211>
- Gorozhanin V.M. (1998) Primary isotopic composition of strontium in igneous complexes of the Southern Urals. *Magmatism and geodynamics*. Ekaterinburg, UB RAS, 98-108. (In Russ.)
- Hajj F., Poszwa A., Bouchez J., Guérol F. Radiogenic and “stable” strontium isotopes in provenance studies: A review and first results on archaeological wood from shipwrecks. *J. Archaeol. Sci.*, **86**, 24-49. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2017.09.005>
- Holt E., Evans J.A., Madgwick R. (2021) Strontium ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) mapping: A critical review of methods and approaches. *Earth-Sci. Rev.*, **216**, 103593, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103593>
- <http://georem.mpch-mainz.gwdg.de/> : [website]. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.950380> : [website].
- Isaaks E.H., Srivastava R.M. (Eds) (1989). Applied Geostatistics, N. Y., Oxford University Press New York, 582 p.
- Journal A.G. (1989) Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons, American Geophysical Union Washington.
- Kasyanova A.V., Streletskaya M.V., Chervyakovskaya M.V., Kiseleva D.V. (2019) A method for  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotope ratio determination in biogenic apatite by MC-ICP-MS using the SSB technique. *AIP Conference Proceedings*, 2174, 020028. <https://doi.org/10.1063/1.5134179>
- Koryakova L., Epimakhov A.V. (2014) The Ural and Western Siberia in the Bronze and Iron Age. Cambridge, Cambridge University Press, 408 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618451>
- Kozlov V.I., Makushin A.A., Shalaginov V.V. (2001) Geological map of the Russian Federation and adjacent territory of the Republic of Kazakhstan. Scale 1 : 1,000,000. Map of pre-Quaternary formations. Sheet N-40, (41). (Ufa). LLC “Bashkirgeologia”. (In Russ.)
- Kristiansen K. (2022) Archaeology and the Genetic Revolution in European Prehistory (Elements in the Archaeology of Europe). Cambridge, Cambridge University Press, 100 p. <https://doi.org/10.1017/9781009228701>
- Kuznetsov A.B., Semikhatov M.A., Gorokhov I.M., Mel'nikov N.N., Konstantinova G.V., Kutuyavin E.P. (2003) Sr isotopic composition in carbonate rocks of the Karatavskaya Group of the Southern Urals and the standard curve of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratio variations in the Late Riphean Ocean. *Stratigr. Geol. Korrel.*, **11**(5), 3-39. (In Russ.)
- Levit A.I. (2005) Southern Urals: geography, ecology, nature management. Chelyabinsk, YuUKI Publ., 246 p. (In Russ.)
- Malaney M.E. (2011) A Consumer's Guide to Archaeological Science: Analytical Techniques (Manuals in Archaeological Method, Theory and Technique). N. Y., Springer Science+Business Media, LLC, 603 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-4419-5704-7>
- Maurer A.-F., Galer S.J.G., Knipper C., Beierlein L., Nunn E.V., Peters D., Tütken T., Alt K.W., Schöne B.R. (2012) Bioavailable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in different environmental samples – Effects of anthropogenic contamination and implications for isoscapes in past migration studies. *Sci. Total Environ.*, **433**, 216-229. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.046>

## REFERENCES

- Bataille C.P., Crowley B.E., Wooller M.J., Bowen G.J. (2020) Advances in global bioavailable strontium isoscapes. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **555**, 109849. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109849>
- Chechushkov I., Epimakhov A., Ankushev M., Ankusheva P., Kiseleva D. (2022) Interpolated data on bioavailable strontium in the southern Trans-Urals. *Zenodo*. <https://zenodo.org/records/7370066>
- Corti C., Rampazzi L., Ravedoni C., Giussani B. (2013) On the use of trace elements in ancient necropolis studies: Overview and ICP-MS application to the case study of

- Muynck D.D., Huelga-Suarez G., Heghe L.V., Degryse P., Vanhaecke F. (2009) Systematic evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic resin for obtaining a purified Sr fraction with quantitative recovery from complex and Ca-rich matrices. *J. Analytic. Atom. Spectrom.*, **24**, 1498-1510. <https://doi.org/10.1039/B908645E>
- Oliver M.A. (1990) Kriging: A method of interpolation for geographical information systems. *Int. J. Geogr. Inf. Systems*, **4**, 313-332. <https://doi.org/10.1080/02693799008941549>
- Price T.D., Burton J.H., Bentley R.A. (2002) The characterization of biologically available strontium isotope ratios for the study of prehistoric migration. *Archaeometry*, **44**(1), 117-135. <https://doi.org/10.1111/1475-4754.00047>
- Puchkov V.N. (2000) Paleogeodynamics of the Southern and Middle Urals. Ufa, Dauria Publ., 146 p. (In Russ.)
- Slovak N.M., Paytan A. (2011) Applications of Sr Isotopes in Archaeology. (Ed. M. Baskaran). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Advances in Isotope Geochemistry*. Berlin. Heidelberg, Springer-Verlag, 743-768. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8\\_35](https://doi.org/10.1007/978-3-642-10637-8_35)
- Snoeck C., Ryan S., Pouncett J., Pellegrini M., Claeys P., Wainwright A.N., Mattielli N., Lee-Thorp J.A., Schulting R.J. (2020) Towards a biologically available strontium isotope baseline for Ireland. *Sci. Total Environ.*, **712**, 136248. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.136248>
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D. (2002) Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc complex. *Mountain Building in the Uralides*. Washington, American Geophysical Union, 101-134. <https://doi.org/10.1029/132GM07>
- Tevelev A.V. (2003) Middle-Late Paleozoic development of the Ural-Kazakhstan folded system. Doct. geol. and min. sci. diss. Moscow, Publishing house of Moscow State University, 406 p. (In Russ.)
- Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Burshtein E.F., Tevelev A.V., Popov V.S., Kuznetsov I.E., Korotaev M.V., Georgievskii B.V., Osipova T.A., Pravikova N.V., Sereda V.V. (2018) State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000. Second edition. Series South Ural. Sheet N-41-XXV (Kartaly). Explanatory note. Moscow, Moscow branch of FSBI "VSEGEI", 175 p. (In Russ.)
- Thomsen E., Andreasen R. (2019) Agricultural lime disturbs natural strontium isotope variations: Implications for provenance and migration studies. *Sci. Adv.*, **5**(3), eaav8083. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav8083>
- Vinogradov V.I., Shcherbakov S.A., Gorozhanin V.M., Gol'tsman Yu.V., Buyakaite M.I. (2000) Age of metamorphites of the East Ural uplift: Sm-Nd- and Rb-Sr-isotope dating. *Dokl. Akad. Nauk*, **371**(6), 784-787. (In Russ.)
- West J.B., Sobek A., Ehleringer J.R. (2008) A simplified GIS approach to modeling global leaf water isoscapes. *PLoS One*, **3**(6), e2447. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0002447>

## Самородный селен в апикальных породах Гайского медноколчеданного месторождения

А. И. Малышев, Л. К. Малышева

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

Поступила в редакцию 14.03.2023 г., принята к печати 15.06.2023 г.

**Объект исследования.** Селеновая минерализация в измененных породах Гайского месторождения. **Цель.** Определение условий образования самородного селена в измененных породах. **Общие положения.** Селеновая минерализация установлена в трех зонах измененных пород в бортах 3-го карьера и приурочена к верхней части сернокварцевой сыпучки. Слои с повышенным содержанием самородного селена и тиманнита выделяются углисто-черным цветом на общем фоне желто-зеленых сернокварцевых пород и формируют субвертикальные струйчатые текстуры. Максимальное развитие селеновой минерализации обнаружено в юго-западной зоне карьера, где селеносодержащие породы прослеживаются по вертикали на 6 м и формируют линзу с поперечником до 70 см. Накопление селена обусловлено его физическими свойствами. Селен по летучести аналогичен сере, но при снижении температуры претерпевает более интенсивную конденсацию. Накоплению селенового конденсата способствует гель кремниевой кислоты, предотвращающий вынос селена гидротермальным потоком. **Выводы.** Самородный селен Гайского месторождения имеет гидротермальный генезис, что наряду с присутствием в породах самородной серы свидетельствует о гидротермальном формировании апикальных измененных пород.

**Ключевые слова:** селен, тиманнит, Гайское месторождение, колчеданное рудообразование, гидротермальный процесс

### Источник финансирования

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН № АААА-А19-119072990020-6 с использованием оборудования ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН осуществляются при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на 2021–2023 гг., соглашение № 075-15-2021-680

## Native selenium in the apical rocks of the Gaisky copper-pyrite deposit

Aleksandr I. Malyshev, Lidiia K. Malysheva

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

Received 14.03.2023, accepted 15.06.2023

**Research subject.** Selenium mineralization in altered rocks of the Gaisky deposit. **Aim.** Determination of formation conditions of native selenium in altered rocks. **Results.** Selenium mineralization is established in three zones of altered rocks in the sides of the 3rd quarry and is confined to the upper part of the sulfur-quartz rocks. Layers with a high content of native selenium and tiemannite are distinguished by a carbon-black color against the general background of yellow-green sulfur-quartz rocks, forming subvertical trickle textures. The maximum propagation of selenium mineralization was found in the southwestern zone of the quarry. Here, selenium-containing rocks are traced vertically by 6 m, forming a lens with a diameter of up to 70 cm. The accumulation of selenium occurs due to its physical properties. Selenium is similar to sulfur in volatility, although it undergoes more intense condensation under decreased temperatures. The accumulation of selenium condensate is facilitated by a silicic acid gel, which prevents the removal of selenium by a hydrothermal flow. **Conclusion.** The native selenium of the Gaisky deposit is characterized by a hydrothermal genesis, which, along with the presence of monoclinic native sulfur in the rocks, indicates the hydrothermal formation of the entire complex of altered rocks.

**Keywords:** selenium, tiemannite, Gaisky deposit, pyrite ore formation, hydrothermal process

**Для цитирования:** Малышев А.И., Малышева Л.К. (2023) Самородный селен в апикальных породах Гайского медноколчеданного месторождения. *Литосфера*, **23**(6), 1095-1114. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1095-1114>

**For citation:** Malyshev A.I., Malysheva L.K. (2023) Native selenium in the apical rocks of the Gaisky copper-pyrite deposit. *Lithosphere (Russia)*, **23**(6), 1095-1114. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-6-1095-1114>

**Funding information**

The studies were carried out as part of the IGG UB RAS state assignment (state registration No. AAAA-A19-119072990020-6) 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 for 2021-2023 (Agreement No. 075-15-2021-680)

**Acknowledgements**

The authors are grateful to V.I. Silaev for his help in the mineralogical part of the work and technical editing of the manuscript, to D.A. Zamyatin, N.S. Chebykin, and L.V. Leonova for their advice and assistance in working on a scanning electron microscope, as well as to the reviewers for their friendly attitude and valuable comments.

**ВВЕДЕНИЕ**

Селен – примесный элемент колчеданных руд. Обычно его содержания в горных породах невелики –  $n \cdot 10^{-4}$ – $n \cdot 10^{-2}$  мас. % (Масленников и др., 2014). Однако в некоторых случаях его доля в составе руд достигает 1 мас. % (Hannington et al., 1999). В зоне окисления южно-уральских колчеданных месторождений установлены самородный селен, тиманнит (HgSe), джаркенит (кубический FeSe<sub>2</sub>), клаусталит (PbSe), науманнит (Ag<sub>2</sub>Se), селенистые сульфосоли (Белогуб и др., 2006). Наибольшие концентрации селена отмечены в низах профиля окисления в связи с горизонтами самородной серы (Читаева, 1965). Селен здесь может находиться как в самородной форме, так и в виде селенидов. В частности, самородный селен выявлен на месторождениях Куль-Юрт-Тау (Баймакский район) (Палей, 1957) и Западно-Озерном (Belogub et al., 2003). Он редкий минерал и на Гайском колчеданном месторождении, встречающийся в подзоне самородной серы (Зайков, Сергеев, 1993).

В значительных количествах самородный селен обнаружен нами (Мальшев, 2015) в 3-м карьере Гайского месторождения при проведении полевых работ в 2000–2001 и 2008 гг. (рис. 1). Первоначальная диагностика самородного селена произведена в полевых условиях на основе его физических параметров: слабосвязанный тонкообломочный (по порошкообразный) агрегат углисто-черного цвета; несколько более тугоплавкий, чем сера ( $T_{пл}$  селена 217°C<sup>1</sup>, моноклинной серы – 119.3°C); при дальнейшем нагревании на открытом воздухе закипает ( $T_{кип}$  618°C) и горит голубым пламенем с выделением чесночного запаха. Впоследствии селен был подтвержден рентгенофазовым методом (С.Г. Сустанов, УГГГА).

При анализе материалов полевых и лабораторных исследований сделан вывод, что образование серноселеновых отложений в разрезе измененных пород Гайского месторождения произошло на ста-

дии затухания газогидротермального процесса, обусловившего формирование всего Гайского медноколчеданного месторождения (Мальшев, 2015). В данной работе мы приводим результаты дополнительных исследований, полученных с использованием сканирующей электронной микроскопии. Выявленные значительные концентрации селеновой минерализации сложно объяснить с позиций гипергенеза. Более того, как отмечают исследователи (Белогуб и др., 2006), обогащение селеном более характерно для эпитеpmальных месторождений и вулканических фумарол. Поэтому дополнительная информация о селеновой минерализации может иметь ключевое значение для понимания генезиса апикального профиля окисления Гайского месторождения в целом.

Микроструктурное изучение селенсодержащих пород выполнено в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA LMS с приставками ЭДС и ДОРЭ INCA Energy350X-Max50 и NordlysNano (Oxford Instruments).

**СЕЛЕНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ГАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Подробное описание изученных апикальных пород месторождения дано нами ранее в работе (Мальшев, 2015). Поэтому далее приведем лишь краткую характеристику позиционирования их селенсодержащих разностей. Во время полевых исследований (2000–2001, 2008 гг.) распространение серноселеновой минерализации было доступно для изучения в бортах 3-го карьера Гайского ГОКа. Анализ вскрытых разрезов пород показал, что развитие серноселеновой минерализации в кровле рудного тела наблюдается не повсеместно, а приурочено к определенным зонам, визуальнo выявляющимся по красноцветным измененным породам. Две подобные зоны четко выделяются в южном борту 3-го карьера (рис. 2). Фрагмент зоны сохранился и в северном борту (рис. 3). Далее эти измененные породы трассируются в северном направлении тремя выходами по западному борту 1-го карьера вплоть

<sup>1</sup> Здесь и далее справочные данные приведены по (Физические величины..., 1991).



**Рис. 1.** 3-й карьер Гайского месторождения в 2001 г.

На заднем плане юго-западная зона измененных пород, в которой обнаружены наиболее высокие концентрации самородного селена.

**Fig. 1.** The 3rd quarry of the Gaisky deposit in 2001.

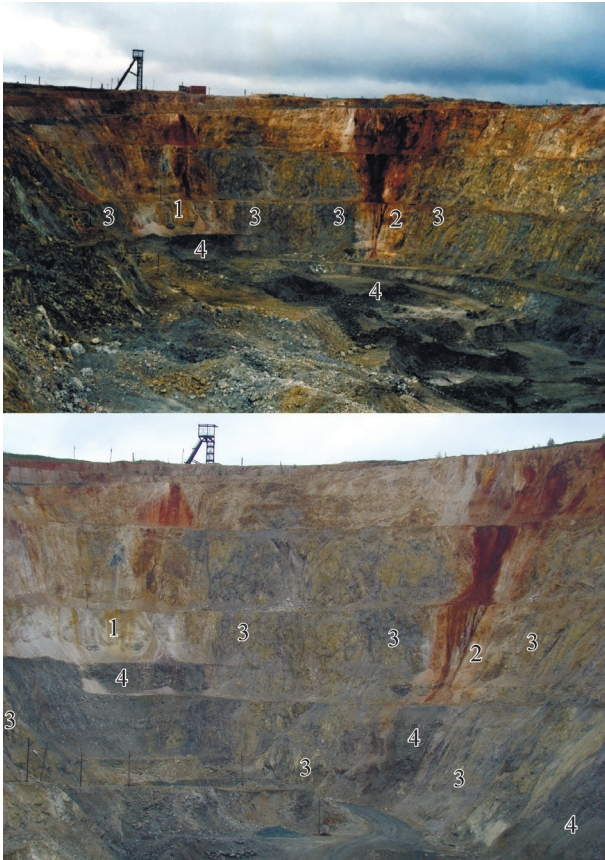
In the background, the southwestern zone of altered rocks, in which the highest concentrations of native selenium were found.

до его северо-западного фланга. В основании этих зон расположены крупные субвертикальные апофизы рудного тела. Все зоны сохранились до настоящего времени (рис. 4), хотя и недоступны для обследования, поскольку подходы к ним перекрыты обвалами карьерных уступов, а сам карьер заполняется рудничными водами.

Наибольшая концентрация серноселеновой минерализации отмечена в измененных породах **юго-западной зоны**. Находящийся в районе горизонта 310-метровый переход между измененными породами и подходящим к ним снизу субвертикальным апофизом рудного тела скрыт под осыпным материалом и недоступен для осмотра. Однако непосредственно на выходе из-под осыпного материала основание зоны представлено серосодержащими породами, прорывающими вмещающие кварциты в полосе шириной не более 3 м. Однако и в этой полосе почти половину ее мощности занимает кварцевая брекчия. Наиболее крупный выход рыхлых серосодержащих пород имеет горизонтальное сечение  $\approx 1.2$  м, прослеживается вверх до следующего уступа карьера (горизонт 325 м), т. е. на высоту почти 15 м. Помимо этого, имеются еще два

небольших выхода серосодержащих пород, которые отделяются от главного выхода и друг от друга кварцевой брекчией и быстро выклиниваются в последней.

Брекчированность кварцитов снижается по направлению от бортов зоны (от максимальной – в самой зоне до незначительной – на расстоянии 3–4 м) и почти исчезает за пределами 6–8-метрового расстояния. К оси зоны наряду с брекчированностью возрастают метасоматические изменения кварцитов. Обильная вне зоны брекчирования пиритовая вкрапленность разрушается по мере приближения к серосодержащим породам. На расстоянии 5–7 м от оси серосодержащих пород (в зоне слабого и умеренного брекчирования кварцитов) сульфидная вкрапленность практически исчезает, напоминая о себе обильными отрицательными формами с хорошо сохранившимися отпечатками граней ранее существовавших кристаллов. Местами пустоты частично заполнены порошокватой серой. Далее по направлению к оси зоны измененных пород остаточная постсульфидная пористость в кварцитах исчезает в результате заполнения новообразованными минералами – опалом и, в меньшей степени, серой.



**Рис. 2.** Измененные породы в южном борту карьера в 2001 г. (вверху) и 2008 г. (внизу).

1 – юго-восточная зона, 2 – юго-западная, 3 – кварциты с обильной пиритовой вкрапленностью, 4 – сплошные сульфиды.

**Fig. 2.** Modified rocks in the southern side of the quarry in 2001 (top) and 2008 (bottom).

1 – south-eastern zone, 2 – south-western, 3 – quartzites with abundant pyrite inclusions, 4 – solid sulfides.

Общий желтый оттенок рыхлых серосодержащих пород, обнажающихся в осевой части основания южной зоны измененных пород, обусловлен самородной серой. Кроме нее, в породах в разных сочетаниях присутствуют кварц, опал, пирофиллит, самородный селен. В общей пестроте рыхлых пород основания южной зоны отложения с максимальным содержанием самородной серы выделяются ярко-желтой или желто-зеленой окраской. В них, кроме серы в подчиненном количестве, содержатся кварц и опал. Гранулометрический состав зерен основной массы породы меняется в интервале от 0.1 до 0.5 мм (мелко- и среднезернистые пески). В более крупных фракциях обломки нередко представлены агрегатом, в центре которого находится обломок кварца, облепленный рыхлым сыпучим материалом. В светло-коричневых и светло-



**Рис. 3.** Фрагмент измененных пород (1) в северном борту карьера (северо-западная зона) в 2000 г. (вверху) и 2008 г. (внизу).

3, 4 – см. рис. 2.

**Fig. 3.** Fragment of altered rocks (1) in the northern side of the quarry (north-western zone) in 2000 (above) and in 2008 (below).

3, 4 – see Fig. 2.

серых отложениях количество серы уменьшается, а кварца и опала, напротив, увеличивается, в результате чего в этих отложениях сера, кварц и опал уже находятся примерно в равных количествах. Кроме того, здесь в подчиненном количестве присутствует пирофиллит. В низах серосодержащие отложения переходят в пиритовую сыпучку. На более высоких уровнях оттенки серого цвета разной степени плотности (вплоть до углистого) отложениям обеспечивает примесь самородного селена.

Пестрая окраска отложений подчеркивает их общее “струйчатое” сложение, при котором прослойки разного цвета вытянуты параллельно боковым контактам с вмещающими кварцитами, обтекаемая встречающиеся на пути препятствия. В южной зоне измененных пород этот “струйчатый” облик прослеживается по вертикали на всем протяжении





**Рис. 4.** Юго-западная (I), юго-восточная (II) и северо-западная (III) зоны измененных пород в бортах 3-го карьера Гайского ГОКа в 2022 г. (изображение по данным ресурса <https://www.google.com/maps/>).

**Fig. 4.** South-western (I), south-eastern (II) and north-western (III) zones of altered rocks in the sides of the 3rd quarry of the Gaisky GOK in 2022 (image according to the resource <https://www.google.com/maps/>).

нии серосодержащих пород, приобретая наибольшую контрастность на высоте 8–12 м над основанием южной зоны. Здесь, наряду с желто-зеленой самородной серой, в значительных количествах появляется углисто-черный самородный селен, нередко становясь ведущим минералом в отдельных прослоях (рис. 5). При этом сами породы приобретают относительную прочность за счет цементирования их самородной серой.

На высоте примерно 4 м над основанием зоны субвертикальная полосчатость ее строения подчеркивается темным цветом отдельных полос, которые

вверх по разрезу становятся все мощнее. Еще выше эти полосы почти сливаются, образуя линзу самородного селена максимальной мощностью почти 70 см (см. рис. 5). Из-под осыпного материала обнажается лишь нижняя часть серноселеновых отложений, тогда как вышележащие почти чисто селеновые отложения в значительной степени эродированы и перекрыты рыхлым красноцветным материалом вышележащих горизонтов). Центр линзы расположен на расстоянии примерно 3–5 м под расположенным выше карьерным уступом (уровень 325 м). По направлению вверх линза тоже расщепляется на отдельные темноцветные полосы. Но здесь расщепление и выклинивание темноцветных полос протекают быстрее. Поэтому в овражках карьерного уступа прослеживаются лишь слабонасыщенные темноцветным материалом полосы.

В серноселеновых отложениях селен заполняет поры между выделениями серы, покрывая некоторые из них. Вместе с этими минералами встречаются более крупные зерна кварца размером до 0.5 мм, распределение которых отвечает общей полосчатости породы. Селеновая составляющая отложений менее прочна и более склонна к осыпанию. Поэтому попытки отобрать образцы чистого селена при помощи примитивного обрушения нередко приводили лишь к тому, что селен рассыпался при падении в черный порошок, который почти невозможно было отделить от материала осыпи. Тем не менее три пробы этого порошка по результатам рентгенофазового исследования показали содержание самородного селена свыше 80 мас. %. Обломки серноселеновых отложений при падении также часто раскалывались по селеновым прослойкам. При этом селеновый порошок интенсивно осыпался с плоскости скола, а углисто-черный цвет сколов изменялся на темно-серый в результате увеличения концентрации более устойчивых к осыпанию частиц кварца и серы.

Непосредственно над серосодержащими отложениями в осевой части зоны располагаются многочисленные обломки новообразованного опала с крупными сквозными полостями, внутренняя поверхность которых покрыта мельчайшими сферическими стяжениями кремнезема (Малышев, 2015). Нередко встречаются текстуры коллоидного слипания более крупных фрагментов новообразованного кремнезема в виде как первичных его сфероподобных коагуляций, так и частиц со следами дробления и повторного склеивания за счет выделяющегося на их поверхности геля кремнезема. Также присутствуют текстуры со следами интенсивного выщелачивания, представленные исключительно каркасом из остаточного кремнезема.

Таким образом, вверх по разрезу юго-западной зоны измененных пород в ее осевой части зоны наблюдается переход от струйчатых текстур селеносодержащих пород к “трубчатым” текстурам



**Рис. 5.** Переслаивание серноселеновых пород (слева, вертикальный захват фото около 6 м) в верхней части серосодержащих отложений южной зоны и обломки серноселеновых пород (справа) в обломочном материале у подножия этой зоны. Фото 2008 г.

**Fig. 5.** A layer of sulfur-selenium rocks (left, vertical capture of the photo about 6 m) in the upper part of the sulfur-containing sediments of the southern zone and fragments of sulfur-selenium rocks (right) in the detrital material at the foot of this zone. Photo 2008.

в блоках новообразованного опала с широким распространением признаков интенсивного выщелачивания и образования агрегатов осажденного коллоидного кремнезема. И, наконец, на земной поверхности (абс. отм.  $\approx 390$  м) на участке между 2-м и 3-м карьерами над зоной измененных пород присутствуют остаточные блоки кварцитовых галечников, сцементированных гематитом. Мощность таких блоков составляет 1.5–2.0 м, их поперечный размер достигает  $3 \times 7$  м.

**Юго-восточная зона измененных пород** прослеживается в борту 3-го карьера на 30–40 м, что на порядок больше по сравнению с юго-западной зоной. Породы юго-восточной зоны по бокам также окаймляются полосами шириной 6–8 м, в которых прослеживается постепенный переход от вмещающих сульфидизированных кварцитов к окварцованным измененным породам. При этом нарастает интенсивность брекчирования, исчезает пиритовая вкрапленность с заполнением возникающих пустот новообразованными минералами – опалом и

серой – в нижних горизонтах кварцитов, ярозитом, опалом, алунином и каолинитом в верхних.

В центральной части зоны измененных пород прослеживается их контакт с рудным телом. На большей части этого контакта крупноглыбовый пиритит непосредственно примыкает к расположенным выше брекчированным кварцитам. При этом между глыбами колчедана развита пиритовая сыпучка, количество которой возрастает по направлению к контакту с кварцитами. В свою очередь, в межобломочном пространстве брекчированных кварцитов распространена сернокварцевая сыпучка. Здесь в ее составе, по данным рентгенофазового анализа, примерно в равных количествах присутствуют сера, обломочный кварц, аморфная форма кремнезема (опал) и пиррофиллит.

На протяжении  $\approx 4$  м контакт рудного тела с расположенными выше породами проходит по сыпучкам. Граница раздела между пиритовой и сернокварцевой сыпучками здесь при общей субгоризонтальной ориентировке имеет достаточно слож-

ную морфологию, создающую общее впечатление “бурлящей” разделительной поверхности (Малышев, 2015). По данным рентгенофазового анализа, сульфидная сыпучка состоит из пирита с небольшой примесью кварца. Надрудная сернокварцевая сыпучка в качестве примеси содержит опал, пирофиллит и хлорит и спорадически пирит и рутил. Аналогичный состав имеют фрагменты сернокварцевых отложений в пределах пиритовой сыпучки, отличает их лишь отсутствие хлорита, а также следов пирита и рутила. Несмотря на контрастность состава сыпучек, сколь-либо существенные проявления струйчатости или полосчатости отложений в зоне контакта сернокварцевой и пиритовой сыпучек отсутствуют.

Мощность горизонта сернокварцевой сыпучки в описываемом разрезе меняется в пределах 0.5–1.0 м. Струйчатый облик серосодержащих отложений в разрезе горизонта начинает проявляться в его кровле вблизи контакта с расположенными выше брекчированными кварцитами. Здесь повсеместно обнаруживаются субвертикальные струйчатые внедрения рыхлых серосодержащих отложений. В поперечном сечении их размер, как правило, не превышает 30 см. В составе этих внедрений повышенная концентрация самородной серы придает отдельным прослойкам ярко-желтый или зеленовато-желтый цвет. Бежевые прослойки свидетельствуют о повышении роли кварц-опаловой составляющей. В некоторых случаях рентгенофазовым методом диагностируется самородный селен, содержание которого здесь никогда не достигает таких значений, как в южной зоне. Помимо этого, в струйчатых субвертикальных внедрениях серосодержащих пород юго-восточной зоны полностью отсутствуют их прочно связанные разновидности, достаточно широко распространенные в южной зоне.

В **северо-западной зоне** разрез измененных пород был недоступен для прямого обследования в течение всего периода изучения, поэтому судить как о наличии серосодержащих пород, так и об их составе возможно лишь по обломочному материалу в осыпи на карьерном уступе, находящемся непосредственно под контактом рудного тела с расположенными выше породами (рис. 6, 7). Здесь среди преимущественно колчеданного обломочного материала обнаружены многочисленные фрагменты достаточно прочных серноселеновых пород, аналогичных соответствующим породам южной зоны (см. рис. 5). Кроме серноселеновых обломков, на поверхности осыпи присутствуют небольшие очень непрочные кусочки тонкодисперсного чисто селенового агрегата. Измененные породы северной зоны так же, как в южной и юго-восточной зонах, окаймляются полосами брекчированных кварцитов шириной 6–8 м. При этом интенсивность брекчирования возрастает по мере приближения к зоне измененных пород. Отчетливо видно, что эти же

полосы нарастающего брекчирования окаймляют с боков не только зону измененных пород, но и сам примыкающий к ней снизу субвертикальный апофиз рудного тела.

## МИКРОСТРУКТУРЫ СЕРНОСЕЛЕНОВЫХ ПОРОД

Для микроструктурного анализа использованы образцы серноселеновых пород, отобранные в 2008 г. из осыпи у подножия юго-западной зоны измененных пород (см. рис. 5). Результаты их изучения (рис. 8–10, табл. 1–7) подтверждают наличие самородного селена, нередко в больших количествах. Основными породообразующими минералами серноселеновых отложений являются сера (см. табл. 1) и кварц (опал), в котором, как правило, присутствует небольшое количество серы (см. табл. 4). Самородный селен менее распространен, но в локальных селен-кварцевых агломератах (см. рис. 9г, д, и) он становится доминирующим минералом, тогда как самородная сера в этих концентрациях отсутствует. Тесные микроструктурные сращения кварца и самородного селена свидетельствуют об их сингенетичности – совместном образовании на стадии выделения и коагуляции геля кремнекислоты.

Относительно самородной серы селен эпигенетичен – он, нередко вместе с опалом, образует корочки и другие формы обрастания зерен самородной серы, а также частично заполняет имеющиеся пустоты. В свою очередь, самородный селен местами частично замещается селенидом ртути (тиманнитом). По данным спектрального анализа, в самородной сере серноселеновых пород присутствует примесь селена (см. табл. 1), а в самородном селене – примесь серы и, в некоторых случаях, ртути. В составе селен-кварцевых агрегатов, по спектральным данным (см. табл. 2, п. 8–9), имеются незначительные примеси халькогенида железа в форме ферроселита  $FeSe_2$  (ашаволита  $FeSe$ ) или грейгита  $Fe_3S_4$ . В условных цветах рис. 9д примесь этого соединения придает селен-кварцевым агрегатам фиолетовый оттенок. Помимо серы, опала, селена и селенида ртути, в породах присутствуют барит, рутил и алюмосульфосфаты (см. табл. 3, 5–7).

Струйчатые текстуры серноселеновых пород находят свое продолжение и на микроструктурном уровне. При этом отдельные слойки, формирующие струйчатый облик, неоднородны по составу. В частности, на поверхности серноселеновых пород (см. рис. 8а) в направлении слева направо селен-опаловый агломерат сменяется агломератом самородной серы, затем агломератом с доминированием селенида ртути и далее вновь агломератом самородной серы.

На рис. 9а в серноселеновой породе присутствуют два наклонных слоя с локальным обогащением



**Рис. 6.** Северо-западная зона измененных пород, 2008 г.

1 – серосодержащие породы, 2 – обломки серноселеновых пород (см. рис. 7) в осыпном материале, 3 – вмещающие кварциты (3а – небрекчированные, 3б – среднебрекчированные, 3в – сильнобрекчированные), 4 – рудное тело.

**Fig. 6.** North-western zone of altered rocks, 2008.

1 – sulfur-containing rocks, 2 – fragments of sulfur-selenium rocks (see Fig. 7) in the scree material, 3 – enclosing quartzites (3a – non-brecciated, 3b – medium brecciated, 3v – strongly brecciated), 4 – ore body.

самородным селеном. Нижний из этих слоев обусловлен наличием крупных скоплений тонкозернистого агломерата самородного селена в опале (см. рис. 9б, г, д), тогда как в верхнем (см. рис. 9в, е) имеются отдельные сравнительно крупные (до 50 мкм) зерна самородного селена и широко развито обрастание зерен самородной серы мелкими выделениями и корочками селена и опала.

На рис. 9ж–и серно-селеновые породы изучаемого образца ограничены сверху слоем с развитием селен-опаловой минерализации, тогда как на рис. 9к–м эти же породы окаймляются снизу селен-тиманнитовой минерализацией. Такие варианты поверхностного развития селеновой минерализации аналогичны слоистости, показанной на рис. 8. Окаймление образцов слоями с повышенной селеновой минерализацией обусловлено их меньшей прочностью и склонностью образцов к раскалы-

ванию и осыпанию по слоям с максимальным развитием селеновой минерализации. Осыпной материал (см. рис. 10) с поверхности селеносодержащих пород представлен зернами самородного селена, тиманнита, фрагментами селен-опалового агломерата и самородной серой, покрытой корочками опал-селен-тиманнитового обрастания.

#### ГЕНЕЗИС СЕЛЕНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Обычно генезис приповерхностных измененных пород Гайского месторождения рассматривается с позиций классической схемы гипергенеза (Зайков, Сергеев, 1993), в соответствии с которой изменение пород происходит в результате окисления сульфидного рудного тела на земной поверхности под воздействием нисходящих метеорных вод.



**Рис. 7.** Обломки серноселеновых пород в осыпном материале на карьерном уступе у подножия северо-западной зоны измененных пород, 2008 г.

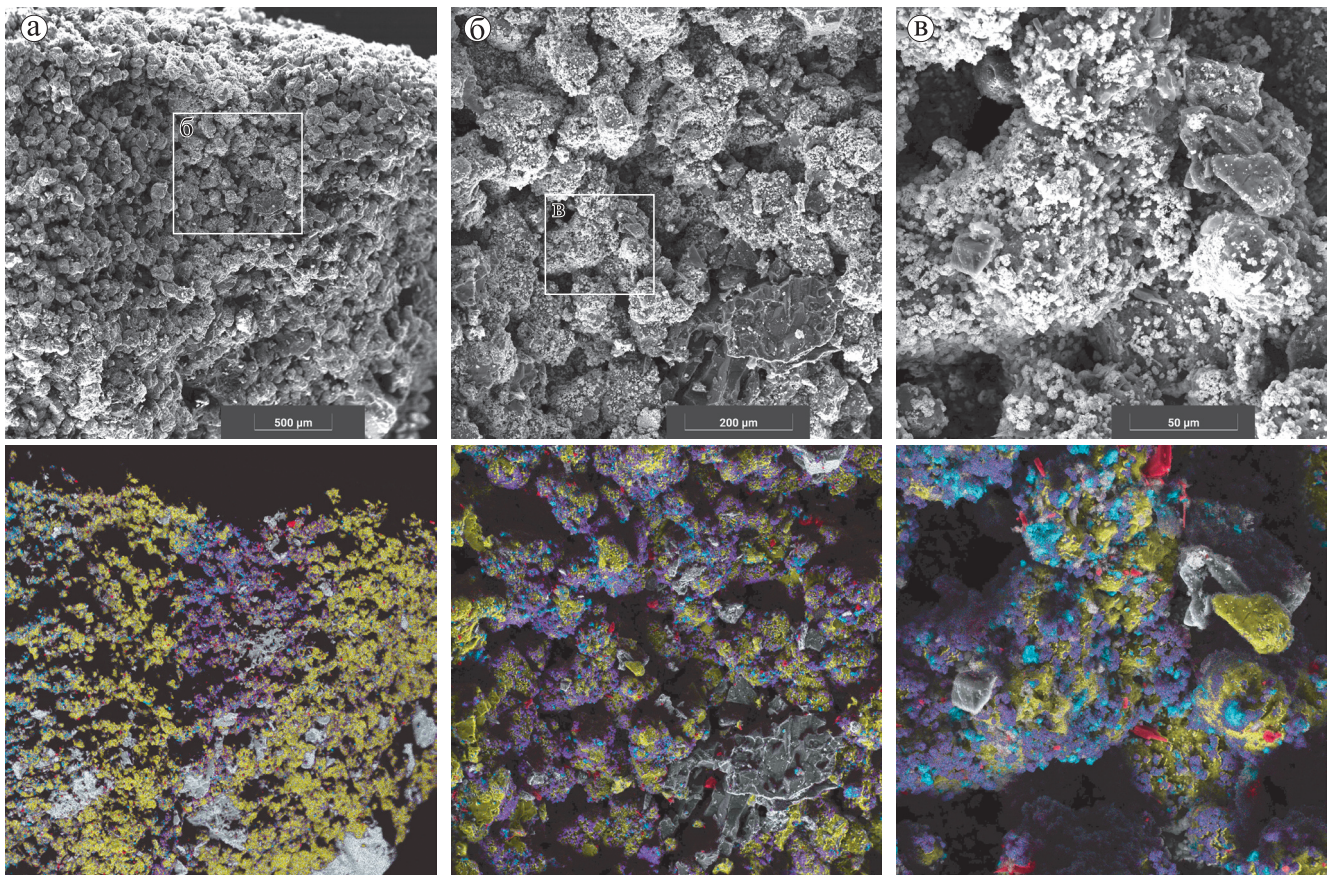
**Fig. 7.** Fragments of sulfur-selenium rocks in screen material on a quarry ledge at the foot of the north-western zone of modified rocks, 2008.

Безальтернативность используемой схемы приводит к внутренним противоречиям в анализе фактического материала в работе (Зайков, Сергеев, 1993). В частности, отмечаемое В.В. Зайковым и Н.Б. Сергеевым присутствие в измененных породах моноклинной серы в качестве второстепенного минерала свидетельствует об их формировании при температурах выше  $95.6^{\circ}\text{C}$ , т. е., скорее, об эндогенном, а не экзогенно-гипергенном генезисе измененных пород. При более низких температурах сера метастабильна и переходит в ромбическую модификацию, сохраняя псевдоморфозы с моноклинным габитусом. Наличие этих псевдоморфоз, по мнению Н.П. Юшкина (1968), является ключевым признаком эндогенной (вулканической) серы. В отличие от В.В. Зайкова и Н.Б. Сергеева, мы в своих исследованиях не обнаружили идиоморфной серы, однако ксеноморфные выделения серы Гайского месторождения (см. рис. 8–10) по своим закругленным (“оплавленным”) формам полностью аналогичны сере вулканогенных кварц(опал)-серносulfидных ассоциаций (рис. 11), в кото-

рых псевдоморфозы ромбической серы по моноклинной столь же редки.

Активность эндогенных процессов проявляется также в зональном брекчировании и метасоматических изменениях вмещающих кварцитов, распространении субвертикальной слоистости и “струйчатости” селеносодержащих отложений, наличии текстур “внедрения” селен-сернокварцевых сыпучек в вышележащие породы. В этом контексте причины возникновения в породах самородного селена приобретают особое значение, поскольку, как отмечают исследователи (Белогуб и др., 2006), обогащение селеном более характерно для эпитеpmальных (поверхностно-гидротермальных) месторождений и вулканических фумарол.

Рассмотрим значение некоторых фактов для реконструкции генезиса селеносодержащих пород. Присутствие в породах моноклинной самородной серы свидетельствует о температуре образования выше  $95.6^{\circ}\text{C}$ . Признак высокой геохимической активности водного конденсата (выделение геля кремнезема, образование трубчатых структур в новообразованном опале) – температура образо-



**Рис. 8.** Микроструктура поверхности серноселеновых отложений.

а–в – разные степени увеличения образца. Вверху – SE-изображения, внизу – расшифровка состава пород на этих изображениях по данным спектрального сканирования. Условные цвета: желтый – самородная сера, оттенки серого – диоксид кремния (опал), голубой – самородный селен, фиолетовый – селенид ртути (тиманнит), красный – диоксид титана (рутил).

**Fig. 8.** Microstructure of the surface of sulfur-selenium deposits.

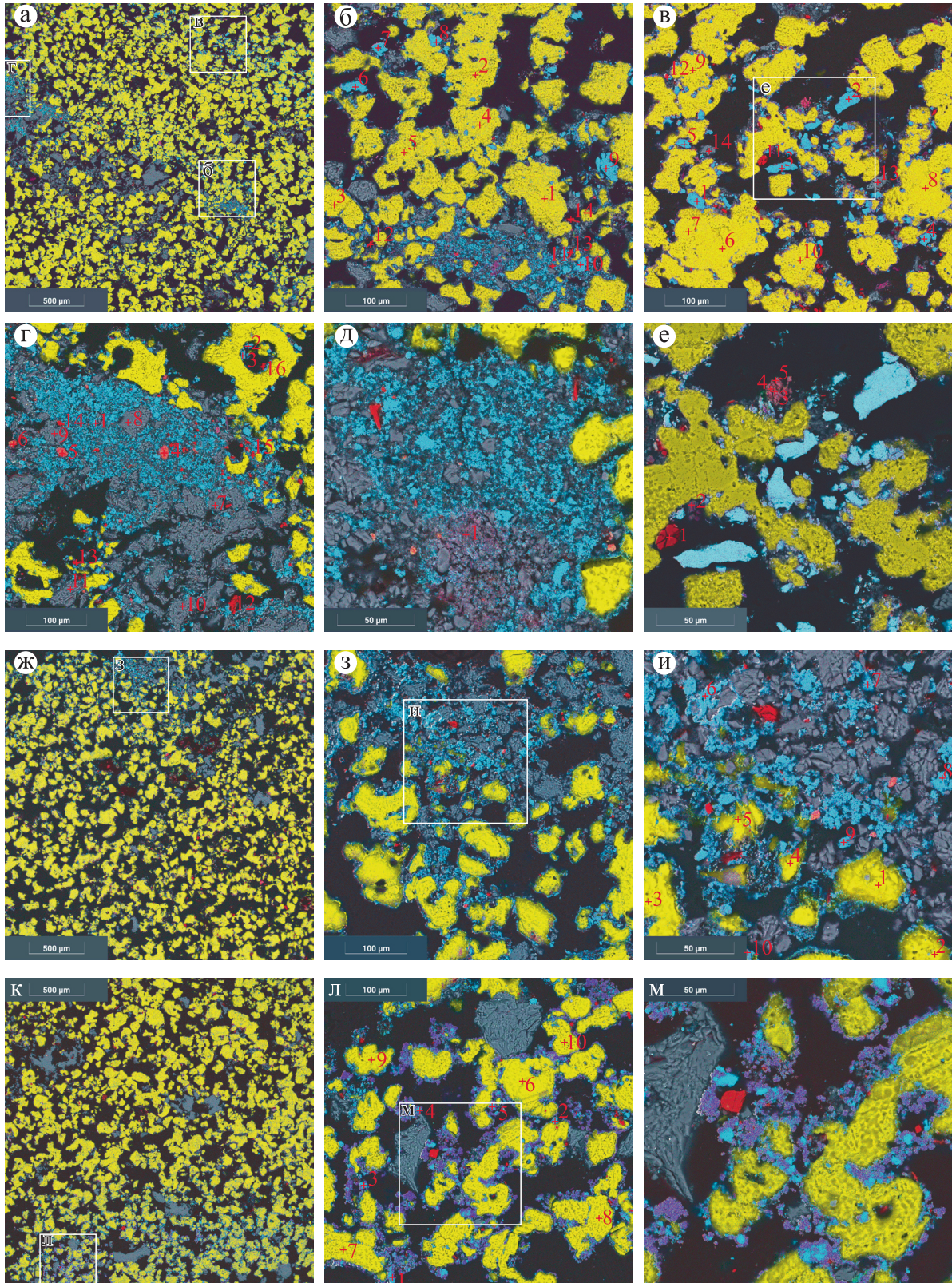
а–в – different degrees of magnification of the sample. At the top there are SE images, at the bottom there is a decoding of the composition of rocks in these images according to spectral scanning data. Conditional colors: yellow – native sulfur, shades of gray – silicon dioxide (opal), blue – native selenium, violet – mercury selenide (tiemannite), red – titanium dioxide (rutile).

вания пород ниже  $374^{\circ}\text{C}$  (критическая температура воды). Уменьшить вероятный температурный диапазон позволяют прочностные характеристики пород. Их относительная стойкость к разрушению и осыпанию обусловлена слипанием (сплавлением) частиц самородной серы. Следовательно, температура пород при рассматриваемом минералообразовании лежала в пределах от  $115\text{--}120^{\circ}\text{C}$  (выше  $T_{\text{пл}}$  ромбической ( $\alpha$ ) и моноклинной ( $\beta$ ) серы) до  $217^{\circ}\text{C}$  ( $T_{\text{пл}}$  селена). Условия образования гидротермального опала соответствуют температурам до  $140^{\circ}\text{C}$  и кислым или нейтральным значениям pH (Топчиева и др., 2017). Поэтому распространенность агрегатов самородного селена и опала (см. рис. 8) позволяет опустить верхнюю температурную границу образования пород до  $150^{\circ}\text{C}$ .

Для больших глубин конденсация серы (и сульфидообразование) и гидротермальные процессы

отделены друг от друга температурным интервалом в несколько сотен градусов<sup>2</sup>, вследствие чего сульфидообразование и гидротермальные изменения пород разобщены в пространстве или времени. В условиях малых глубин  $P$ - $T$  области образования конденсатов серы и воды сближаются (рис. 12) (Malyshev, Malysheva, 2022). С понижением температуры из-за изменения молекулярной структуры серный конденсат теряет свою химическую активность, превращаясь из агрессивного окислителя в химически пассивное вещество. Поэтому переходы сульфидной минерализации в отложения самородной серы и далее в гидротермальные образования могут свидетельствовать о поствулканической активности, доступной непо-

<sup>2</sup> Критическая температура воды  $374^{\circ}\text{C}$ , критическая температура серы  $1040^{\circ}\text{C}$ .

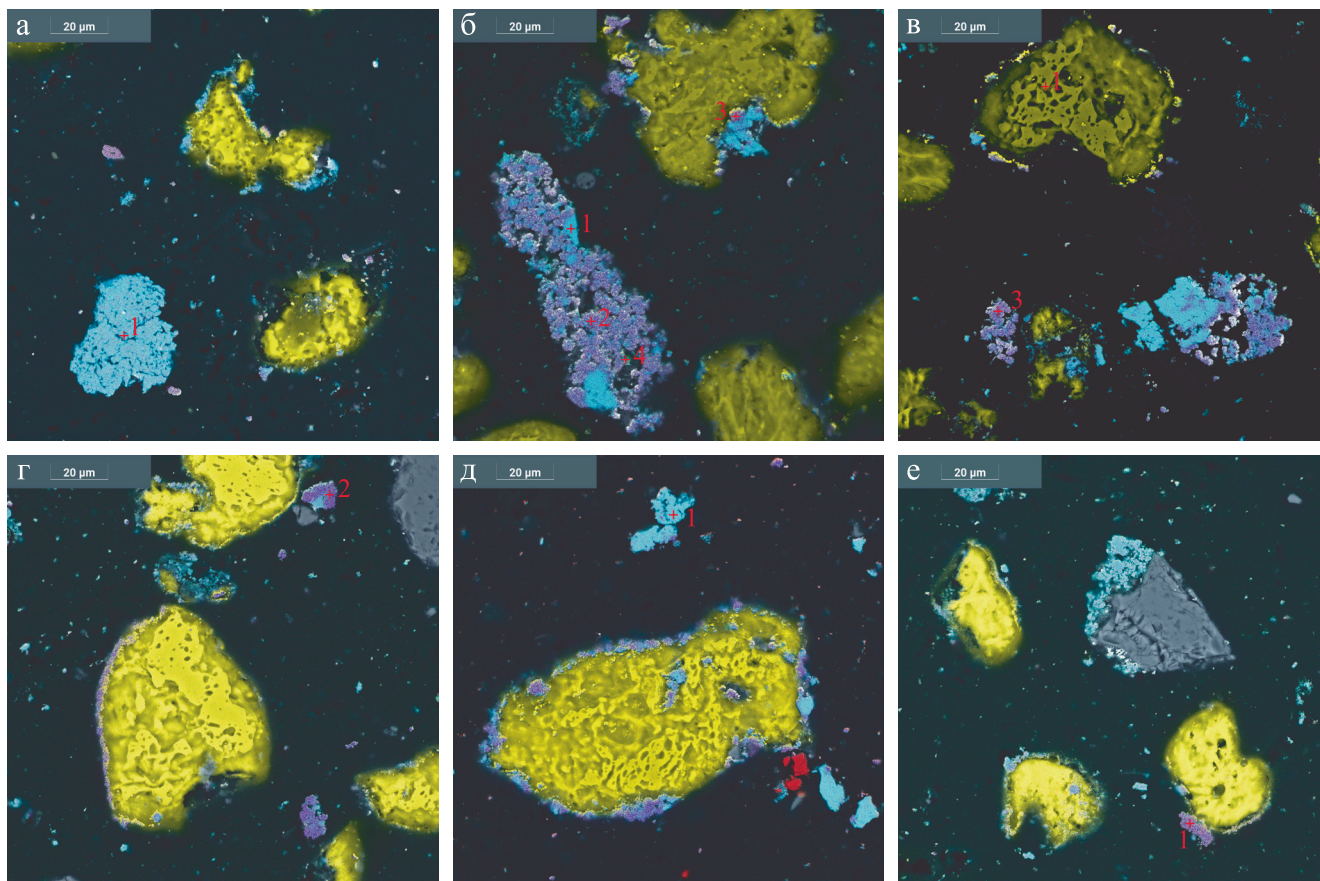


**Рис. 9.** Микроструктура серноселеновых отложений в аншлифе с расшифровкой состава пород по данным спектрального сканирования.

а–м – см. пояснения в тексте. Условные цвета: желтый – самородная сера, оттенки серого – диоксид кремния (опал), голубой – самородный селен, фиолетовый – селенид ртути (тиманнит), красный – диоксид титана (рутил), оранжевый – сульфат бария (барит), малиновый – фосфат алюминия.

**Fig. 9.** Microstructure of sulfur-selenium deposits in the anschliff with the interpretation of the composition of rocks according to spectral scanning data.

a–м – for explanations, see the text. Conditional colors: yellow – native sulfur, shades of gray – silicon dioxide (opal), blue – native selenium, violet – mercury selenide (tiemannite), red – titanium dioxide (rutile), orange – barium sulfate (barite), crimson – aluminum phosphate.



**Рис. 10.** Микроструктура селен-сернокварцевой сыпучки с расшифровкой состава по данным спектрального сканирования.

Условные цвета – см. рис. 8.

**Fig. 10.** Microstructure of selenium-sulfur-quartz powder with decoding of the composition according to spectral scanning data.

For conditional colors, see Fig. 8.

средственным наблюдениям (Вулканические..., 1971).

Существует простое и естественное объяснение обогащения селеном как апикальных измененных пород Гайского месторождения, так и вещества эпитермальных месторождений и вулканических фумарол. Селен по летучести аналогичен сере, но имеет более высокие критические параметры ( $T_{кр} = 1317^{\circ}\text{C}$ ,  $P_{кр} = 38.5 \text{ МПа}$  (Rau, 1974)). Из-за этого при снижении температуры он претерпевает более интенсивное (по сравнению с серой) “вымораживание” (рис. 13). В частности, при температуре 400–600°C максимальное давление его паров отно-

сительно паров серы может составлять первые проценты, что вполне сопоставимо с его максимальными долями в составе руд – 1 мас. % (Hannington et al., 1999). Однако при охлаждении до 100°C его относительное содержание в парах серы не может превышать 0.001%. Следовательно, весь избыточный селен будет накапливаться в конденсате в составе вещества эпитермальных месторождений и вулканических фумарол.

В разрезе апикальных пород Гайского месторождения гель кремниевой кислоты оказывается естественным накопителем, предотвращающим дальнейший вынос селенового конденсата гидро-



**Таблица 1.** Составы (ат. %) самородных серы и селена в породах апикальной части Гайского месторождения

**Table 1.** Compositions (at. %) native sulfur and selenium in rocks of the apical part of the Gaisky deposit

№ п.п.	S	Se	Hg	Примечание	№ п.п.	S	Se	Hg	Примечание
1	97.94	2.06	Н. о.	Рис. 9б, точка 1	24	3.99	96.01	Н. о.	Рис. 9б, точка 8
2	99.06	0.94	—”—	Рис. 9б, точка 2	25	3.73	96.27	—”—	Рис. 9б, точка 9
3	99.41	0.59	—”—	Рис. 9б, точка 3	26	2.88	97.12	—”—	Рис. 9б, точка 10
4	98.19	1.81	—”—	Рис. 9б, точка 4	27	2.64	97.36	—”—	Рис. 9в, точка 1
5	98.48	1.52	—”—	Рис. 9б, точка 5	28	2.76	97.24	—”—	Рис. 9в, точка 2
6	99.19	0.81	—”—	Рис. 9в, точка 6	29	2.96	97.04	—”—	Рис. 9в, точка 3
7	97.22	2.78	—”—	Рис. 9в, точка 7	30	2.86	97.14	—”—	Рис. 9в, точка 4
8	98.90	1.10	—”—	Рис. 9в, точка 8	31	2.45	97.55	—”—	Рис. 9в, точка 5
9	98.75	1.25	—”—	Рис. 9в, точка 9	32	1.88	97.94	0.18	Рис. 9г, точка 1
10	96.77	3.23	—”—	Рис. 9в, точка 10	33	3.14	96.68	0.18	Рис. 9г, точка 2
11	97.81	2.19	—”—	Рис. 9и, точка 1	34	2.29	97.71	Н. о.	Рис. 9и, точка 6
12	97.44	2.56	—”—	Рис. 9и, точка 2	35	4.10	95.38	0.52	Рис. 9и, точка 7
13	96.78	3.22	—”—	Рис. 9и, точка 3	36	2.50	97.30	0.20	Рис. 9и, точка 8
14	96.68	3.32	—”—	Рис. 9и, точка 4	37	2.50	97.26	0.24	Рис. 9и, точка 9
15	96.85	3.15	—”—	Рис. 9и, точка 5	38	4.22	95.27	0.51	Рис. 9и, точка 10
16	98.41	1.59	—”—	Рис. 9л, точка 6	39	3.16	96.35	0.49	Рис. 9л, точка 1
17	98.65	1.35	—”—	Рис. 9л, точка 7	40	3.44	96.10	0.46	Рис. 9л, точка 2
18	98.27	1.73	—”—	Рис. 9л, точка 8	41	2.57	96.88	0.55	Рис. 9л, точка 3
19	97.76	2.24	—”—	Рис. 9л, точка 9	42	2.54	97.12	0.34	Рис. 9л, точка 4
20	97.91	2.09	—”—	Рис. 9л, точка 10	43	4.01	95.34	0.65	Рис. 9л, точка 5
21	98.23	1.77	—”—	Рис. 10в, точка 1	44	2.58	97.12	0.30	Рис. 10а, точка 1
22	3.44	96.56	—”—	Рис. 9б, точка 6	45	2.65	96.95	0.40	Рис. 10б, точка 1
23	3.06	96.94	—”—	Рис. 9б, точка 7	46	2.38	97.62	Н. о.	Рис. 10д, точка 1

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. В приведенных данных анализа № 1–21 соответствуют самородной Se-содержащей сере с брутто-формулой  $S_{0.97-0.99}Se_{0.01-0.03}$ . Анализы № 22–31, 34, 46 отвечают самородному S-содержащему селену с брутто-формулой  $Se_{0.96-0.98}S_{0.02-0.04}$ . Анализы № 32, 33, 35–45 выявляют S-Hg-содержащий селен с брутто-формулой  $Se_{0.95-0.97}S_{0.03-0.04}Hg_{0-0.01}$ . Не исключено, что примесь ртути в этом минерале указывает на примесь тиманнита с содержанием 0.5–1.5 мол. %. Н. о. – не обнаружено.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. In the data presented, analyses No. 1–21 correspond to native Se-containing sulfur with the gross formula  $S_{0.97-0.99}Se_{0.01-0.03}$ . Assays No. 22–31, 34, 46 correspond to native S-containing selenium with the gross formula  $Se_{0.96-0.98}S_{0.02-0.04}$ . Assays No. 32, 33, 35–45 reveal S-Hg-containing selenium with the gross formula  $Se_{0.95-0.97}S_{0.03-0.04}Hg_{0-0.01}$ . It is possible that an admixture of mercury in this mineral indicates an admixture of tiemannite with a content of 0.5–1.5 mol. %. Н. о. – not detected.

термальным потоком. Накопление селена зависит от объема селеносодержащих паров, прошедших через “вымораживание”. Поэтому для уникального по запасам Гайского медноколчеданного месторождения наличие феноменальных отложений самородного селена в разрезе эпитермальных пород вполне естественно. Ранее наиболее крупные скопления самородного селена были обнаружены в зоне окисления колчеданного месторождения Куль-Юрт-Тау (Палей, 1957), где самородный селен при содержании около 11 мас. % наблюдался в мало-мощном (3–10 см) слое черной сажистой пиритово-кварцевой сыпучки, залегающей на границе кварцевой сыпучки с сульфидной сыпучкой.

Какие бы то ни было альтернативные модели, объясняющие селеновое обогащение “зон окисления” с точки зрения концепции гипергенеза, отсутствуют (Belogub et al., 2020). Имеется лишь констатация эмпирических фактов, свидетельствующих об образовании селенидов и селеносодержащих сульфидов в условиях: 1) низкой активности S, когда Se может успешно конкурировать с S за образование халькогенидов;

2) локального окислительно-восстановительного барьера, который, по мнению исследователей (Belogub et al., 2020), возможно, образуется в результате жизнедеятельности живых организмов.

Оба эти условия присутствуют и в модели эндогенного селенового обогащения, но лишь с тем небольшим отличием, что окислительно-восстановительный барьер возникает не вследствие гипотетической жизнедеятельности живых организмов, а в результате закономерной эволюции самих эндогенных флюидов. Он соответствует *P-T* условиям начала водной конденсации, при которых преимущественно щелочной конденсат нейтрализуется и замещается водными кислотными растворами. Тем не менее оба указанных условия необходимы, но недостаточны для формирования селенового обогащения. Модель селенового обогащения становится полной лишь с учетом молекулярно-химических свойств самого селена, благодаря которым при снижении температуры он претерпевает более интенсивное (по сравнению с серой) “вымораживание” (см. рис. 13). И чем дольше длится этот

Таблица 2. Составы (ат. %) селенсодержащих минералов

Table 2. Compositions (at. %) of selenium-containing minerals

№ п.п.	Se	S	Hg	Ag	Fe	Ti	Cr	Ca	Si	Cl	I	Br	O	Примечание
1	47.93	Н. о.	48.22	1.98	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1.87	Н. о.	Н. о.	Рис. 10б, точка 2
2	41.00	—	38.28	5.00	—	—	—	—	—	13.05	2.67	—	—	Рис. 10б, точка 3
3	39.80	—	39.38	3.27	—	—	—	—	—	14.65	2.90	—	—	Рис. 10г, точка 2
4	49.26	—	42.92	4.21	—	—	—	—	—	Н. о.	3.61	—	—	Рис. 10е, точка 1
5	14.21	3.47	3.30	32.48	—	—	—	—	9.02	13.88	2.81	2.80	18.03	Рис. 10б, точка 4
6	36.71	Н. о.	32.07	3.58	—	—	—	—	5.25	9.76	2.12	Н. о.	10.51	Рис. 10в, точка 3
7	72.50	5.58	Н. о.	0.57	—	—	—	—	6.89	0.69	Н. о.	—	13.78	
8	3.31	1.74	—	Н. о.	3.56	0.07	0.08	0.12	30.29	0.23	—	—	60.57	Рис. 9д, точка 1
9	90.95	3.30	0.66	—	5.09	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	—	—	Н. о.	Рис. 9г, точка 3

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 –  $(\text{Hg}_{0.96}\text{Ag}_{0.04})(\text{Se}_{0.96}\text{J}_{0.04})$ ; 2 –  $(\text{Hg}_{0.76}\text{Ag}_{0.1})_{0.86}(\text{Se}_{0.826}\text{Cl}_{0.36})_{1.14}$ ; 3 –  $(\text{Hg}_{0.78}\text{Ag}_{0.06})_{0.84}(\text{Se}_{0.8}\text{Cl}_{0.3}\text{J}_{0.06})$ ; 4 –  $(\text{Hg}_{0.86}\text{Ag}_{0.08})_{0.94}(\text{Se}_{0.98}\text{J}_{0.08})_{1.06}$ ; 5 –  $0.73(\text{Ag}_{0.64}\text{Hg}_{0.06})_{0.7}(\text{Se}_{0.28}\text{S}_{0.06}\text{Cl}_{0.28}\text{J}_{0.06}\text{Br}_{0.06})_{0.74} + 0.27\text{SiO}_2$ ; 6 –  $0.84(\text{Hg}_{0.64}\text{Ag}_{0.08})_{0.72}(\text{Se}_{0.74}\text{S}_{0.06}\text{Cl}_{0.16}\text{J}_{0.04})_{0.94} + 0.167\text{SiO}_2$ ; 7 –  $0.73\text{Se} + 0.27\text{SiO}_2$ ; 8 –  $\text{SiO}_2$  с примесями; 9 – Se. Анализы № 1, 2 (дефицит катионов), № 3 (дефицит катионов), № 4, 5 (с примесью кварца), № 6 (сильный дефицит катионов) могут быть интерпретированы как фазово-гомогенные смеси тиманнита с хлораргиритом (AgCl), иодаргиритом (AgI) и бромаргиритом (AgBr). Общую концентрацию хлоридов в смеси с тиманнитом можно оценить в 4–25 мол. %. Анализы № 7, 9 соответствуют самородному селену с примесями (или наводкой от окружающих минералов). Анализ № 8 отвечает кварцу с незначительными примесями халькогенида железа в форме ферроселита  $\text{FeSe}_2$  (ашаволита  $\text{FeSe}$ ) или в форме грейгита  $\text{Fe}_3\text{S}_4$ . Анализ № 9 соответствует самородному селену с примесями примерно тех же халькогенидов железа. Н. о. – не обнаружено.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. Empirical formulas: 1 –  $(\text{Hg}_{0.96}\text{Ag}_{0.04})(\text{Se}_{0.96}\text{J}_{0.04})$ ; 2 –  $(\text{Hg}_{0.76}\text{Ag}_{0.1})_{0.86}(\text{Se}_{0.826}\text{Cl}_{0.36})_{1.14}$ ; 3 –  $(\text{Hg}_{0.78}\text{Ag}_{0.06})_{0.84}(\text{Se}_{0.8}\text{Cl}_{0.3}\text{J}_{0.06})$ ; 4 –  $(\text{Hg}_{0.86}\text{Ag}_{0.08})_{0.94}(\text{Se}_{0.98}\text{J}_{0.08})_{1.06}$ ; 5 –  $0.73(\text{Ag}_{0.64}\text{Hg}_{0.06})_{0.7}(\text{Se}_{0.28}\text{S}_{0.06}\text{Cl}_{0.28}\text{J}_{0.06}\text{Br}_{0.06})_{0.74} + 0.27\text{SiO}_2$ ; 6 –  $0.84(\text{Hg}_{0.64}\text{Ag}_{0.08})_{0.72}(\text{Se}_{0.74}\text{S}_{0.06}\text{Cl}_{0.16}\text{J}_{0.04})_{0.94} + 0.167\text{SiO}_2$ ; 7 –  $0.73\text{Se} + 0.27\text{SiO}_2$ ; 8 –  $\text{SiO}_2$  with impurities; 9 – Se. Assays No. 1, 2 (cation deficiency), No. 3 (cation deficiency), No. 4, 5 (with quartz admixture), No. 6 (severe cation deficiency) can be interpreted as phase-homogeneous mixtures of tiemannite with chlorargyrite (AgCl), iodargyrite (AgI) and bromargyrite (AgBr). The total concentration of chlorides in a mixture with tiemannite can be estimated at 4–25 mol. %. Assays No. 7, 9 correspond to native selenium with impurities (or the influence of surrounding minerals). Analysis No. 8 corresponds to quartz with minor impurities of iron chalcogenides in the form of ferroselite  $\text{FeSe}_2$  (ashavolite  $\text{FeSe}$ ) or in the form of greigite  $\text{Fe}_3\text{S}_4$ . Analysis No. 9 corresponds to native selenium with admixtures of approximately the same iron chalcogenides. Н. о. – not detected.

Таблица 3. Составы (ат. %) барита

Table 3. Compositions (at. %) of barite

№ п.п.	Ba	Ca	Pb	S	Se	Si	O	Примечание
1	18.68	Н. о.	0.39	18.68	0.16	Н. о.	62.09	$(\text{Ba}_{0.99}\text{Pb}_{0.01})[(\text{S}_{0.99}\text{Se}_{0.01})\text{O}_4]$
2	19.71	—	Н. о.	19.57	0.15	0.43	60.14	$0.99(\text{Ba}_{0.99}\text{Pb}_{0.01})[(\text{S}_{0.99}\text{Se}_{0.01})\text{O}_4] + 0.01\text{SiO}_2$
3	15.76	—	0.44	15.99	0.04	0.76	67.01	$0.98(\text{Ba}_{0.98}\text{Pb}_{0.02})[\text{SO}_4] + 0.02\text{SiO}_2$
4	17.15	0.30	0.36	18.84	1.83	1.93	59.56	$0.95(\text{Ba}_{0.831}\text{Pb}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})[(\text{S}_{0.91}\text{Se}_{0.09})\text{O}_4] + 0.05\text{SiO}_2$
5	18.73	Н. о.	Н. о.	19.22	0.34	1.15	60.56	$0.97\text{Ba}_{0.96}[(\text{S}_{0.98}\text{Se}_{0.02})\text{O}_4] + 0.03\text{SiO}_2$

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. Примеси в катионной (Ca, Pb) и анионной (Se) подрешетках с “загрязнением” кварцем (возможна аналитическая наводка). Н. о. – не обнаружено.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. Impurities in cationic (Ca, Pb) and anionic (Se) sublattices with “contamination” by quartz (possibly the influence of neighboring minerals). Н. о. – not detected.

процесс “вымораживания”, тем значительнее будет его кумулятивный эффект в результирующем селеном обогащении.

По мнению В.В. Зайкова и Н.Б. Сергеева (1993), зона гипергенеза Гайского месторождения образовывалась длительное время в различной климатической обстановке. Район месторождения входил в состав складчатой горной области, сформировавшейся к концу позднего палеозоя. Начиная с триаса эта область подвергалась денудации и пенепленизации в условиях жаркого сухого и умеренно влажного климата. При этом общая последова-

тельность гипергенных преобразований сульфидных руд, по мнению исследователей, определяется связанным с темпами эрозии постепенным “наступлением” фронта выветривания на рудное тело. В целом исследователи считают, что “наряду с месторождениями Блява и Майкаин ‘С’ Гайское месторождение может служить ярким примером развития полного профиля зоны гипергенеза” (Зайков, Сергеев, 1993, с. 329). Поэтому наши данные о первичном (эндогенном) формировании этого профиля так или иначе затрагивают всю ныне действующую концепцию гипергенеза.

**Таблица 4.** Составы (ат. %) кварца (опала)

**Table 4.** Compositions (at. %) of quartz (opal)

№ п.п.	Si	O	S	Примечание
1	33.29	66.57	0.14	Рис. 9г, точка 7
2	33.29	66.59	0.12	Рис. 9г, точка 8
3	33.30	66.61	0.09	Рис. 9г, точка 9
4	33.30	66.61	0.09	Рис. 9г, точка 10
5	33.30	66.59	0.11	Рис. 9г, точка 11
6	33.21	66.43	0.36	Рис. 9в, точка 13
7	33.24	66.48	0.28	Рис. 9в, точка 14

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. Незначительная примесь серы в минерале обусловлена, скорее всего, аналитической наводкой.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. The insignificant admixture of sulfur in the mineral is most likely due to the influence of neighboring minerals.

**Таблица 5.** Составы (ат. %) алюмосульфосфатов

**Table 5.** Compositions (at. %) aluminosulfophosphates

Элемент	1	2	3	4
Ca	2.28	0.14	0.15	Н. о.
Ba	0.12	Н. о.	Н. о.	—
Sr	2.83	—	—	—
La	Н. о.	1.40	1.68	0.49
Ce	—	2.6	2.76	0.84
Pr	—	0.24	0.26	Н. о.
Nd	—	0.88	1.11	0.25
Th	—	Н. о.	Н. о.	0.81
Hg	—	—	—	9.69
Al	17.83	17.6	18.22	8.64
Si	Н. о.	0.19	Н. о.	1.00
P	5.66	10.82	11.36	4.02
S	6.11	0.58	0.63	Н. о.
Se	Н. о.	Н. о.	Н. о.	8.56
Cl	—	—	—	4.22
O	65.17	65.55	63.83	61.48
Примечание	Рис. 9е, точка 2	Рис. 9е, точка 3	Рис. 9е, точка 4	Рис. 9е, точка 5

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. Эмпирические формулы: 1 –  $(\text{Ca}_{0.31}\text{Sr}_{0.17}\text{Ba}_{0.01})_{0.49}\text{Al}_{3.63}[\text{PO}_4]_{0.98}[\text{SO}_4]_{1.02}(\text{OH})_{6.59}$ ; 2 –  $(\text{Ca}_{0.02}\text{La}_{0.06}\text{Ce}_{0.1}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.04})_{0.23}\text{Al}_{3.55}[\text{PO}_4]_{1.9}[\text{SO}_4]_{0.1}(\text{OH})_{5.42}$ ; 3 –  $(\text{Ca}_{0.02}\text{La}_{0.06}\text{Ce}_{0.1}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.01})_{0.2}\text{Al}_{3.49}[\text{PO}_4]_{1.9}[\text{SO}_4]_{0.1}(\text{OH})_{5.15}$ ; 4 –  $(\text{Hg}_{0.36}\text{La}_{0.03}\text{Ce}_{0.05}\text{Th}_{0.03})_{0.47}[\text{PO}_4]_{0.98}[\text{SeO}_4]_{0.82}\text{Cl}_{0.91}(\text{OH})_{2.46}$ . Данные либо не очень качественные (сильное преобладание алюминия над катионами в восьмерной координации), либо относятся к минералам с необычной стехиометрией. Анализ № 1–3 могут быть интерпретированы как твердофазные смеси вудхаузита  $(\text{CaAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6)$  + сванбергита  $(\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6)$  + флоренсита  $(\text{LnAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6)$ . Анализ № 4, предположительно, артсмитит  $(\text{Hg}_4\text{Al}[\text{PO}_4]_{1.74}(\text{OH})_{1.78})^2$  с твердофазно растворенной в нем примесью флоренсита. Исходя из такой модели минальный состав алюмосульфосфатов, рассчитанный по пропорциям катионов восьмерной координации, можно представить в виде табл. 6. Н. о. – не обнаружено.

<sup>1</sup> Открыт в США на рутном месторождении в 2002 г. Исключительно редкий.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. Empirical formulas: 1 –  $(\text{Ca}_{0.31}\text{Sr}_{0.17}\text{Ba}_{0.01})_{0.49}\text{Al}_{3.63}[\text{PO}_4]_{0.98}[\text{SO}_4]_{1.02}(\text{OH})_{6.59}$ ; 2 –  $(\text{Ca}_{0.02}\text{La}_{0.06}\text{Ce}_{0.1}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.04})_{0.23}\text{Al}_{3.55}[\text{PO}_4]_{1.9}[\text{SO}_4]_{0.1}(\text{OH})_{5.42}$ ; 3 –  $(\text{Ca}_{0.02}\text{La}_{0.06}\text{Ce}_{0.1}\text{Pr}_{0.01}\text{Nd}_{0.01})_{0.2}\text{Al}_{3.49}[\text{PO}_4]_{1.9}[\text{SO}_4]_{0.1}(\text{OH})_{5.15}$ ; 4 –  $(\text{Hg}_{0.36}\text{La}_{0.03}\text{Ce}_{0.05}\text{Th}_{0.03})_{0.47}[\text{PO}_4]_{0.98}[\text{SeO}_4]_{0.82}\text{Cl}_{0.91}(\text{OH})_{2.46}$ . The data are either not of very high quality (a strong predominance of aluminum over cations in octal coordination), or relate to minerals with unusual stoichiometry. Assays No. 1–3 can be interpreted as solid-phase mixtures of woodhouseite  $(\text{CaAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6)$  + svanbergite  $(\text{SrAl}_3[\text{PO}_4][\text{SO}_4](\text{OH})_6)$  + florencite  $(\text{LnAl}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_6)$ . Analysis No. 4 presumably artsmithite  $(\text{Hg}_4\text{Al}[\text{PO}_4]_{1.74}(\text{OH})_{1.78})^2$  with a solid-phase admixture of florencite dissolved in it. Based on this model, the minal composition of aluminosulfate phosphates calculated by the proportions of octal coordination cations can be presented in the form of Table 6. Н. о. – not detected.

<sup>2</sup> It was discovered in the USA at a mercury deposit in 2002. Exceptionally rare.

**Таблица 6.** Минальный состав алюмосульфосфатов, мол. %

**Table 6.** The minal composition of aluminosulfophosphates, mol. %

№ п.п.	Миналы, %			
	Вудхаузсит	Сванбергит	Флоренсит	Артсмитит
1	67	33	—	—
2	9	—	91	—
3	10	—	90	—
4	—	—	22	78

Основы этой концепции сформулированы в 1936 г. С.С. Смирновым (1936) на основании многочисленных эмпирических фактов апикальной зональности рудных месторождений. Все эти факты рассматривались как результат воздействия на рудные тела кислорода, привносимого в зону окисления с атмосферными осадками. Альтернативные точки зрения в те годы не могли возникнуть, поскольку изучение реальных магматических и гидротермальных процессов только начиналось. Лишь в 1935 г. начала работу Камчатская вулканологическая станция.

При изучении зон активного вулканизма и сопутствующих им природных ресурсов уже к началу 1970-х годов были выявлены многочисленные факты перехода серных руд (сернокварцевых сыпучек) в преимущественно сульфидные отложения (Вулканические..., 1971). В частности, подобная зональность в приповерхностных вулканогенно-метасоматических образованиях установлена на Юго-Восточном и Северо-Восточном (см. рис. 11а) фумарольных полях влк. Менделеева, в барранко-се юго-западного склона влк. Мачеха, на внутренних склонах соммы влк. Криштофовича, у подножия влк. Билибина и в других местах. Более того, аналогичная зональность отмечается в вертикальных разрезах фумарол, где сера нередко на глубине 1.0–1.5 м сменяется черными сульфидами железа.

Таблица 7. Составы (ат. %) рутила

Table 7. Compositions (at. %) of rutile

№ п.п.	Ti	Al	Si	Ca	V	Cr	Fe	Zr	S	Se	O	Примечание
1	31.71	0.21	0.42	Н. о.	Н. о.	0.22	Н. о.	Н. о.	1.24	0.12	66.08	Рис. 4б, точка 12
2	29.59	Н. о.	0.78	—"	—"	0.21	—"	0.07	0.32	0.05	68.98	Рис. 4б, точка 13
3	25.23	0.19	2.85	0.16	0.52	Н. о.	0.10	Н. о.	0.66	0.08	70.21	Рис. 4б, точка 14
4	31.45	Н. о.	0.35	0.15	Н. о.	—"	Н. о.	—"	0.55	0.01	67.49	Рис. 4в, точка 11
5	24.79	—"	0.83	Н. о.	—"	0.15	0.09	—"	0.20	0.12	73.82	Рис. 4г, точка 12
6	35.09	—"	0.97	0.06	0.25	0.23	Н. о.	0.09	0.43	0.07	62.81	Рис. 4г, точка 13
7	31.55	—"	0.92	Н. о.	0.27	0.17	—"	Н. о.	0.27	1.26	65.56	Рис. 4г, точка 14
8	29.97	—"	1.27	—"	0.18	0.11	—"	—"	1.33	1.01	66.13	Рис. 4г, точка 15
9	32.29	—"	1.13	0.07	0.30	0.32	—"	—"	0.71	1.08	64.10	Рис. 4г, точка 16
10	68.49	—"	1.78	0.47	0.79	Н. о.	0.34	—"	1.60	0.00	26.53	Рис. 4е, точка 1

Примечание. Результаты анализа приведены к 100%. Возможны аналитические наводки от серы, селена и кварца.

Note. The results of the analysis are reduced to 100%. Possible influence from nearby sulfur, selenium and quartz.

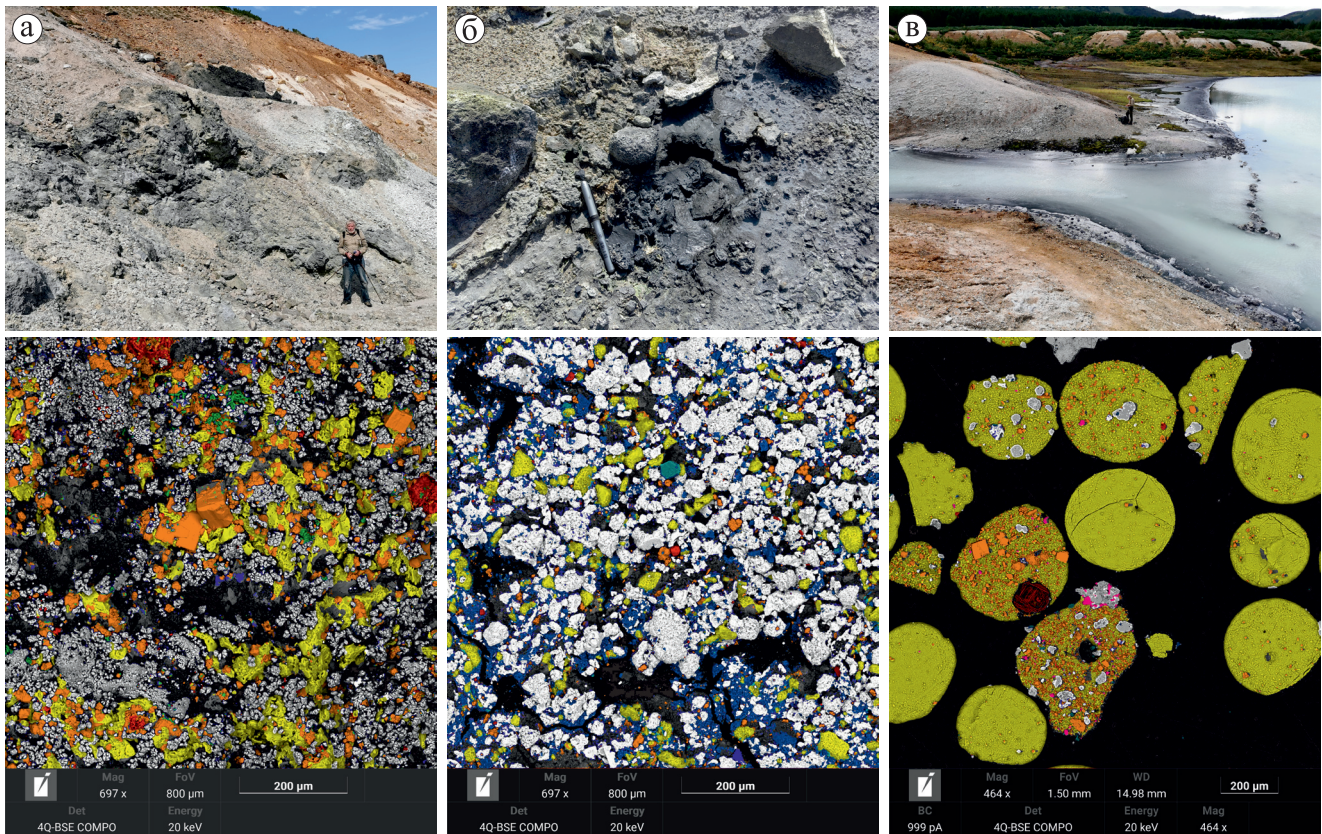


Рис. 11. Сера в вулканогенных кварц(опал)-серносульфидных ассоциациях.

а – Северо-Восточное фумарольное поле влк. Менделеева, о-в Кунашир; б – серносульфидоносный гель кремниевой кислоты на Центральном Восточном фумарольном поле влк. Головнина, о-в Кунашир, (вверху) и результаты его коагуляции в течение восьми месяцев в условиях сохранения исходной влажности (внизу); в – шариковая сера (застывшие капли серного расплава) на берегу оз. Кипящего, влк. Головнина.

Условные цвета: желтый – самородная сера, оранжевый – сульфид железа (пирит, марказит), малиновый – сульфид цинка (сфалерит), фиолетовый – сульфид мышьяка (аурипигмент), красный – диоксид титана (рутил), от белого до оттенков серого – диоксид кремния (опал), синий – алуниит, светлый синий – алюмосиликаты (каолинит), темно-синий – силикаты, зеленый – сульфат железа.

Fig. 11. Sulfur in volcanogenic quartz(opal)-sulfur-sulfide associations.

а – the Northeastern fumarole field of the Mendeleev Volcano, Kunashir Island; б – sulfuric-sulfide-bearing gel of silicic acid on the Central Eastern fumarole field of the Golovnin Volcano, Kunashir Island, (above) and the results of its coagulation for 8 months

under conditions of preservation of the initial humidity (below); в – sulfur spherules (frozen drops of sulfur melt) on the shore of Kipyaschee Lake, Golovnin Volcano.

Conditional colors: yellow – native sulfur, orange – iron sulfide (pyrite, marcasite), crimson – zinc sulfide (sphalerite), purple – arsenic sulfide (auripigment), red – titanium dioxide (rutile), from white to shades of gray – silicon dioxide (opal), blue – alunite, light blue – aluminosilicates (kaolinite), dark blue – silicates, green – iron sulfate.

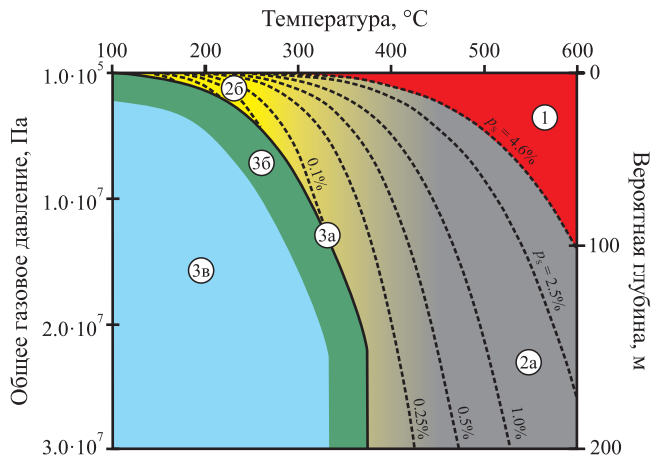


Рис. 12.  $P$ - $T$  области геохимической активности высокотемпературных конденсатов в близповерхностных условиях.

1 – область геохимической активности щелочного конденсата, 2 – область геохимической активности конденсата серы (2а – область образования сульфидов, 2б – область образования месторождений самородной серы), 3 – область геохимической активности водного конденсата (3а – барьер нейтрализации, 3б – область повышенной кислотности водных растворов, 3в – область преимущественно нейтрализованных водных растворов),  $p_s$  – парциальное давление насыщенных паров серы относительно общего газового давления.

Fig. 12.  $P$ - $T$  areas of geochemical activity of high-temperature condensates in shallow conditions.

1 – the area of geochemical activity of alkaline condensate, 2 – the area of geochemical activity of sulfur condensate (2a – the area of formation of sulfides, 2b – the area of formation of deposits of native sulfur), 3 – the area of geochemical activity of water condensate (3a – the neutralization barrier, 3b – the area of increased acidity of aqueous solutions, 3v – the area of predominantly neutralized aqueous solutions),  $p_s$  – the partial pressure of saturated sulfur vapor relative to the total gas pressure.

Близкая ситуация отмечается и в подводных малоглубинных условиях. В частности, на выходах донных гидротерм оз. Кипящего (см. рис. 11в) в кальдере влк. Головнина происходит образование и накопление сульфидных отложений, которые по мере удаления от оси газового потока переходят в сернокварцевые илы. Здесь же в гидротермах образуется, затем изливается на поверхность серно- и сульфидоносный гель кремниевой кислоты (см. рис. 11б) – прототип кварц(опал)-серносульфидных ассоциаций современных и древних вулканов. Латеральные переходы от сульфидизированной (в зонах газовой активно-

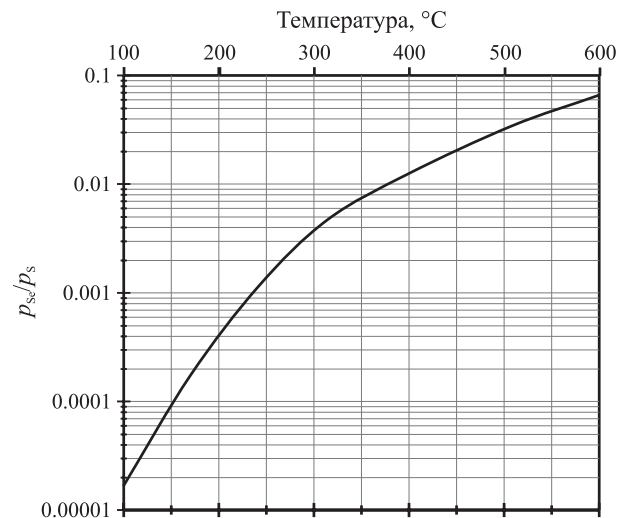


Рис. 13. Соотношение давлений насыщения для паров селена ( $p_{Se}$ ) и серы ( $p_S$ ) в зависимости от температуры.

Fig. 13. The ratio of saturation pressures for selenium ( $p_{Se}$ ) and sulfur ( $p_S$ ) vapors depending on temperature.

сти) к чистой сере установлены в серном расплаве в кратерах подводных вулканов (de Ronde et al., 2015). Максимальная глубина, на которой обнаружен сульфидизированный расплав серы, составляет 1700 м (Kim et al., 2011).

Все перечисленные случаи формирования первичного профиля апикального окисления обусловлены не влиянием атмосферного кислорода, а естественной эволюцией эндогенных флюидов: в эпистермальных и низкобарических условиях химическая активность серы снижается, а начало конденсации воды ведет к возникновению локального окислительно-восстановительного барьера с образованием геля кремниевой кислоты, нейтрализацией щелочей и возникновением волны кислотности (см. рис. 12).

Рассматривая апикальный профиль окисления уральских колчеданных месторождений, необходимо учитывать различия в условиях их образования, которые претерпевали закономерные палеогеографические изменения: от мелководных морей к глубоководным бассейнам и далее через подводные вулканические пояса до островных дуг (Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992). При этом, как показывает молекулярно-химическое моделирование (Малышев, 2007; Malyshev, Malysheva, 2022),

глубина перекрывающей водной толщи влияет на специфику колчеданного рудообразования, обуславливая вариации от сульфидообразования по типу “черных курильщиков” в глубоководных гидротермальных полях до формирования наземных и мелководных кварц(опал)-серносульфидных ассоциаций.

В качестве возможного примера влияния различий в условиях образования можно привести два колчеданных месторождения Медногорского района – Яман-Касы и Блява. Оба месторождения приурочены к силурийской блявинской свите (Сервакин и др., 1992). В пределах этой свиты формирование руд Яман-Касы соответствует завершению наиболее раннего ритма толеит-риодацитового вулканизма, тогда как руды Блявинского месторождения приурочены к завершению второго и главного ритма толеит-риодацитового вулканизма.

В кровле более раннего Яман-Касинского месторождения обнаружены многочисленные остатки оруденелой фауны, сходной с организмами, населяющими современные “черные курильщики”, а рядом с колониями организмов встречаются реликты запечатанных палеогидротермальных сульфидных трубок (Масленников, 1999). Зона окисления с сернокварцевыми сыпучками на этом месторождении отсутствует.

В апикальной части более позднего Блявинского месторождения, напротив, не обнаружено следов оруденелой фауны, зато присутствуют сплошные плотные массы самородной серы в виде более или менее горизонтально залегающих прослоев разной мощности или линз как на границе колчеданной сыпучки с кремнисто-гипсовой сыпучкой, так и среди самой кремнисто-гипсовой сыпучки, а также на границе последней с вышележащим ярозитом (Шадлун, 1948). Именно это обстоятельство, по мнению исследователей (Зайков, Сергеев, 1993), позволяет рассматривать зону окисления Блявинского месторождения как пример развития полного профиля зоны гипергенеза.

Месторождения расположены на расстоянии 5.5 км друг от друга, находясь в современном рельефе примерно на одном гипсометрическом уровне. Поэтому сложно объяснить тот факт, что начавшееся в триасе постепенное “наступление” фронта выветривания, сформировав на Блявинском месторождении полный профиль гипергенеза, не оказало аналогичного воздействия на апикальные породы Яман-Касы. Проще считать, что профиль апикальных пород в значительной степени первичен и определяется палеогеографическими условиями формирования месторождений: глубоководными – для более раннего месторождения Яман-Касы и субаэральными – для более позднего месторождения Блява.

Что касается развивающихся в последнее время представлений о наличии зон подводного гипергенеза (Belogub et al., 2020), то, строго говоря, к исходной концепции гипергенеза как к воздействию на сульфиды атмосферного кислорода они имеют отдаленное отношение. Содержание кислорода в придонных слоях воды озер, морей и океанов невелико, а механизмы его восполнения отсутствуют. Поэтому исследователи вынуждены прибегать к объяснению имеющихся фактов апикального окисления за счет локального окислительно-восстановительного барьера, возможно возникающего при жизнедеятельности организмов. Причинно-следственная связь между бентосом и процессами апикального окисления, по нашему мнению, неоднозначна. При обсуждении этой связи прежде всего необходимо принять во внимание вероятную первичность профиля окисления апикальных пород, возникающую вследствие естественной эволюции эндогенных флюидов в эпитеpmальных и низкобарических условиях.

В завершение обсуждения необходимо отметить, что наши утверждения о первичности профиля апикального окисления на Гайском месторождении могут иметь важное практическое значение. Кроме селенового обогащения, здесь установлено (Сергеев и др., 1994), что к апикальному профилю окисления приурочена значительная часть (около 40%) запасов золота и серебра. Она сосредоточена в маломощном (0.5–3.5 м) горизонте сернокварцевых пород, содержащем в среднем 52.2 г/т Au и 389.3 г/т Ag. Минералы благородных металлов в этом горизонте тесно ассоциируют со скрытокристаллическими кварцем и опалом, а также с самородной серой.

Количество месторождений на Урале с полным профилем апикального окисления невелико. Этот факт можно рассматривать как следствие поверхностной денудации, разрушающей в первую очередь субаэральные газогидротермальные образования. Между тем в современных и недавних вулканических областях существует большое количество потерявших активность, но еще не разрушенных объектов с аналогичным профилем апикального окисления. Это позволяет рассматривать сернокварцевые части их профиля как объекты с потенциальной благороднометалльной минерализацией и требует более внимательного к ним отношения.

### Благодарности

Авторы благодарны В.И. Силаеву за помощь в минералогической части работы и техническом редактировании рукописи, Д.А. Замятину, Н.С. Чебыкину и Л.В. Леоновой за консультации и помощь в работе на сканирующем электронном микроскопе, а также рецензентам за внимательное и доброжелательное отношение к работе и ценные замечания, полезные для ее развития.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Яковлева В.А. (2006) Минералогия селена в колчеданных месторождениях Южного Урала. *Металлогения древних и современных океанов*. Миасс: Ин-т минералогии УрО РАН, 96-100.

Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. (1971) (Под ред. Г.М. Власова). М.: Наука, 360 с.

Зайков В.В., Сергеев Н.Б. (1993) Зона гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал). *Геология рудн. месторождений*, **35**(4), 320-332.

Мальшев А.И. (2015) Газовый фактор в эндогенных процессах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 324 с.

Мальшев А.И. (2007) Особенности колчеданного рудообразования в субмаринных условиях разной глубинности. *Докл. АН*, **414**(6), 805-809.

Масленников В.В. (1999) Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 388 с.

Масленников В.В., Аюпова Н.Р., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Мелекесцева И.Ю., Сафина Н.П., Белогуб Е.В., Ларж Р.Р., Данюшевский Л.В., Целуйко А.С., Гладков А.Г., Крайнев Ю.Д. (2014) Токсичные элементы в колчеданообразующих системах. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 340 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. (1985) (Под ред. В.И. Смирнова). Свердловск: УрО АН СССР, 288 с.

Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. (1988) (В.А. Прокин, Ф.П. Булаев, М.И. Исмагилов и др.). Свердловск: УрО АН СССР, 241 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. (1992) (Под ред. С.Н. Иванова, В.А. Прокина). Екатеринбург: УрО РАН, 307 с.

Палей И.П. (1957) Концентрация самородного селена в зоне окисления колчеданного месторождения. *Геохимия*, (7), 640-641.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. (1992) Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 197 с.

Сергеев Н.Б., Зайков В.В., Лапутина И.П., Трофимов О.В. (1994) Золото и серебро в зоне гипергенеза серноколчеданной залежи Гайского месторождения (Южный Урал). *Геология рудн. месторождений*, **36**(2), 169-183.

Смирнов С.С. (1936) Зона окисления сульфидных месторождений. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 292 с.

Топчиева О.М., Петровский В.А., Назарова М.А., Чубаров В.М., Сухарев А.Е. (2017) Условия формирования опалов Северо-Мутновской вулканической зоны, Камчатка. *Вестн. Пермск. ун-та*, **16**(1), 35-47.

Физические величины: Справочник. (1991) М.: Энергоатомиздат, 1232 с.

Читаева Н.А. (1965) Распределение селена и теллура в зоне окисления медноколчеданных месторождений Южного Урала. *Геохимия*, (9), 1140-1153.

Шадлун Т.Н. (1948) Минералогия зоны окисления колчеданного месторождения Блява на Южном Урале. М.: Изд-во АН СССР, 103 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН

СССР, вып. 96. Сер. рудн. месторождений, (11)).

Юшкин Н.П. (1968) Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Л.: Наука, 187 с.

Belogub E.V., Ayupova N.R., Krivovichev V.G., Novoselov K.A., Blinov I.A., Charykova M.V. (2020) Se minerals in the continental and submarine oxidation zones of the South Urals volcanogenic-hosted massive sulfide deposits: A review. *Ore Geol. Rev.*, **122**, 103500. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103500>

Belogub E.V., Novoselov C.A., Spiro B., Yakovleva B. (2003) Mineralogical and sulphur isotopic features of the supergene profile of Zapadno-Ozernoye massive sulphide and gold-bearing gossan deposit, South Urals. *Mineral. Magaz.*, **67**(2), 339-354.

de Ronde C.E.J., Chadwick Jr. W.W., Ditchburn R.G., Embley R.W., Tunncliffe V., Baker E.T., Walker S.L., Ferrini V.L., Merle S.M. (2015) Molten Sulfur Lakes of Intraoceanic Arc Volcanoes. (Eds D. Rouwe, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). *Volcanic Lakes. Advances in Volcanology*. Springer, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2\\_11](https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_11)

Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I. (1999) Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek Deposit. Pt II. The bornite zone. *Econ. Geol. Monogr.*, **10**, 225-266. <https://doi.org/10.5382/Mono.10.08>

Kim J., Lee K.-Y., Kim J.-H. (2011) Metal-bearing molten sulfur collected from a submarine volcano: implications for vapor transport of metals in seafloor hydrothermal systems. *Geology*, **39**, 351-354. <https://doi.org/10.1130/G31665.1>

Malyshev A., Malysheva L. (2022) Sulfur in ore formation. *Ore Geol. Rev.*, **150C**, 105199. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>

Rau H. (1974) Vapour composition and critical constants of selenium. *J. Chem. Thermodynam.*, **6**, 525-535.

REFERENCES

Belogub E.V., Ayupova N.R., Krivovichev V.G., Novoselov K.A., Blinov I.A., Charykova M.V. (2020) Se minerals in the continental and submarine oxidation zones of the South Urals volcanogenic-hosted massive sulfide deposits: A review. *Ore Geol. Rev.*, **122**, 103500. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103500>

Belogub E.V., Novoselov C.A., Spiro B., Yakovleva B. (2003) Mineralogical and sulphur isotopic features of the supergene profile of Zapadno-Ozernoye massive sulphide and gold-bearing gossan deposit, South Urals. *Mineral. Magaz.*, **67**(2), 339-354.

Belogub E.V., Novoselov K.A., Yakovleva B.A. (2006) Mineralogy of selenium in pyrite deposits of the Southern Urals. *Metallogeny of ancient and modern oceans*. Miass, UB RAS, 96-100. (In Russ.)

Chitaeva N.A. (1965) Distribution of selenium and tellurium in the oxidation zone of copper pyrite deposits of the Southern Urals. *Geokhimiya*, (9), 1140-1153. (In Russ.)

de Ronde C.E.J., Chadwick Jr. W.W., Ditchburn R.G., Embley R.W., Tunncliffe V., Baker E.T., Walker S.L., Ferrini V.L., Merle S.M. (2015) Molten Sulfur Lakes of Intraoceanic Arc Volcanoes. (Eds D. Rouwe, B. Christenson, F. Tassi, J. Vandemeulebrouck). *Volcanic Lakes*.

- Advances in Volcanology. Springer, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2> 11
- Hannington M.D., Bleeker W., Kjarsgaard I. (1999) Sulfide mineralogy, geochemistry, and ore genesis of the Kidd Creek Deposit. Pt II. The bornite zone. *Econ. Geol. Monogr.*, **10**, 225-266. <https://doi.org/10.5382/Mono.10.08>
- Kim J., Lee K.-Y., Kim J.-H. (2011) Metal-bearing molten sulfur collected from a submarine volcano: implications for vapor transport of metals in seafloor hydrothermal systems. *Geology*, **39**, 351-354. <https://doi.org/10.1130/G31665.1>
- Malyshev A.I. (2007) Specific Features of Massive Sulfide Ore Formation under Submarine Conditions at Various Depths. *Dokl. Earth Sci.*, **415**(5), 751-754 (translated from *Dokl. AN*, **414**(6), 805-809). <https://doi.org/10.1134/S1028334X07050200>
- Malyshev A.I. (2015) Gas factor in endogenous processes. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 324 p. (In Russ.)
- Malyshev A., Malysheva L. (2022) Sulfur in ore formation. *Ore Geol. Rev.*, **150C**, 105199. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105199>
- Maslennikov V.V. (1999) Sedimentogenesis, halmyrolysis and ecology of the massive sulfide paleohydrothermal fields (after the example of the Southern Urals). Miass, Geotur Publ., 348 p. (In Russ.)
- Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Maslennikova S.P., Tret'yakov G.A., Melekestseva I.Yu., Safina N.P., Belogub E.V., Larzh R.R., Danyushevskii L.V., Tseluiko A.S., Krainev Yu.D. (2014) Toxic elements in massive sulfide systems. Ekaterinburg, RIO UB RAS Publ., 340 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Urals. Geological conditions of placement. (1985) (Ed. V.I. Smirnov). Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 288 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Urals: Geological structure. (1988) (V.A. Prokin, F.P. Buslaev, M.I. Ismagilov et al.). Sverdlovsk, UrO AN SSSR Publ., 241 p. (In Russ.)
- Massive sulfide deposits of the Urals: Conditions of formation. (1992) (Eds S.N. Ivanov, V.A. Prokin). Ekaterinburg, UrO AN SSSR Publ., 307 p. (In Russ.)
- Palei I.P. (1957) Native selenium concentration in the oxidation zone of a sulphide ores deposit. *Geokhimiya*, (7), 640-641. (In Russ.)
- Physical quantities. Guide. (1991) Moscow, Energoatomizdat Publ., 1232 p. (In Russ.)
- Rau H. (1974) Vapour composition and critical constants of selenium. *J. Chem. Thermodynam.*, **6**, 525-535.
- Seravkin I.B., Kosarev A.M., Salikhov D.N., Znamenskii S.E., Rodicheva Z.I., Rykus M.V., Snachev V.I. (1992) Volcanism of the Southern Urals. Moscow, Nauka Publ., 197 p. (In Russ.)
- Sergeev N.B., Zaikov V.V., Laputina I.P., Trofimov O.V. (1994) Gold and silver in the hypergenesis zone of the pyrite deposit of the Gayskoye deposit (Southern Urals). *Geol. Rudn. Mestorozh.*, **36**(2), 169-183.
- Shadlun T.N. (1948) Mineralogy of the oxidation zone of the pyrite deposit Blyava in the Southern Urals. Moscow, Publishing House of the USSR Academy of Sciences., 103 p. (Tr. Instituta Geol. Nauk AN SSSR, vyp. 96. Ser. Rudn. Mestorozh., (11)).
- Smirnov S.S. (1936) The oxidation zone of sulfide deposits. Leningrad, Moscow, ONTI NKTP SSSR Publ., 292 p. (In Russ.)
- Topchieva O.M., Petrovsky V.A., Nazarova M.A., Chubarov V.M., Sukharev A.E. (2017) The conditions of opal formation within the North-Mutnovskaya volcanic zone of Kamchatka. *Vestn. Perm. Universiteta*, **16**(1), 35-47. (In Russ.) <https://doi.org/10.17072/psu.geol.16.1.35>
- Volcanic sulfur deposits and some problems of hydrothermal ore formation. (1971) (Ed. G.M. Vlasov). Moscow, Nauka Publ., 360 p. (In Russ.)
- Yushkin N.P. (1968) Mineralogy and paragenesis of native sulfur in exogenous deposits. Leningrad, Nedra Publ., 187 p. (In Russ.)
- Zaikov V.V., Sergeev N.B. (1993) The supergene zone of sulphide ores of the Gaiskoe deposit (South Urals). *Geol. Ore Dep.*, **35**(4), 320-332. (In Russ.)



## Авторский указатель за 2023 г.

- Агашева Е.В.** U-Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из песчаников кратерной части кимберлитовой трубки им. В. Гриба и магматического объекта KL-01, Архангельская алмазоносная провинция (север Восточно-Европейской платформы). № 4, стр. 603.
- Агашева Е.В.** см. Барабаш Е.О.
- Акимов Е.Ю.** см. Шишлов С.Б.
- Александров М.А.** см. Климова Е.С.
- Аминов П.Г.** см. Масленникова А.В.
- Анкушев М.Н.** см. Епимахов А.В.
- Анкушева П.С.** см. Епимахов А.В.
- Анникова И.Ю.** см. Владимиров А.Г.
- Антипов М.П.** см. Быкадоров В.А., см. Хераскова Т.Н.
- Антиошин Н.А.** см. Шардакова Г.Ю.
- Аржиловская Н.Н.** см. Климова Е.С.
- Артемьев Д.А.** см. Масленникова А.В.
- Баданина И.Ю.** см. Мурзин В.В.
- Бадида Л.В.** см. Маслов А.В.
- Барабаш Е.О., Агашева Е.В.** Типоморфные особенности гранатов из кратерной и диатремовой фаций кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): применение при прогнозно-поисковых работах на алмазы на севере Восточно-Европейской платформы. № 4, стр. 622.
- Бардухинов Л.Д.** см. Вяткин С.В.
- Безносков П.А.** см. Пономаренко Е.С.
- Берзин С.В.** см. Бурлаков Е.В., см. Козлов П.С.
- Бубнова М.В.** см. Чайковский И.И.
- Бурлаков Е.В., Иванов К.С., Берзин С.В., Травин А.В., Ханин Д.А.** Возраст и условия формирования хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. № 6, стр. 982.
- Бухари С.К.** см. Дар А.М.
- Быкадоров В.А.** см. Хераскова Т.Н.
- Быкадоров В.А., Горкин Г.М., Антипов М.П., Книжник К.Е.** О природе кратера Жаманшин (Северное Приаралье). № 1, стр. 92.
- Вантеев В.В.** см. Кислов Е.В.
- Варламов Д.А.** см. Мурзин В.В.
- Васильев Е.А., Устинов В.Н., Лешуков С.И., Пенделяк Р.Н., Николаева Э.В.** Кристаллы алмаза кимберлитовой трубки им. В. Гриба: морфология и структурно-химические особенности. № 4, стр. 549.
- Вевель Я.А.** см. Груздев Д.А.
- Ветрин В.Р., Скублов С.Г.** Редкоэлементный состав циркона из гранитоидов неархейской щелочной провинции Кольского полуострова. № 5, стр. 868.
- Вишневецкий А.В.** см. Рахимов И.Р.
- Владимиров А.Г., Карпов А.В., Анникова И.Ю., Михеев Е.И.** Жаман-Койтасский гранит-лейкогранитный массив (Северный Казахстан): U-Pb возраст, минерало-геохимические особенности, геодинамический анализ. № 6, стр. 1006.
- Войкина З.А.** см. Горожанина Е.Н.
- Волож Ю.А.** см. Хераскова Т.Н.
- Волчек Е.Н.** см. Душин В.А.
- Вяткин С.В., Криулина Г.Ю., Бардухинов Л.Д., Гаранин В.К.** Алмазы россыпного месторождения реки Моргогор (Анабар, Якутия). № 4, стр. 672.
- Гаранин В.К.** см. Вяткин С.В.
- Гершанок В.А.** см. Чадаев М.С.
- Гоголева С.С.** см. Томшин М.Д.
- Голобурдина М.Н., Граханов С.А., Проскурнин В.Ф.** Особенности петрографического состава алмазоносных карнийских образований Булкурской антиклинали северо-востока Сибирской платформы. № 4, стр. 654.
- Головин А.В.** см. Дымшиц А.М.
- Горкин Г.М.** см. Быкадоров В.А.
- Горожанин В.М.** см. Горожанина Е.Н.
- Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М., Войкина З.А.** Биостратиграфия и литофации средне-верхнего девона Аязовского нефтяного месторождения (северо-восток Башкирии). № 1, стр. 68.
- Граханов С.А.** см. Голобурдина М.Н.
- Груздев Д.А., Журавлев А.В., Вевель Я.А., Ерофеевский А.В., Смолева И.В.** Фаменский отрицательный экскурс изотопного состава углерода в разрезе на р. Изьяю (поднятие Чернышева, Предуральский краевой прогиб). № 2, стр. 165.
- Губанов Н.В.** см. Рахманова М.И.
- Гулаков В.О.** см. Масленникова А.В.
- Дар А.М., Бухари С.К.** Магнитные ограничения и инверсионная восприимчивость разлома Балапур Центрального Кашмира СЗ Гималаев. № 2, стр. 292.
- Демен С.П.** см. Корсаков А.В.
- Дерягин В.В.** см. Масленникова А.В.
- Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Котляров А.В., Карманов Н.С., Низаметдинов И.Р.** Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия). № 3, стр. 386.
- Дорошкевич А.Г.** см. Нугуманова Я.Н.
- Дубкова К.А.** см. Шишлов С.Б.
- Душин В.А., Суставов С.Г., Прокопчук Д.И., Волчек Е.Н.** Алмазоносные флюидолиты области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой области. № 4, стр. 637.
- Дымшиц А.М., Муравьева Е.А., Тычков Н.С., Костровицкий С.И., Шарьгин И.С., Головин А.В., Олейников О.Б.** Термальное состояние краевой части Сибирского кратона в мезозойскую эру кимберлитового магматизма Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция). № 4, стр. 515.
- Дьякова С.А.** см. Сергеева Н.Д.
- Евдокимова И.О.** см. Соболев Д.Б.
- Епимахов А.В., Чечушков И.В., Киселева Д.В., Анкушев М.Н., Анкушева П.С.** Картирование биодотупного  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в Южном Зауралье. № 6, стр. 1079.
- Ерофеевский А.В.** см. Груздев Д.А.
- Ерохин Ю.В., Иванов К.С., Смирнов В.Н., Захаров А.В., Чугаев А.Е.** Габброиды Баженовского габбро-гипербазитового массива (Средний Урал): вещественный состав и возраст. № 3, стр. 367.

- Жимулев Е.И.** см. Сонин В.М.  
**Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Новиков И.С., Сеников Н.В., Колесов К.К.** Геологическое строение и мезозойско-кайнозойская тектоническая эволюция Неня-Чумышского прогиба (Южный Салаир, юг Западной Сибири). № 5, стр. 820.  
**Журавлев А.В.** см. Груздев Д.А., см. Соболева М.А.
- Зазовская Э.П.** см. Масленникова А.В.  
**Зайцева Т.С.** см. Сергеева Н.Д.  
**Захаров А.В.** см. Ерохин Ю.В.  
**Зедгенизов Д.А.** Проблемы алмазоносности краевых частей древних платформ и сопряженных складчатых областей. № 4, стр. 471.  
**Зедгенизов Д.А.** см. Калугина А.Д., см. Пучков В.Н., см. Рахманова М.И.  
**Знаменский С.Е.** Минералогия и *P-T* условия образования метасоматических пород Вознесенского месторождения золота (Южный Урал). № 3, стр. 430.  
**Жорина Л.Д.** см. Раков Л.Т.
- Иванов К.С.** см. Бурлаков Е.В., см. Ерохин Ю.В., см. Козлов П.С.  
**Иванов О.В.** см. Чайковский И.И.  
**Иванова Р.М.** см. Пономаренко Е.С.
- Калинин К.П.** см. Чуйко В.А.  
**Калугина А.Д.** см. Нугуманова Я.Н.  
**Калугина А.Д., Зедгенизов Д.А., Логвинова А.М.** Использование рамановской спектроскопии для характеристики состава минеральных включений перидотитового парагенезиса в алмазах. № 4, стр. 531.  
**Карманов Н.С.** см. Дмитриева Н.В.  
**Карпов А.В.** см. Владимиров А.Г.  
**Киселева Д.В.** см. Епимахов А.В.  
**Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М., Посохов В.Ф., Вантеев В.В.** Состав и условия формирования нефрита месторождения Нырдьвоменшор, Полярный Урал. № 2, стр. 270.  
**Климова Е.С., Чертина К.Н., Александров М.А., Соловьёва А.В., Аржиловская Н.Н.** Типизация глинисто-кремнистых отложений березовской свиты (на примере скважин Харампурского месторождения). № 2, стр. 197.  
**Книжник К.Е.** см. Быкадоров В.А.  
**Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А.** Первые данные о редкоземельной минерализации в кислых разновидностях пород шатакского комплекса (Южный Урал). № 5, стр. 910.  
**Ковалев С.С.** см. Ковалев С.Г.  
**Козлов П.С., Берзин С.В., Иванов К.С., Юдин Д.С.** Амфиболовые перидотиты и горнблендиты интрузии Шрисгеймитовая горка Ревдинского массива (Платиноносный пояс Урала). № 5, стр. 721.  
**Колесов К.К.** см. Жимулев Ф.И.  
**Коровко А.В.** см. Шардакова Г.Ю.  
**Корсаков А.В., Мусияченко К.А., Михайленко Д.С., Демин С.П.** Условия образования калийсодержащих турмалинов Кумды-Кольского месторождения (Кокчетавский массив, Северный Казахстан): по данным изучения твердофазных включений. № 4, стр. 500.  
**Костицын В.И.** см. Чадаев М.С.  
**Костровицкий С.И.** см. Дымшиц А.М.  
**Котляров А.В.** см. Дмитриева Н.В., см. Жимулев Ф.И.
- Котляров В.А.** см. Лысенко В.И.  
**Кох С.Н.** см. Некипелова А.В.  
**Криулина Г.Ю.** см. Вяткин С.В.  
**Кузнецов А.Б.** см. Стативко В.С.  
**Курчатов А.М.** Некоторые геодинамические аспекты связи металлогении с магматической зональностью орогенных вулканоплутонических поясов. № 1, стр. 5.
- Лешуков С.И.** см. Васильев Е.А.  
**Лиханов И.И.** см. Некипелова А.В.  
**Логвинова А.М.** см. Калугина А.Д.  
**Лысенко В.И., Котляров В.А., Михайличенко Т.В.** Геология, морфология и минералогия сульфидно-карбонатных гидротермально-бактериальных построек на поверхности лав Тессельского палеовулкана (южный берег Крыма). № 2, стр. 179.  
**Лютюев В.П., Макеев А.Б., Терехов Е.Н.** Ювелирный гранат альмандин месторождения Кителя (Карелия): состав и спектроскопические свойства. № 2, стр. 247.
- Мавринская Т.М., Шарипова А.Р.** Биостратиграфическое расчленение по конодонтам пражских отложений западного склона Южного Урала на примере разреза Миндигулово. № 6, стр. 950.  
**Макеев А.Б.** см. Лютюев В.П.  
**Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Уляшев В.В.** Комплексная характеристика зювитов р. Б. Вануйта (Карская астроблема, Россия). № 5, стр. 844.  
**Малич К.Н.** см. Мурзин В.В.  
**Мальшев А.И., Мальшева Л.К.** Самородный селен в апикальных породах Гайского медноколчеданного месторождения. № 6, стр. 1095.  
**Мальшева Л.К.** см. Мальшев А.И.  
**Масленникова А.В., Артемьев Д.А., Зазовская Э.П., Дерягин В.В., Гулаков В.О., Удачин Н.В., Аминов П.Г., Удачин В.Н.** Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала. № 3, стр. 410.  
**Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В.** О возможном влиянии примеси СаО в терригенных породах Предуральского прогиба на определение состава источников кластики по геохимическим данным. № 1, стр. 21.  
**Мизенс Г.А.** см. Маслов А.В.  
**Минервина Е.А.** см. Раков Л.Т.  
**Михайленко Д.С.** см. Корсаков А.В.  
**Михайличенко Т.В.** см. Лысенко В.И.  
**Михеев Е.И.** см. Владимиров А.Г.  
**Муравьева Е.А.** см. Дымшиц А.М.  
**Мурзин В.В., Малич К.Н., Баданина И.Ю., Варламов Д.А., Чашухин И.С.** Минеральные ассоциации хромититов Алапаевского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал). № 5, стр. 740.  
**Мусияченко К.А.** см. Корсаков А.В.
- Наумов В.А.** см. Чуйко В.А.  
**Некипелова А.В., Сокол Э.В., Кох С.Н., Лиханов И.И., Хворов П.В.** Высокоглиноземистые породы Панимбинской и Маяконской площадей Енисейского кряжа: вещественный состав и перспективы получения андалузитовых и кианитовых концентратов. № 3, стр. 447.

- Низаметдинов И.Р.** см. Дмитриева Н.В.  
**Николаева Э.В.** см. Васильев Е.А.  
**Новиков И.С.** см. Жимулев Ф.И.  
**Нугуманова Я.Н., Калугина А.Д., Старикова А.Е., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р.** Минералы группы апатита из ультраосновных лампрофиров зиминского щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Урикско-Ийский грабен, Восточное Присянье). № 4, стр. 589.  
**Нурмухаметов Ф.М.** см. Кислов Е.В.
- Олейников О.Б.** см. Дымшиц А.М.  
**Онищенко С.А.** Деформация и перекристаллизация сульфидных прослоев на золоторудном черносланцевом месторождении Голец Высочайший. № 6, стр. 1059.
- Пазухин В.Н.** см. Горожанина Е.Н.  
**Пактовский Ю.Г., Попов А.Г.** Девонский коллектор алмазов Урала. № 4, стр. 683.  
**Патина И.С.** см. Хераскова Т.Н.  
**Пенделяк Р.Н.** см. Васильев Е.А.  
**Петров Г.А., Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Ронкин Ю.Л.** Позднедевонский габбро-долерит-монцонит-гранодиоритовый комплекс в бассейне р. Северная Сосьва (Северный Урал): новые данные о составе, возрасте и геохимии. № 6, стр. 1038.  
**Плюснин И.А.** см. Чуйко В.А.  
**Пономаренко Е.С., Иванова Р.М., Безносос П.А.** Новые данные о каменноугольных отложениях южной части Восточно-Тиманского мегавала. № 3, стр. 325.  
**Попов А.Г.** см. Пактовский Ю.Г.  
**Попов М.П.** см. Кислов Е.В.  
**Посохов В.Ф.** см. Кислов Е.В.  
**Прокопчук Д.И.** см. Душин В.А.  
**Прокопьев И.Р.** см. Нугуманова Я.Н.  
**Прокофьев В.Ю.** см. Раков Л.Т.  
**Проскурнин В.Ф.** см. Голобурдина М.Н.  
**Простолупов Г.В.** см. Чадаев М.С.  
**Пучков В.Н.** см. Сергеева Н.Д.  
**Пучков В.Н., Зедгенизов Д.А.** Мантийная конвекция и алмазы. № 4, стр. 476.
- Раков Л.Т., Прокофьев В.Ю., Минервина Е.А., Зорина Л.Д.** Формы нахождения, взаимосвязь и генетическое значение примесей Al и Li в кварце месторождений золота Дарасунского рудного поля (Восточное Забайкалье, Россия). № 2, стр. 209.  
**Рахимов И.Р., Вишневский А.В.** Роговая обманка в ультрамафит-мафитах худолазовского комплекса Южного Урала: условия кристаллизации и петрологические следствия. № 5, стр. 766.  
**Рахманова М.И., Юрьева О.П., Зедгенизов Д.А., Губанов Н.В.** Спектроскопические особенности коричневых алмазов из россыпей Урала. № 4, стр. 564.  
**Ронкин Ю.Л.** см. Петров Г.А.  
**Рудьяван А.** см. Сиригоринго Л.П.
- Сапийе Б.** см. Сиригоринго Л.П.  
**Сапожников Р.Б.** см. Хераскова Т.Н.  
**Сафонова И.Ю.** см. Дмитриева Н.В.  
**Сенников Н.В.** см. Жимулев Ф.И.  
**Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Дьякова С.А., Зайцева Т.С.** Опорный разрез укской свиты верхнего рифея (каратавия) в Алатауском антиклинории (Южный Урал). № 1, стр. 38.  
**Симакова Ю.С.** Кристаллохимия глобулярных слоистых силикатов Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин (Средний Урал). № 1, стр. 133.  
**Симонов В.А.** см. Дмитриева Н.В.  
**Синкин В.А.** см. Чуйко В.А.  
**Сиригоринго Л.П., Сапийе Б., Рудьяван А., Сусипта И.Г.Б.Е.** Приповерхностная характеристика базальтов провинции Сукадана на основе гравитационного метода (Лампунг, Индонезия). № 6, стр. 1027.  
**Скублов С.Г.** см. Ветрин В.Р., см. Стативко В.С.  
**Смирнов В.Н.** см. Ерохин Ю.В.  
**Смолева И.В.** см. Груздев Д.А.  
**Смоленский В.В.** см. Стативко В.С.  
**Соболев Д.Б., Соболева М.А., Евдокимова И.О.** Остракодовая зональность живецко-франского пограничного интервала в Тимано-Североуральском регионе. № 3, стр. 348.  
**Соболева М.А.** см. Соболев Д.Б.  
**Соболева М.А., Журавлев А.В.** Кедзыдшорская свита и конодонты нижнефранских отложений на р. Изьяю (юг гряды Чернышева). № 2, стр. 151.  
**Сокол Э.В.** см. Некипелова А.В.  
**Соловьёва А.В.** см. Климова Е.С.  
**Сонин В.М., Жимулев Е.И., Чепуров А.А., Туркин А.И., Чепуров А.И.** Особенности проникновения Fe в матрицу из CaCO<sub>3</sub> ± оливин ± серпентин при давлении 4 ГПа и температуре 1400–1500°C (экспериментальные данные). № 4, стр. 491.  
**Старикова А.Е.** см. Нугуманова Я.Н.  
**Стативко В.С., Скублов С.Г., Смоленский В.В., Кузнецов А.Б.** Редкие и редкоземельные элементы в гранатах из силикатно-карбонатных образований Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал). № 2, стр. 225.  
**Сусипта И.Г.Б.Е.** см. Сиригоринго Л.П.  
**Суставов С.Г.** см. Душин В.А.
- Тарантин М.В.** см. Чадаев М.С.  
**Тельнова О.П.** Первые палинологические данные из аматского и плявиньского горизонтов Главного девонского поля. № 6, стр. 970.  
**Терехов Е.Н.** см. Лютоев В.П.  
**Томшин М.Д., Гоголева С.С.** Морфология трапповых силлов вблизи кимберлитов. № 4, стр. 579.  
**Травин А.В.** см. Бурлаков Е.В.  
**Туркин А.И.** см. Сонин В.М.  
**Тычков Н.С.** см. Дымшиц А.М.
- Удачин В.Н.** см. Масленникова А.В.  
**Удачин Н.В.** см. Масленникова А.В.  
**Уляшев В.В.** см. Максименко Н.И.  
**Устинов В.Н.** см. Васильев Е.А.
- Федоров Т.В.** см. Чайковский И.И.
- Ханин Д.А.** см. Бурлаков Е.В.  
**Хворов П.В.** см. Некипелова А.В.  
**Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Патина И.С., Сапожников Р.Б.** Строевые зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волгоуралия и Фенноскандия в составе фундамента Восточно-Европейской платформы. № 3, стр. 309.

- Холоднов В.В.** см. Петров Г.А.
- Чадаев М.С., Костицын В.И., Гершанок В.А., Простолупов Г.В., Тарантин М.В.** Геофизическое изучение земной коры (северные регионы России и шельф арктических морей). № 1, стр. 52.
- Чайковский И.И., Иванов О.В., Бубнова М.В., Федоров Т.В.** О природе, составе и газоносности эпигенетической минерализации в соляной толще Верхнекамского месторождения (на примере Усольского рудника). № 1, стр. 117.
- Чашухин И.С.** см. Мурзин В.В.
- Чепуров А.А.** см. Сонин В.М.
- Чепуров А.И.** см. Сонин В.М.
- Черных В.В.** Зональный биохронологический метод в решении долгоживущих проблем общей стратиграфии. № 6, стр. 935.
- Чертина К.Н.** см. Климова Е.С.
- Чечушков И.В.** см. Епимахов А.В.
- Чугаев А.Е.** см. Ерохин Ю.В.
- Чуйко В.А., Синкин В.А., Наумов В.А., Плющин И.А., Калинин К.П.** Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазности Западного Урала. № 4, стр. 701.
- Шагалов Е.С.** см. Петров Г.А.
- Шардакова Г.Ю., Коровко А.В., Антонишин Н.А.** Условия образования и преобразования, особенности флюидного режима рудно-магматической системы Южно-Сарышаганской гранитной интрузии (Западное Прибалхашье). № 5, стр. 887.
- Шарипова А.А.** см. Ковалев С.Г.
- Шарипова А.Р.** см. Мавринская Т.М.
- Шарыгин И.С.** см. Дымшиц А.М.
- Шишлов С.Б., Акимова Е.Ю., Дубкова К.А.** Петрографический состав и источники материала верхнепалеозойских грубообломочных пород Западного Таймыра. № 5, стр. 785.
- Шумилов И.Х.** Глеевый катагенез девонских красноцветных пород Среднего Тимана. № 5, стр. 809.
- Шумилова Т.Г.** см. Максименко Н.И.
- Юдин Д.С.** см. Козлов П.С.
- Юрьева О.П.** см. Рахманова М.И.

## Autor's Index for 2023

- Agasheva E.V.** see Barabash E.O.  
**Agasheva E.V.** U-Pb (LA-ICP-MS) age of detrital zircons from sandstones of the crater part of the V. Grib kimberlite pipe and KL-01 magmatic object, Arkhangelsk diamondiferous province (north of the East European Platform). No. 4, p. 603.
- Akimova E.Yu.** see Shishlov S.B.  
**Alexandrov M.A.** see Klimova E.S.  
**Aminov P.G.** see Maslennikova A.V.  
**Ankushev M.N.** see Epimakhov A.V.  
**Ankusheva P.S.** see Epimakhov A.V.  
**Annikova I.Yu.** see Vladimirov A.G.  
**Antipov M.P.** see Bykadorov V.A., see Kheraskova T.N.  
**Antonishin N.A.** see Shardakova G.Yu.  
**Arzhilovskaya N.N.** see Klimova E.S.  
**Artemiev D.A.** see Maslennikova A.V.
- Badanina I.Yu.** see Murzin V.V.  
**Badida L.V.** see Maslov A.V.  
**Barabash E.O., Agasheva E.V.** Typomorphic features of garnet xenocrysts from the crater and diatreme parts of the high diamondiferous V. Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk diamondiferous province): application in prospecting and exploration for diamonds in the north of the East European platform. No. 4, p. 623.
- Bardukhinov L.D.** see Vyatkin S.V.  
**Beznosov P.A.** see Ponomarenko E.S.  
**Berzin S.V.** see Burlakov E.V., see Kozlov P.S.  
**Bubnova M.V.** see Chaikovskiy I.I.  
**Burlakov E.V., Ivanov K.S., Berzin S.V., Travin A.V., Khanin D.A.** Age and generation conditions of quartz crystal deposits in the Subpolar Urals. No. 6, p. 982.
- Bukhari S.K.** see Dar A.M.  
**Bykadorov V.A.** see Kheraskova T.N.  
**Bykadorov V.A., Gorkin G.M., Antipov M.P., Knizhnik K.E.** On the nature of the Zhamanshin crater (Northern Cis-Aralian Region). No. 1, p. 92.
- Vanteev V.V.** see Kislov E.V.  
**Varlamov D.A.** see Murzin V.V.  
**Vasilev E.A., Ustinov V.N., Leshukov S.I., Pendeliak R.N., Nikolaeva E.V.** Diamonds from V. Grib kimberlite pipe: Morphology and spectroscopic features. No. 4, p. 549.
- Vevel Ya.A.** see Gruzdev D.A.  
**Vetrin V.R., Skublov S.G.** Trace element composition of zircon from granitoids of the Neoproterozoic alkaline province of the Kola Peninsula. No. 5, p. 868.
- Vishnevskiy A.V.** see Rakhimov I.R.  
**Vladimirov A.G., Karpov A.V., Annikova I.Yu., Mikhnev E.I.** Zhaman-Koitass granite-leukogranite massif (Northern Kazakhstan): U-Pb age, mineralogical and geochemical features, geodynamic analysis. No. 6, p. 1006.
- Voykina Z.A.** see Gorozhanina E.N.  
**Volozh Yu.A.** see Kheraskova T.N.  
**Volchek E.N.** see Dushin V.A.  
**Vyatkin S.V., Kriulina G.Y., Bardukhinov L.D., Garanin V.K.** Diamonds of the Morgogor placer (Anabar, Yakutia). No. 4, p. 672.
- Garanin V.K.** see Vyatkin S.V.  
**Gershanok V.A.** see Chadaev M.S.  
**Gogoleva S.S.** see Tomshin M.D.  
**Goloburdina M.N., Grakhanov S.A., Proskurnin V.F.** Petrographic composition of diamond-bearing Carnian formations of the Bulkur anticline the north-eastern Siberian Platform. No. 4, p. 654.
- Golovin A.V.** see Dymshits A.M.  
**Gorkin G.M.** see Bykadorov V.A.  
**Gorozhanin V.M.** see Gorozhanina E.N.  
**Gorozhanina E.N., Pazukhin V.N., Gorozhanin V.M., Voykina Z.A.** Biostratigraphy and lithofacies of the Middle-Upper Devonian in the Ayazovo oil field (North-Eastern of Bashkiria). No. 1, p. 68.
- Grakhanov S.A.** see Goloburdina M.N.  
**Gruzdev D.A., Zhuravlev A.V., Vevel Ya.A., Erofeevsky A.V., Smoleva I.V.** Famennian negative carbon isotope excursion in the Izyayu River section (Tchernyshev Uplift, Cis-Uralian Foredeep). No. 2, p. 165.
- Gubanov N.V.** see Rakhmanova M.I.  
**Gulakov V.O.** see Maslennikova A.V.
- Dar A.M., Bukhari S.K.** Magnetic constraints and susceptible inversions of Balapur Fault at central Kashmir Basin, NW Himalaya. No. 2, p. 292.
- Demin S.P.** see Korsakov A.V.  
**Deryagin V.V.** see Maslennikova A.V.  
**Dmitrieva N.V., Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kotlyarov A.V., Karmanov N.S., Nizametdinov I.R.** Formation conditions of andesites of Sulawesi Island (Indonesia). No. 3, p. 386.
- Doroshkevich A.G.** see Nugumanova Ya.N.  
**Dubkova K.A.** see Shishlov S.B.  
**Dushin V.A., Sustavov S.G., Prokopchuk D.I., Volchek E.N.** Diamond-bearing fluidolites in the junction area of East European Platform and Urals fold region. No. 4, p. 637.
- Dymshits A.M., Muraveva E.A., Tychkov N.S., Kostrovitsky S.I., Sharygin I.S., Golovin A.V., Oleinikov O.B.** Thermal state of the Siberian craton marginal zone at the time of Mesozoic kimberlitic magmatism within the Kuoika field (Yakutian diamondiferous province). No. 4, p. 516.
- Dyakova S.A.** see Sergeeva N.D.
- Evdokimova I.O.** see Sobolev D.B.  
**Epimakhov A.V., Chechushkov I.V., Kiseleva D.V., Ankushev M.N., Ankusheva P.S.** Mapping of bioavailable  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in the Southern Trans-Urals. No. 6, p. 1079.
- Erofeevsky A.V.** see Gruzdev D.A.  
**Erokhin Yu.V., Ivanov K.S., Smirnov V.N., Zakharov A.V., Chugaev A.E.** Gabbroids of the Bazhenov gabbro-hyperbasite massif (Middle Urals): Material composition and age. No. 3, p. 367.
- Zhimulev E.I.** see Sonin V.M.  
**Zhimulev F.I., Kotlyarov A.V., Novikov I.S., Sennikov N.V., Kolesov K.K.** Geological structure and Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Nenya-Chu-

- mysh basin (Southern Salair, southern Western Siberia). No. 5, p. 820.
- Zhuravlev A.V.** see Gruzdev D.A., see Soboleva M.A.
- Zazovskaia E.P.** see Maslennikova A.V.
- Zaitseva T.S.** see Sergeeva N.D.
- Zakharov A.V.** see Erokhin Yu.V.
- Zedgenizov D.A.** Diamond potential of the marginal parts of ancient platforms and associated folded areas. No. 4, p. 471.
- Zedgenizov D.A.** see Kalugina A.D., see Puchkov V.N., see Rakhmanova M.I.
- Znamensky S.E.** Mineralogy and *P-T* conditions for the formation of metasomatic rocks of the Voznesenskoye gold deposit (Southern Urals). No. 3, p. 430.
- Zorina L.D.** see Rakov L.T.
- Ivanov K.S.** see Burlakov E.V., see Erokhin Yu.V., see Kozlov P.S.
- Ivanov O.V.** see Chaikovskiy I.I.
- Ivanova R.M.** see Ponomarenko E.S.
- Kalinin K.P.** see Chuiko V.A.
- Kalugina A.D.** see Nugumanova Ya.N.
- Kalugina A.D., Zedgenizov D.A., Logvinova A.M.** Raman Spectroscopy for Characterization of Peridotite Paragenesis Mineral Inclusions in Diamonds. No. 4, p. 531.
- Karmanov N.S.** see Dmitrieva N.V.
- Karpov A.V.** see Vladimirov A.G.
- Kiseleva D.V.** see Epimakhov A.V.
- Kislov E.V., Popov M.P., Nurmukhametov F.M., Posokhov V.F., Vanteev V.V.** Composition and formation conditions of nephrite, Nyrdvomenshor deposit, Polar Urals. No. 2, p. 270.
- Klimova E.S., Chertina K.N., Alexandrov M.A., Solovieva A.V., Arzhilovskaya N.N.** Typification of clay-siliceous deposits of the Berezovskaya formation (on the example of wells of the Kharampurskoye field). No. 2, p. 197.
- Knizhnik K.E.** see Bykadorov V.A.
- Kovalev S.G., Kovalev S.S., Sharipova A.A.** First data on rare earth mineralization in acid rock varieties of the Shatak complex (Southern Urals). No. 5, p. 910.
- Kovalev S.S.** see Kovalev S.G.
- Kozlov P.S., Berzin S.V., Ivanov K.S., Yudin D.S.** Amphibole peridotite and hornblende of the Schrisheimite Hill intrusion of the Revdinskiy massif (Ural Platinum Belt). No. 5, p. 721.
- Kolesov K.K.** see Zhimulev F.I.
- Korovko A.V.** see Shardakova G.Yu.
- Korsakov A.V., Musiyachenko K.A., Mikhailenko D.S., Demin S.P.** Origin of potassium-bearing tourmalines of the Kumdy-Kolsky deposit (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan): Study of Mineral inclusions. No. 4, p. 500.
- Kostitsyn V.I.** see Chadaev M.S.
- Kostrovitsky S.I.** see Dymshits A.M.
- Kotlyarov A.V.** see Dmitrieva N.V., see Zhimulev F.I.
- Kotlyarov V.A.** see Lysenko V.I.
- Kokh S.N.** see Nekipelova A.V.
- Kriulina G.Y.** see Vyatkin S.V.
- Kuznetsov A.B.** see Stativko V.S.
- Kurchavov A.M.** Geodynamic aspects of the metallogeny-magmatic zonality relationship of orogenic volcanic-plutonic belts. No. 1, p. 5.
- Leshukov S.I.** see Vasilev E.A.
- Likhanov I.I.** see Nekipelova A.V.
- Logvinova A.M.** see Kalugina A.D.
- Lysenko V.I., Kotlyarov V.A., Mihaylichenko T.V.** Geology, morphology and mineralogy of sulfide-carbonate hydrothermal-bacterial structures on the surface of Tessel paleovolcano lava (south coast of Crimea). No. 2, p. 179.
- Lyutoev V.P., Makeyev A.B., Terekhov E.N.** Almandine jewelry garnet from the Kitelya deposit (Karelia): composition and spectroscopic properties. No. 2, p. 247.
- Mavrinskaya T.M., Sharipova A.R.** Pragian conodont biostratigraphy of the western slope of the Southern Urals (Mindigulovo section). No. 6, p. 950.
- Makeyev A.B.** see Lyutoev V.P.
- Maksimenko N.I., Shumilova T.G., Ulyashev V.V.** Complex characteristics of suevites at the B. Vanuyta river (Kara astrobleme, Russia). No. 5, p. 844.
- Malitch K.N.** see Murzin V.V.
- Malyshev A.I., Malysheva L.K.** Native selenium in the apical rocks of the Gaisky copper-pyrite deposit. No. 6, p. 1095.
- Malysheva L.K.** see Malyshev A.I.
- Maslennikova A.V., Artemiev D.A., Zazovskaia E.P., Deryagin V.V., Gulakov V.O., Udachin N.V., Aminov P.G., Udachin V.N.** Geochemical record of Lake Sabakty: Electrical conductivity and reconstruction of the Lateglacial and Holocene environments in the Southern Urals (Russia) steppe. No. 3, p. 410.
- Maslov A.V., Mizens G.A., Badida L.V.** Possible influence of CaO admixture in the Pre-Ural Foredeep terrigenous rocks on the determination of the source rocks composition based on geochemical data. No. 1, p. 21.
- Mizens G.A.** see Maslov A.V.
- Minervina E.A.** see Rakov L.T.
- Mikhailenko D.S.** see Korsakov A.V.
- Mihaylichenko T.V.** see Lysenko V.I.
- Mikheev E.I.** see Vladimirov A.G.
- Muraveva E.A.** see Dymshits A.M.
- Murzin V.V., Malitch K.N., Badanina I.Yu., Varlamov D.A., Chashchukhin I.S.** Mineral assemblages from chromitites of the Alapaevsk dunite-harzburgite massif (Middle Urals). No. 5, p. 740.
- Musiyachenko K.A.** see Korsakov A.V.
- Naumov V.A.** see Chuiko V.A.
- Nekipelova A.V., Sokol E.V., Kokh S.N., Likhanov I.I., Khvorov P.V.** High-alumina rocks from the Panimba and Mayakon areas (Yenisei Ridge): Composition and industrial perspectives. No. 3, p. 447.
- Nizametdinov I.R.** see Dmitrieva N.V.
- Nikolaeva E.V.** see Vasilev E.A.
- Novikov I.S.** see Zhimulev F.I.
- Nugumanova Ya.N., Kalugina A.D., Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R.** Minerals of the apatite group from ultramafic lamprophyres of the Zima alkaline-ultramafic carbonate complex (Urik-Iya graben, Eastern Sayan region). No. 4, p. 589.
- Nurmukhametov F.M.** see Kislov E.V.
- Oleinikov O.B.** see Dymshits A.M.
- Onishchenko S.A.** Deformation and recrystallization of sulfide interlayers at the Golets Vysochaishii Gold-Ore

Black-Shale Deposit. No. 6, p. 1059.

- Pazukhin V.N.** see Gorozhanina E.N.  
**Paktovskiy Yu.G., Popov A.G.** Devonian diamond reservoir of the Urals. No. 4, p. 683.  
**Patina I.S.** see Kheraskova T.N.  
**Pendeliak R.N.** see Vasilev E.A.  
**Petrov G.A., Kholodnov V.V., Shagalov E.S., Ronkin Yu.L.** Late Devonian gabbro-dolerite-monzonite-granodiorite complex in the basin of the Severnaya Sosva River (Northern Urals): New data on composition, age, and geochemistry. No. 6, p. 1038.  
**Plyusnin I.A.** see Chuiko V.A.  
**Ponomarenko E.S., Ivanova R.M., Beznosov P.A.** New Data on Carboniferous Deposits in the Southern Part of the East-Timan Megaswell. No. 3, p. 325.  
**Popov A.G.** see Paktovskiy Yu.G.  
**Popov M.P.** see Kislov E.V.  
**Posokhov V.F.** see Kislov E.V.  
**Prokopchuk D.I.** see Dushin V.A.  
**Prokopyev I.R.** see Nugumanova Ya.N.  
**Prokofiev V.Yu.** see Rakov L.T.  
**Proskurnin V.F.** see Goloburdina M.N.  
**Prostolupov G.V.** see Chadaev M.S.  
**Puchkov V.N.** see Sergeeva N.D.  
**Puchkov V.N., Zedgenizov D.A.** Mantle convection and diamonds. No. 4, p. 476.
- Rakov L.T., Prokofiev V.Yu., Minervina E.A., Zorina L.D.** Forms of presence, interrelation and genetic significance of Al and Li impurities in quartz of gold deposits of the Darasunsky ore field (Eastern Transbaikalia, Russia). No. 2, p. 209.  
**Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V.** Hornblende in ultramafic-mafic rocks of the Khudolaz Complex of the Southern Urals: Crystallization conditions and petrological implications. No. 5, p. 766.  
**Rakhmanova M.I., Yuryeva O.P., Zedgenizov D.A., Gubanov N.V.** Spectroscopic features of brown diamonds from Ural placers. No. 4, p. 564.  
**Ronkin Yu.L.** see Petrov G.A.  
**Rudyawan A.** see Siringoringo L.P.
- Sapiie B.** see Siringoringo L.P.  
**Saposhnikov R.B.** see Kheraskova T.N.  
**Safonova I.Yu.** see Dmitrieva N.V.  
**Sennikov N.V.** see Zhimulev F.I.  
**Sergeeva N.D., Puchkov V.N., Dyakova S.A., Zaitseva T.S.** Reference section of the Uk Formation of the Upper Riphean (Karatavian) in the Alatau anticlinorium (Southern Urals). No. 1, p. 38.  
**Simakova Yu.S.** Crystal chemistry of globular layered silicates of the Troitsko-Bainovskoye fire-clay deposit (Middle Urals). No. 1, p. 133.  
**Simonov V.A.** see Dmitrieva N.V.  
**Sinkin V.A.** see Chuiko V.A.  
**Siringoringo L.P., Sapiie B., Rudyawan A., Sucipta I.G.B.E.** Subsurface delineation of Sukadana Basalt Province based on gravity method, Lampung, Indonesia. No. 6, p. 1027.  
**Skublov S.G.** see Vetrin V.R., see Stativko V.S.  
**Smirnov V.N.** see Erokhin Yu.V.  
**Smoleva I.V.** see Gruzdev D.A.  
**Smolenskiy V.V.** see Stativko V.S.
- Sobolev D.B., Soboleva M.A., Evdokimova I.O.** Ostracod zonation of the Givetian-Frasnian boundary interval in the Timan-North Urals Region. No. 3, p. 348.  
**Soboleva M.A.** see Sobolev D.B.  
**Soboleva M.A., Zhuravlev A.V.** Kedzydshor Formation and conodonts of the Lower Frasnian on the Izyayu River (South of the Tchernyshev Uplift). No. 2, p. 151.  
**Sokol E.V.** see Nekipelova A.V.  
**Solovieva A.V.** see Klimova E.S.  
**Sonin V.M., Zhimulev E.I., Chepurov A.A., Turkin A.I., Chepurov A.I.** Peculiarities of Fe penetration into the matrix of CaCO<sub>3</sub> ± olivine ± serpentine at a pressure of 4 GPa and temperature of 1400–1500°C (experimental data). No. 4, p. 491.  
**Starikova A.E.** see Nugumanova Ya.N.  
**Stativko V.S., Skublov S.G., Smolenskiy V.V., Kuznetsov A.B.** Trace and rare-earth elements in garnets from silicate-carbonate formations of the Kusa-Kopan complex (Southern Urals). No. 2, p. 225.  
**Sucipta I.G.B.E.** see Siringoringo L.P.  
**Sustavov S.G.** see Dushin V.A.
- Tarantin M.V.** see Chadaev M.S.  
**Telnova O.P.** First palynological data from the Amat and Plyavinsky Horizons of the Main Devonian field. No. 6, p. 970.  
**Terekhov E.N.** see Lyutoev V.P.  
**Tomshin M.D., Gogoleva S.S.** Morphology of trap sills near kimberlites. No. 4, p. 579.  
**Travin A.V.** see Burlakov E.V.  
**Turkin A.I.** see Sonin V.M.  
**Tychkov N.S.** see Dymshits A.M.
- Udachin V.N.** see Maslennikova A.V.  
**Udachin N.V.** see Maslennikova A.V.  
**Ulyashev V.V.** see Maksimenko N.I.  
**Ustinov V.N.** see Vasilev E.A.
- Fedorov T.V.** see Chaikovskiy I.I.
- Khanin D.A.** see Burlakov E.V.  
**Khvorov P.V.** see Nekipelova A.V.  
**Kheraskova T.N., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Bykadorov V.A., Patina I.S., Saposhnikov R.B.** Junction zone structure of the Sarmatia, Volga-Uralia, and Fennoscandia microcontinents as part of the East European Platform basement. No. 3, p. 309.  
**Kholodnov V.V.** see Petrov G.A.
- Chadaev M.S., Kostitsyn V.I., Gershanok V.A., Prostolupov G.V., Tarantin M.V.** Geophysical study of the Earth's crust (Northern regions of Russia and the Arctic sea shelf). No. 1, p. 52.  
**Chaikovskiy I.I., Ivanov O.V., Bubnova M.V., Fedorov T.V.** On the nature, composition and gas content of epigenetic mineralization in the salt column of the Verkhnekamskoe deposit (on the example of the Usolsky mine). No. 1, p. 117.  
**Chashchukhin I.S.** see Murzin V.V.  
**Chepurov A.A.** see Sonin V.M.  
**Chepurov A.I.** see Sonin V.M.  
**Chernykh V.V.** Zonal biochronological method for solving long-living problems of general stratigraphy. No. 6, p. 935.

- Chertina K.N.** see Klimova E.S.  
**Chechushkov I.V.** see Epimakhov A.V.  
**Chugaev A.E.** see Erokhin Yu.V.  
**Chuiko V.A., Sinkin V.A., Naumov V.A., Plyusnin I.A., Kalinin K.P.** Syuzevskoye diamond placer: A new stage in studying the diamond potential of Western Urals. No. 4, p. 702.
- Shagalov E.S.** see Petrov G.A.  
**Shardakova G.Yu., Korovko A.V., Antonishin N.A.** Generation and alteration conditions, fluid regime features of the ore-magmatic system of the South Saryshagan granite intrusion (Western Balkhash region). No. 5, p. 887.
- Sharipova A.A.** see Kovalev S.G.  
**Sharipova A.R.** see Mavrinskaya T.M.  
**Sharygin I.S.** see Dymshits A.M.  
**Shishlov S.B., Akimova E.Yu., Dubkova K.A.** Petrographic composition and material sources of Upper Paleozoic rough-clastic rocks in Western Taimyr. No. 5, p. 785.  
**Shumilov I.Kh.** Gley catagenesis of Devonian red-colored rocks on the Middle Timan. No. 5, p. 809.  
**Shumilova T.G.** see Maksimenko N.I.
- Yudin D.S.** see Kozlov P.S.  
**Yuryeva O.P.** see Rakhmanova M.I.



**ЛИТОСФЕРА Том 23 № 6**

Ноябрь–Декабрь 2023

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

Учредитель

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого  
Уральского отделения Российской академии наук

Свидетельство о регистрации ПИ № ФС77-77043 от 21 октября 2019 г.  
в 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 № 123	Дата выхода в свет 26.12.2023	Формат 60 × 84 <sup>1</sup> / <sub>8</sub>	Печать офсетная
Усл. печ. л. 24,5	Уч.-изд. л. 24,5	Тираж 70	Свободная цена
			Заказ _____

---

Институт геологии и геохимии УрО РАН Екатеринбург, 620110, ул. Академика Вонсовского, 15

---

Отпечатано с готового оригинал-макета в типографии  
ООО Универсальная Типография “Альфа Принт”  
*Адрес типографии:*  
620049, г. Екатеринбург, переулок Автоматики, 2ж  
Тел.: 8 (800) 300-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)

**LITHOSPHERE (Russia) Vol. 23 No. 6**

November–December 2023

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

Founder

The Federal State Institution of Science  
the Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry  
Russian Academy of Sciences Ural Branch

Registration certificate PI No. FS77-77043 from October 21, 2019  
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 № 123	Signed in print 26.12.2023	Format 60 × 84½	Offset print
Cond. print. sh. 24,5	Found.-publ. sh. 24,5	Circulation 100	Free price
			Order _____

---

Institute of Geology and Geochemistry UB RAS                      15 Academician Vonsovsky st., Ekaterinburg 620110

---

Printed from the ready-made original layout in typography  
OOO Universal Printing House “Alpha Print”  
*Printing house address:*  
2ж Automation Lane, Ekaterinburg 620049  
Тел.: 8 (800) 300-16-00  
[www.alfaprint24.ru](http://www.alfaprint24.ru)